

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
КОМИТЕТ НАУКИ

ТОО «ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ»

ДИНАМИКА ГОРНОЙ КРИОСФЕРЫ БАЛКАШ-АЛАКОЛЬСКОГО БАССЕЙНА

И. В. Северский

АЛМАТЫ
2017

Динамика горной криосферы Балкаш-Алакольского бассейна. – Алматы, 2017.

ISBN

Северский И.В. Динамика горной криосферы Балкаш-Алакольского бассейна. – 109 с.

ISBN

В общей системе задач обеспечения водной безопасности Казахстана, как и стран всего Центрально-Азиатского региона, особый приоритет принадлежит оценке современных и прогнозных изменений горной криосферы. Главными ее компонентами является сезонный снежный покров и ледники, талые воды которых формируют до 80% годового стока главных рек региона.

Характерные для последнего полувека изменения снежных ресурсов и прогнозные оценки динамики оледенения региона, согласно которым подавляющая часть ледников Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии могут полностью растаять уже к концу текущего столетия, вызывают все большую озабоченность не только научного сообщества, но и правительств стран Центральной Азии. По мнению авторов многочисленных публикаций, сохранение выявленных тенденций в будущем неминуемо повлечет обострение проблем не только водной, но и продовольственной безопасности: талые ледниковые воды формируют до 50% речного стока за вегетационный период, обеспечивая саму возможность существования сложившейся в регионе системы орошаемого земледелия. Понять, насколько обоснованы эти опасения – задача данного исследования и основная часть данного обобщения.

На основе анализа данных многолетнего круглогодичного мониторинга криосферы на базе трех научных станций Института географии на Северном Тянь-Шане, данных стандартных наблюдений на сети гидрометеорологических станций Центральной Азии с учетом содержания соответствующих научных публикаций в монографии рассмотрены три взаимосвязанные проблемы: изменения климата, снежности зоны формирования стока и оледенения и их проявлений в стоке рек Балкаш-Алакольского бассейна.

Монография может быть полезна для управленческих и научно-исследовательских структур, деятельность которых связана с разработкой проблем охраны и использования водных ресурсов трансграничных рек, совершенствованием систем управления ресурсами поверхностных вод, а также перспективным планированием развития водного сектора экономики.

Рецензент
доктор географических наук, В. П. Благовещенский

СОДЕРЖАНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	5
1	МОНИТОРИНГ КРИОСФЕРЫ НА БАЗЕ ТРЕХ СТАЦИОНАРОВ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ (И. В. Северский)	12
2	КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭОВЛЮЦИИ КРИОСФЕРЫ (И. В. Северский)	14
2.1	Современные изменения (И. В. Северский)	14
2.2	Динамика температуры воздуха в геопаре равнина-горы в Цен- тральной Азии (И. В. Северский, М. Шахгеданова, Л.В. Когутен- ко, З. Сайдалиева, В. Капица, З. Усманова)	26
2.2.1	Методика исследований (И. В. Северский)	30
2.2.2	Результаты	31
3	СНЕЖНОСТЬ ТЕРИТОРИИ (И. В. Северский)	39
3.1	Закономерности распределения и режима снежного покрова на территории Казахстана (И. В. Северский, Н.В. Пиманкина)	39
3.2	Методические основы оценки характеристик снежности в услови- ях горного рельефа (И. В. Северский)	50
3.3	Снежность территории китайской части бассейна (И. В. Север- ский, Н.В. Пиманкина, И.Н. Шестерова)	58
4	ИЗМЕНЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ БАЛКАШ-АЛАКОЛЬСКОГО БАССЕЙНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 60 ЛЕТ (И. В. Северский, М. Шах- геданова, Л.В. Когутенко, В. Морозова, Н. Касаткин, А.Л. Кока- рев, В.П. Капица, Т.Г. Токмагамбетов, И.Н. Шестерова, З. Усма- нова)	64
4.1	Исходные данные и методы (И. В. Северский)	65
4.2	Результаты	66
4.2.1	Баланс массы ледника Туйыксу в последнее десятилетие XX века (И. В. Северский, Н. Касаткин, В. Капица)	66

4.3	Изменение ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна за последние десятилетия (И. В. Северский)	72
5	ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ (И. В. Северский, М. Шахгеданова, Е.Н. Пивень, И.Н. Шестерова)	77
	Методика расчета ледникового стока (И. В. Северский)	78
5.2	Результаты исследований (И. В. Северский, М. Шахгеданова, Е.Н. Пивень, И.Н. Шестерова)	80
5.3	Вероятные прогнозные изменения оледенения и ледникового стока (И. В. Северский)	87
	Влияние деградации оледенения на водные ресурсы (И. В. Северский)	89
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ (И. В. Северский)	90
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	96

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 [Вилесов, Уваров 2001; Черкасов, 2002; Zemp et al., 2015], стали причиной все более пристального внимания ученых к проблемам климатообусловленных изменений горной криосферы [WGMS, 1999; Shangguan et al., 2006; Farinotti et al., 2015; Pieczonka, Bolch, 2015].

Основные компоненты горной криосферы, определяющие условия формирования возобновляемых водных ресурсов Казахстана и стран Центральной Азии – снежный покров, ледники и подземные льды (погребенные ледники, льды каменных глетчеров и вечной мерзлоты).

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 [Shangguan et al. 2006; Щетинников, 1998; Aizen et al. 2006; Liu et al., 2006; Narama et al., 2006; Bolch, 2007; Li et al., 2007; Niederer et al., 2007].

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, рассмотрены в [Narama et al. 2010] обобщены в двух обзорных статьях [Sorg et al., 2012; Unger-Shayesteh et al., 2013]. В обзоре [Unger-Shayesteh et al., 2013] 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 сто-

ка. Итоги анализа результатов исследований можно суммировать следующим образом.

Данные стандартного климатического мониторинга, обобщенные в периодических национальных отчетах стран региона по изменению климата, свидетельствуют о преобладающем тренде повышения средней годовой, летней и особенно зимней температуры воздуха, наиболее значимом с начала 1970-х.

Относительно более высокий темп потепления в зимний период предположительно объясняется ослаблением действия Сибирского антициклона [Bolch, 2007; Kuzmichenok, 2009; Маматканов и др., 2006]. Вместе с тем, темпы повышения температуры за последние полвека выше на малых и средних высотах Тянь-Шаня (менее 2000 м) и существенно ниже на высотах более указанного высотного уровня [Aizen et al., 2006; Narama et al., 2010; Unger-Shayesteh et al., 2013; Глазырин, 2007]. Выявлены также «необъяснимое» увеличение вертикального градиента средней годовой температуры воздуха в горах Тянь-Шаня [Глазырин и др., 2007] и устойчивый положительный тренд средней годовой температуры воздуха во всех регионах Центральной Азии и Казахстана [IPCC, 2015; Sorg, 2014]. Отметим, что в период с 2005 по 2008 гг. положительный тренд средней годовой температуры на территории Казахстана, как, вероятно, и в регионе в целом, сменился на устойчиво отрицательный [Чередниченко и др., 2013]. Последнее обстоятельство, в сочетании со слабо выраженным положительным трендом современных и прогнозных изменений сумм осадков в горах [Чуб, 2000; Sorg et al., 2010], позволяет надеяться на некоторое улучшение условий существования ледников региона в ближайшей перспективе.

Тенденции изменений годовых и сезонных сумм осадков, выявляемые по данным наблюдений на редкой сети станций гидрометеорологического мониторинга в горах Центральной Азии, разнонаправлены по знаку и контрастны по абсолютным величинам. Но, при значительных межгодовых колебаниях, их средние многолетние величины в течение последних десятиле-

тий оставались относительно устойчивыми [Sorg et al., 2012; Sorg et al., 2010; Aizen et al., 1997; Unger-Shayesteh et al., 2013].

Относительно стабильными за последние полвека оставались и средние многолетние значения характеристик снежного покрова в зоне формирования стока главных рек Тянь-Шаня. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в горах Западного и Центрального, Внутреннего и Северного Тянь-Шаня сократилась на 7-12 дней [Sorg et al., 2010; 26 Aizen et al., 1997; Schröder, Severskiy, 2004; Северский и др., 2012]. Максимальная высота снежного покрова в горах, судя по данным станций гидрометеорологического мониторинга, за указанный период сократилась не более чем на 10 см [Aizen V.B. et al., 1997]. На Северном Тянь-Шане, на высотах более 3500 м (на станции «Ледник Туйыксу») тренд ее изменений за последние десятилетия не выявлен вовсе [Schröder, Severskiy, 2004; Северский и др., 2012a]. Отметим, однако, значительную межгодовую изменчивость характеристик снежного покрова и выраженную цикличность изменений главного компонента снежности – максимальных снегозапасов высокогорного пояса на высотах более 3000 -3200 м, где формируется более 50 % возобновляемых снежных ресурсов [Severskiy et al., 2012]. Подчеркнем, что целенаправленные исследования динамики характеристик снежности и закономерностей распределения снежного покрова в горах Центрально-Азиатского региона практически прекратились с середины 1980-х. В значительной мере это связано с резким сокращением сети регулярного мониторинга снежного покрова в странах региона с начала 1990-х [Kuzmichenok, 2009; Finaev, 2009; Glazirin, 2009] и значительным ограничением доступности данных наблюдений на сети гидрометеорологического мониторинга после распада СССР.

Несколько лучше ситуация с исследованием современной динамики оледенения Тянь-Шаня, хотя в 1990-х здесь был прерван мониторинг баланса массы контрольных ледников WGMS, кроме ледника Туйыксу на Северном Тянь-Шане и ледника Урумчи № 1 в Восточном Тянь-Шане. Но за последние десятилетия для ряда бассейнов Тянь-Шаня выполнены определения морфо-

метрических характеристик ледников по космическим снимкам, а для ряда бассейнов составлены новые каталоги ледников [Черкасов, 2002.; Liu et al., 2006; Bolch, 2007; Sorg et al., 2012; Sorg et al., 2010; Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Kotlyakov, Severskiy, 2009; Yao et al., 2009; Aizen et al., 2007]. 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. [Соломина, 1999; Solomina, 2000; Solomina et al., 2004; Liu, Han 1992; Михаленко и др., 2005]. Согласно этим оценкам, общая площадь оледенения на внешних хребтах Тянь-Шаня в конце LIA была на 50-90% больше в сравнении с современной [Sorg, A. et al. 2010; Solomina et al., 2004; Liu, Han, 1992; Михаленко и др., 2005], тогда как во внутригорных районах Тянь-Шаня площадь оледенения с середины XIX в. сократилась всего на 3-7% [Savoskul, 1997]. В значительной мере меньшая чувствительность ледников внутригорных районов к изменениям климата объясняются 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 [Sorg et al., 2010; Оледенение Тянь-Шаня, 1995].

В течение 1950-х – начала 1970-х 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 [Aizen, 2006; Liu et al., 2006; Narama et al.; 2006; Bolch, 2007; Narama et al., 2010; Северский, 2012; Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Kotlyakov, Severskiy, 2009; Yao et al., 2009; Aizen et al., 2007; Cao, 1998; Bolch, Marchenko, 2009; Severskiy, 2009; Вилесов, Морозова, 2008; Вилесов и др., 2013; Severskiy et al., 2006; Северский и др., 2012, 2012a]. Это особенно ярко проявилось в динамике кумулятивного баланса массы ледников, входящих в сеть мировой службы мониторинга ледников WGMS [WGMS, 2009]. Средний годовой баланс массы за период с

1969 по 1994 гг. составил (м водного эквивалента в год) -0,57 на леднике Абрамова, -0,55 на леднике Карабаткак, -0,49 на леднике Туюксу, -0,31 на леднике Голубина и -0,17 на леднике Урумчи №1 [WGMS, 2009; Sorg et al., 2010]. Одна из причин такого распределения величин среднего годового баланса массы, вероятно, в характерном для Тянь-Шане увеличении доли летних осадков в годовой их сумме в направлении с запада на восток [Северский и др., 2012; Северский, Благовещенский, 1983]: частые летние снегопады сдерживают потери многолетнего льда.

Наиболее надежной основой сравнительной оценки реакции оледенения на изменения климата являются данные повторных каталогов ледников. Для подавляющей части горных стран Центральной Азии такие каталоги все еще редкость. Они известны лишь для отдельных районов либо сравнительно небольших по площади бассейнов, например, для массива Акшийрак [Aizen et al., 1997] для трех различных по климатическим условиям районов Тянь-Шаня – Илейско-Кунгейского (Заилийско-Кунгейского), Пскемского и ЮВ-Ферганского [Narama et al., 2010], отдельных бассейнов Гиссаро-Алая [Батыров, Яковлев, 2004] и Памира [Десинов, Коновалов, 2007]. Результаты масштабных исследований опубликованы по Центральному Тянь-Шаню [Pieszonka, Bolch, 2015; Osmonov et al., 2013], Внутреннему Тянь-Шаню [Shangguan, 2006] и для высоких гор Азии в целом [Dyurgerov, Meier, 2005]. Пока сравнительная оценка динамики оледенения горных стран мира возможна лишь на основе анализа данным регулярных наблюдений на редкой сети мониторинга баланса массы ледников WGMS [Dyurgerov, Meier, 2005; Zemp et al., 2008; WGMS, 2013].

В условиях Центральной Азии одним из наиболее изученных является оледенение Балкаш-Алакольского бассейна, для которого составлены идентичные по содержанию каталоги ледников по состоянию на 5-6 разных лет за период с 1955 по 2011/12 гг. Результаты этих исследований обобщены в [Severskiy et al., 2016].

В соответствии с планом НИР по рассматриваемой целевой Программе, работы 2016 года были сконцентрированы на решении ее ключевых задач применительно к территории бассейна р. Сырдарии. (результаты исследований за 2016 г. представлены в отчете за инвентарным номером 0216РК01766) Из приведенного выше обзора публикаций по проблемам гляциологии Тянь-Шаня ясно, что до настоящего времени известен лишь один – первый каталог, содержащий параметры ледников всего бассейна р. Сырдарии по состоянию на 1956-1965 гг. В последующих публикациях рассмотрены изменения оледенения относительно небольших по площади частных водосборов либо районов бассейна р. Сырдарии за периоды разной продолжительности. Лишь в статье [Kriegel et al., 2013] на основе данных новых каталогов ледников, составленных ее авторами на основе снимков Landsat MSS, TM и ETM + по состоянию на три временных среза (середины 1970-х, конца 1990-х и середины 2000-х гг.), рассмотрены изменения оледенения бассейна р. Нарын – главной составляющей р. Сырдарии. В дополнение к названным нами составлен каталог ледников большинства горно-ледниковых районов бассейна р. Нарын по состоянию на 2013-2015 гг. С учетом выявленной ранее устойчивости соотношений площади ледников оледенения частного бассейна и площади оледенения соответствующей ледниковой системы [Severskiy et al., 2016; Северский, 2011; Северский и др., 2012], данных составленных нами новых каталогов достаточно для оценки состояния оледенения всего бассейна р. Нарын по состоянию на 2013-2015 гг., а с учетом результатов, представленных в [Kriegel et al., 2013] – и для оценки изменений оледенения всего бассейна р. Нарын за последние полвека вплоть до 2015 г..

Генеральная цель рассматриваемой целевой программы - оценить климатообусловленные изменения оледенения ледниковых систем бассейнов трех трансграничных рек Казахстана - Иле, Сырдарии и Ертис. Надежной основой достижения названной цели являются данные серии идентичных по содержанию каталогов ледников. Но такие каталоги все еще редкость. Поэтому прежние исследования основаны на анализе данных о динамике лед-

ников и оледенения сравнительно небольших по площади водосборных бассейнов либо отдельных горных районов (групп бассейнов). В сочетании с данными мониторинга баланса массы тестовых ледников, входящих в глобальную сеть Мировой Службы мониторинга ледников (WGMS), результаты этих исследований послужили основой масштабных обобщений по проблемам гляциологии как отдельных горных стран [Вилесов, Уваров, 2001; Черкасов, 2002; Вилесов и др., 2013], так и мира в целом [Zemp et al., 2015].

Рассматриваемый проект нацелен на разработку проблем горной криосферы Балкаш-Алакольского бассейна. Его ключевые задачи определены как:

- организация системы мониторинга криосферы горной территории бассейна, ориентированной на использование данных дистанционного зондирования;

- оценка закономерностей распределения снежного покрова (прежде всего на территории наименее изученной китайской части бассейна р. Иле);

- оценка тенденций изменения компонентов горной криосферы;

- оценка вероятного влияния изменений горной криосферы (прежде всего оледенения) на речной сток и водные ресурсы;

Результаты исследований, содержащиеся в упомянутых выше публикациях, учтены при разработке ключевых задач оценки динамики криосферы трансграничного Балкаш-Алакольского бассейна.

1 МОНИТОРИНГ КРИОСФЕРЫ НА БАЗЕ ТРЕХ СТАЦИОНАРОВ

Экспериментальной базой исследований по теме являются три горных стационара Института географии: «Ледник Туйыксу», расположенный в верховьях р. Киши Алматы с базовой метеорологической станцией на высоте 3500 м н.у.м. и два стационара в бассейне р. Улкен Алматы – гидрофизический в районе Большого Алматинского озера (2500 м) и Геокриологический у перевала Жусалы-Кезень (3400 м). На базе стационаров проводится круглогодичный комплексный мониторинг, содержание которого рассмотрено в промежуточных отчетах по теме за 2015 и 2016 гг. Продолжительность рядов данных непрерывного круглогодичного мониторинга составляет 60 лет в бассейне р. Киши Алматы и 44 г. в бассейне р. К. Алматы. Ключевыми элементами организованной на базе названных стационаров системы натуральных наблюдений является мониторинг баланса массы ледника Туйыксу и регулярные измерения температуры почво-грунтов на фиксированных глубинах в 32 скважинах, распределенных в бассейне р. Улкен Алматы с учетом различий по абсолютной высоте, экспозиции, механическому составу горных пород и типу растительного покрова.

Данные мониторинга баланса массы ледника Туйыксу в виде отчета стандартного содержания ежегодно передаются в Мировую Службу мониторинга ледников WGMS (Швейцария) и наряду с данными аналогичного мониторинга на сети других контрольных ледников мира публикуются в ее периодических бюллетенях.

Система мониторинга, организованная на базе названных стационаров, включает также измерения характеристик снежности на сети площадок специально созданного подспутникового снегомерного полигона в бассейнах рек Киши Алматы и Улкен Алматы. Результаты наблюдений использованы при разработке методики расчета характеристик снежности (сроки появления и схода снежного покрова, максимальные снегозапасы W , мм) в условиях

горного рельефа, основанной на данных дистанционного зондирования из космоса.

Данные рассматриваемого мониторинга – хорошая основа для анализа изменений элементов горной криосферы (снежный покров, ледники, подземные льды) и связанных с ними опасных и неблагоприятных стихийных явлений в условиях меняющегося климата.

2.1 Современные изменения

Проблема климатических изменений всегда привлекала внимание ученых, но в семидесятых годах текущего века приобрела глобальный характер. Именно с 70-х годов все более отчетливо стали проявляться признаки изменений климата. Выражением этих изменений явились участвовавшие засухи, катастрофические наводнения и увеличение размаха межгодовых и межсезонных колебаний температуры воздуха при общей тенденции увеличения как сезонных, так и среднегодовых температур. В тот же период обнаружилось увеличение содержания в атмосфере так называемых парниковых газов – двуокиси углерода (CO_2), озона, гидрофторуглеродов, метана и других малых примесей. Однонаправленный характер увеличения концентрации парниковых газов (преимущественно CO_2) и температуры приземного слоя воздуха послужили основанием для все более уверенных утверждений о том, что именно увеличение концентрации CO_2 в атмосфере – главная причина выявляемых тенденций потепления климата.

Прогнозируемые климатические изменения в связи с увеличением концентрации парниковых газов (главным образом CO_2) в атмосфере и оценка соответствующей реакции природной среды настолько неутешительны, что проблема вероятных изменений климата стала одной из наиболее актуальных проблем века.

Уже в семидесятых годах под эгидой Всемирной Метеорологической Организации началась разработка международных проектов по проблеме климата. Результаты исследований, обобщенные в докладе Межправительственной группы экспертов, оптимизма не прибавили: согласно этим оценкам, глобальная средняя температура воздуха увеличилась за столетие на 0,3-0,6 °С, а уровень мирового океана поднялся на 10-20 см.

Предположительно к середине либо концу XXI в концентрация CO_2 в атмосфере увеличится вдвое, а обусловленный этим темп увеличения средне-

годовой температуры воздуха составит около 0,2-0,4°С за 10 лет [IPCC, 2001]. Как реакция на потепление климата предполагается смещение по направлению к полюсам границ климатических зон и соответствующее изменение состояния экосистем [Будыко, 1987, 1991; Изменчивость климата..., 1965; Pickering, Owen, 1997; Guisan et al., 1995; Price, Barry, 1997].

Проблема климата стала предметом специального рассмотрения на Всемирной Конференции ООН по окружающей среде и развитию в 1992 г. в Рио-де-Жанейро, по итогам которого была принята Рамочная конвенция об изменении климата. В 1992 г. стартовала Всемирная Климатическая программа, в рамках которой разработаны национальные климатические программы. Их цели – развитие мониторинга глобальной климатической системы, совершенствование знаний о климате, оценка воздействий климата на людей, разработка соответствующих рекомендаций правительствам [Заключительное заявление..., 1991].

По результатам исследований за последние годы появилось множество публикаций. В подавляющем их большинстве доминирует мнение о значительном потеплении климата за последнее столетие. В условиях Казахстана темпы увеличения годовых и сезонных температур приземного воздуха значительно выше среднеглобальных. За сто лет осредненная по территории Республики зимняя температура увеличилась на 1,8° С, а среднегодовая — на 1,3°С [Долгих, 1995; Есеркепова и др., 1996].

Увязав этот процесс с тенденцией увеличения концентрации CO₂ в атмосфере, авторы многочисленных публикаций, в т. ч. по территории Казахстана, прогнозируют значительное потепление климата в ближайшие десятилетия, обусловленные этим неблагоприятные в хозяйственном отношении изменения природной среды и значительные экономические потери [Воронина, 1997; Голубцов и др., 1996; Госсен и др., 1997; Долгих, Пилифосова, 1996; Мизина, 1997; Фаизов, Асанбаев, 1997; Чичасов, Шамен, 1997]. Вопрос, казалось бы, решен, тенденции развития климатической системы оче-

видны. Тем не менее, в проблеме изменений климата далеко не все ясно и однозначно.

Результаты ранее выполненных исследований [Severskiy, 1999; Северский, 1999; Schröder, Severskiy, 2004; Severskiy, 2004] дают основание усомниться в справедливости мнения о решающей роли увеличения концентрации CO₂ в атмосфере в изменениях климата и предположить, что причины выявленных изменений приземной температуры иные. Среди них существенными могут быть следующие:

Во-первых, – это значительное изменение естественных ландшафтов, особенно интенсивное в последние полвека. По данным А. Н. Кренке [Кренке, 1989], около пятой части суши Земли коренным образом преобразована хозяйственной деятельностью и не соответствует основным характеристикам географических зон, к которым нарушенные территории относились. Общая же площадь нарушенной хозяйственной деятельностью природы на суше превышает 60% [Данилов-Данильянц и др., 1994]. Только за двадцать лет между Всемирными конференциями по окружающей среде и развитию в Стокгольме (1972г.) и Рио-де-Жанейро (1992г.) площадь лесов на планете сокращалась со скоростью до 180 тыс. км² в год, при этом, лесовосстановление относится к сведению как 1:10 [Данилов-Данильянц и др., 1994].

Именно в XX столетии деформации окружающей среды переросли из локальных в региональные и глобальные. Особенно интенсивная деградация естественных ландшафтов характерна для последнего полувека - послевоенного периода. В настоящее время ненарушенные хозяйственной деятельностью территории составляют лишь 4% всей площади США. В Европе, за исключением Исландии и Скандинавских стран, не осталось территории с ненарушенными ландшафтами. Общая площадь земель, охваченных водной и ветровой эрозией в России, по оценкам на 1991г., превышает 80 млн. га – около 37% всей площади сельскохозяйственных угодий.

За последние полвека площадь осушенных земель в Нечерноземье России достигла 6,3 млн. га. Здесь же, за послевоенные годы, за счет осушитель-

ных каналов и дрен создана антропогенная речная сеть, длина которой в 5 раз превышает окружность Земли [Лосев, 1989]. За тот же период было построено 90% всех крупных водохранилищ в России; уже в начале 80-х годов четвертая часть площади водного зеркала внутренних водоемов приходилась здесь на водохранилища.

Следствием нарастающих антропогенных нагрузок на естественные экосистемы стало все более широкое развитие процессов опустынивания. Интенсивность увеличения площади пустынь на планете составляет около 60 тыс. км² в год [Данилов-Данильянц и др., 1994].

К числу масштабных изменений естественных ландшафтов на территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии, наряду с распашкой целинных земель и последствиями хлопковой эпопеи в регионе, следствием которой стала аральская катастрофа, можно отнести создание многочисленных орошаемых массивов и водохранилищ, а также деградацию земель в районах горнодобывающей и перерабатывающей промышленности, особенно ощутимую в Западном и Восточном Казахстане. Только в пределах Восточно-Казахстанской области площадь земель, полностью преобразованных предприятиями горнодобывающей промышленности, составляет около 7 млн. га. Явно выраженные процессы опустынивания уже охватили более 60% территории Казахстана.

Ясно, что отмеченная выше деградация естественных ландшафтов неминуемо сопряжена с изменением водно-энергетического баланса деятельной поверхности и влечет искажение естественных полей климатических характеристик [Severskiy, 1999; Северский, 1999; Schröder, Severskiy, 2004; Severskiy, 2004].

Роль характера подстилающей поверхности и рельефа в колебаниях температуры прослеживается вполне отчетливо. Так, положительные отклонения осредненных за десятилетие месячных и сезонных температур воздуха от среднего многолетнего значения (нормы) максимальны в пустынных районах Средней Азии, а среди массивов орошаемых земель колебания темпера-

тур сглажены и имеют иногда знак, противоположный общей тенденции [Изменчивость климата ..., 1965]. Размах колебаний средней температуры воздуха в зависимости от типа подстилающей поверхности в условиях Евразии может превысить 6°C [Гречаниченко, 1991].

Техногенный пресс на геосистемы, масштабы которого особенно увеличились в 60-70 годах прошлого века, совпал по времени с преобладанием над территорией Средней Азии и Казахстана (по крайней мере) одной циркуляционной эпохи. Прежняя циркуляционная эпоха с преобладанием повторяемости широтного типа циркуляции сменилась новой эпохой (1960-1981гг.) с преобладанием повторяемости синоптических процессов меридиональных форм циркуляции атмосферы (С) и увеличением повторяемости процессов восточной (Е) формы циркуляции. Характерная особенность второй циркуляционной эпохи — выраженный тренд увеличения сезонных и годовых температур приземного слоя воздуха.

Таким образом, оба фактора — климатический (превышение над нормой повторяемости меридиональных типов циркуляции с присущей им тенденцией повышения температуры) и антропогенный действовали одновременно, а во многом и однонаправленно (в частности, климатически обусловленное опустынивание усугублялось техногенным).

Все это не могло не сказаться на режиме характеристик климата, прежде всего, - температуры и влажности воздуха, показателей радиационного и водного баланса, атмосферных осадков.

Но наиболее вероятная причина выявленного потепления — значительное *изменение локальных условий в районе пунктов режимных климатологических наблюдений*. Созданные вне жилого массива, метеорологические станции вследствие урбанизации за последние 5-7 десятилетий оказались внутри урбанизированных территорий, нередко в центре города (Алма-Ата-ГМО, Ташкент-обсерватория, например). Естественно, в показаниях станций режимных наблюдений фиксировались искажения естественного хода метео-элементов за счет влияния жилого массива.

Отепляющее влияние города – факт хорошо известный [Адаменко, 1975; Вдовин., Царев, 1987; Дмитриев, 1969; Кратцер, 1958; Ландсберг, 1981; Глазырин и др. 1991]. Согласно некоторым оценкам [Винников, 1986], увеличение числа жителей на 1 млн. влечет повышение температуры воздушной среды города на $0,3^{\circ}\text{C}$. Городской ландшафт значительно искажает естественный ход метеорологических элементов, а климатические характеристики города явно отличаются от типичных для окружающей территории. Это прекрасно видно на космических снимках, сделанных в тепловом диапазоне в ночное время, когда влияние солнечной радиации исключено. На таких снимках все более или менее крупные населенные пункты выделяются контрастным температурным полем с четко выраженными границами. На рисунке 1, в качестве примера, приведен фрагмент такого снимка района г. Москвы. Как видим, контраст отраженной температуры над городом и окружающей территорией резко выражен. Соответствующая разность температур города и окрестностей для крупных городов может достигать $3-4^{\circ}\text{C}$. Предварительный анализ подобных космоснимков позволяет заключить, что площадь теплового пятна зачастую больше площади города, а его конфигурация не остается постоянной и зависит от особенностей ветрового режима и, по-видимому, от режима городского теплоснабжения.

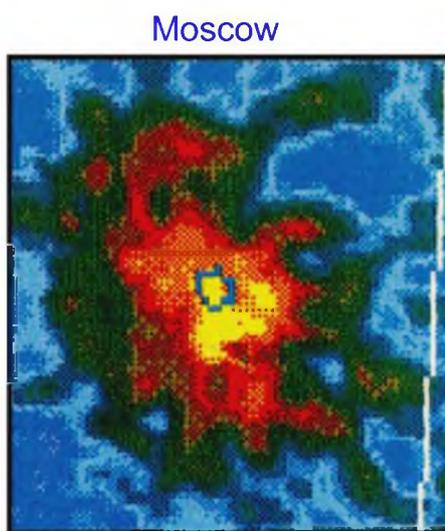


Рисунок 1 – Фрагмент космического снимка
района г. Москвы в тепловом диапазоне

Отмеченные контрасты температуры выявляются и специальными исследованиями [Severskiy, 1999; Schröder, Severskiy, 2004; Severskiy, 2004].

Таким образом, влияние города на элементы климата — факт неоспоримый. Очевидно, что мера отепляющего влияния города на показания климатологических станций будет зависеть от локальных условий их расположения по отношению к источнику теплового загрязнения: чем ближе станция к центру города, тем это влияние больше. По-видимому, нет оснований сомневаться, что в процессе урбанизации расположение подавляющего большинства станций режимных климатологических наблюдений в этом отношении за несколько десятилетий с момента их создания значительно изменилось. Как отмечалось ранее [Severskiy, 1999; Северский, 1999; Schröder, Severskiy, 2004; Severskiy, 2004], мера теплового воздействия города на метеоэлементы в районе метеостанции решающим образом зависит от местоположения последней относительно границ теплового воздействия города, особенностей городского ландшафта, особенностей орографии и ветрового режима. И, наконец, огромное влияние на соотношение температур в системе город-окрестности оказывает местоположение метеостанции относительно массивов орошения и крупных водохранилищ. Как показали специальные исследования, среди обширных массивов орошаемых земель колебания температуры сглажены и имеют иногда знак, противоположный общей тенденции, характерной для региона.

Следующим этапом наших исследований была попытка выяснить, остаются ли постоянными в пространстве и времени конфигурация и площадь теплового пятна, обусловленного влиянием урбанизированных территорий. Как оказалось, они существенно изменяются от месяца к месяцу. Это отчетливо видно на рисунке 2, на котором представлены фрагменты космических снимков района г. Астаны. Как видно из этих снимков, размеры, конфигурация и положение теплового пятна над городом относительно фиксированных координат (центр снимка) не остаются постоянными.

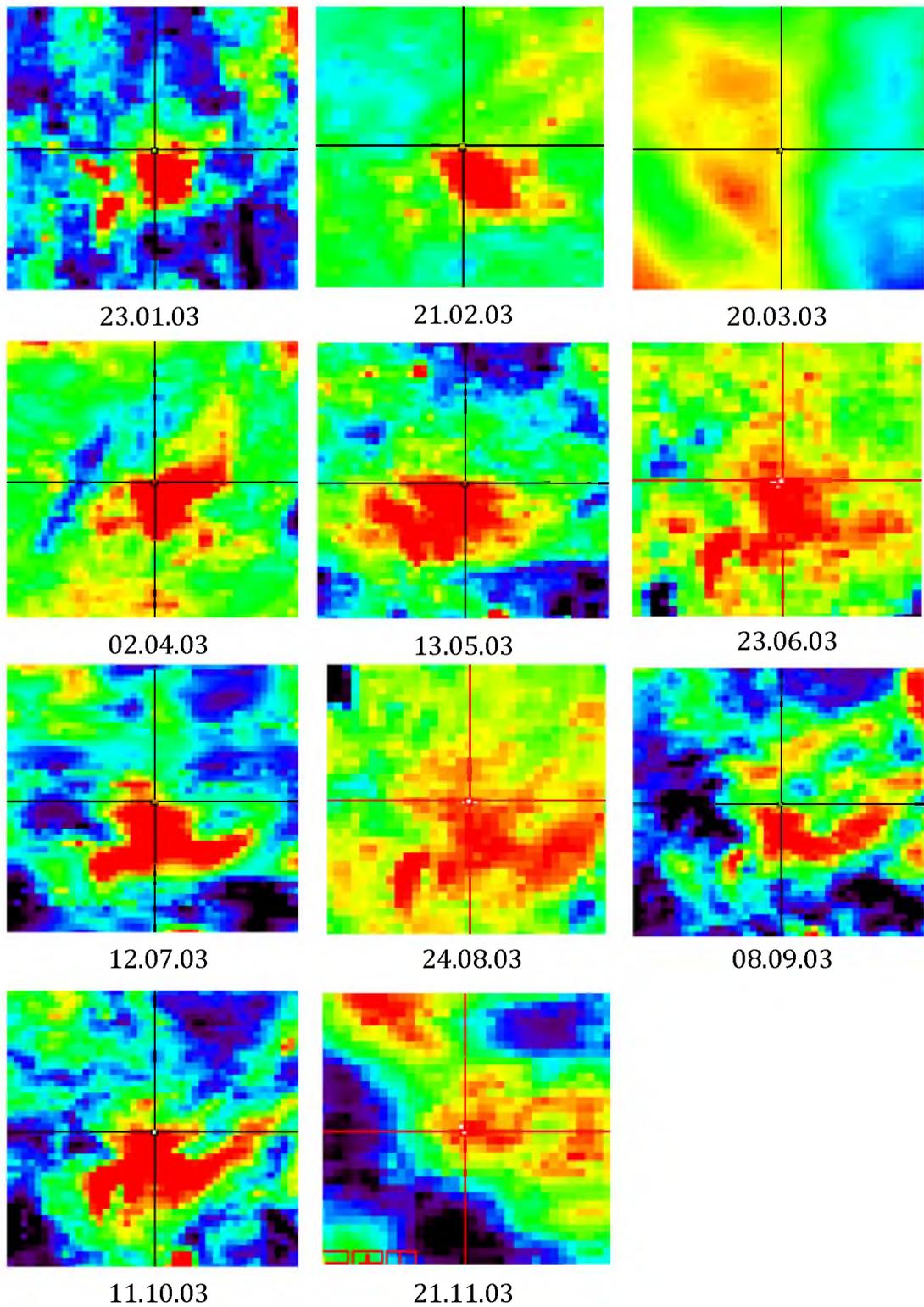


Рисунок. 2 – Фрагменты космических снимков г. Астана, сделанных в ночные часы в тепловом диапазоне в разное время (дата съемки указана под снимком)

Анализ аналогичных космоснимков показал, что конфигурация и размеры упомянутых тепловых пятен изменяются не только от месяца к месяцу, но и в течение недели. Наиболее вероятной причиной такого непостоянства являются особенности ветрового режима и переход от холодного (отопительного) сезона, к теплему. Естественно, все эти изменения отражаются в данных наблюдений метеостанций. При этом мера искажений естественных полей климатических характеристик решающим образом определяется режимом положения метеостанции относительно границ теплового пятна. Она максимальна, когда метеостанция в течение всего года остается внутри теплового пятна и минимальна, когда станция оказывается под влиянием тепляющего эффекта города лишь изредка. По-видимому, именно в этом главная причина больших различий в темпах потепления климата, выявляемых по данным станций режимных наблюдений. Так, коэффициент линейного тренда среднегодовой температуры, рассчитанный по данным 54 длиннорядных станций на территории Казахстана изменяется от нуля до $0,37^{\circ}\text{C}/10$ лет, а по данным двух станций — Тасарык и Ванновка — имеет отрицательный знак. Иными словами, различия между станциями в абсолютных величинах повышения среднегодовой температуры воздуха в пределах Казахстана за столетие составляют почти 4°C [Severskiy, 1999].

Еще больший размах колебаний коэффициента линейного тренда среднегодовой температуры – от 0 до $0,75^{\circ}\text{C}/10$ лет характерен для территории распространения криолитозоны России [Павлов, 1997]. Объяснение такого разброса показаний станций различиями синоптического режима неубедительно. Как показали специальные и весьма обстоятельные исследования, для всего Среднеазиатского региона, включая Казахстан, характерны синхронная смена циркуляционных эпох и однонаправленный ход метеоэлементов, хотя темпы этих изменений в горах и на равнине могут несколько различаться, а отклонения (от нормы) осредненных за десятилетие месячных температур зимой в горах и на равнине иногда могут иметь разный знак [Изменчивость климата ..., 1965].

Характерно также, что в Туркменистане, где господствующим ландшафтом была и остается пустыня, а в структуре поселений преобладают малые, за последние 65 лет среднегодовая температура воздуха повысилась всего на $0,1^{\circ}\text{C}$ [Chad, 2005], тогда как в густонаселенных районах соседнего Узбекистана, где естественные ландшафты почти не сохранились, среднегодовая температура воздуха, судя по показаниям метеостанций, за прошлое столетие повысилась на $2-3^{\circ}\text{C}$.

Не слишком надеясь на положительный результат, мы попытались сопоставить величины разности отраженной (радиаяркостной) температуры внутри теплового пятна и на окружающей территории. Как оказалось, зависимость упомянутой разности температур от площади теплового пятна проявляется вполне отчетливо (рисунок 3).

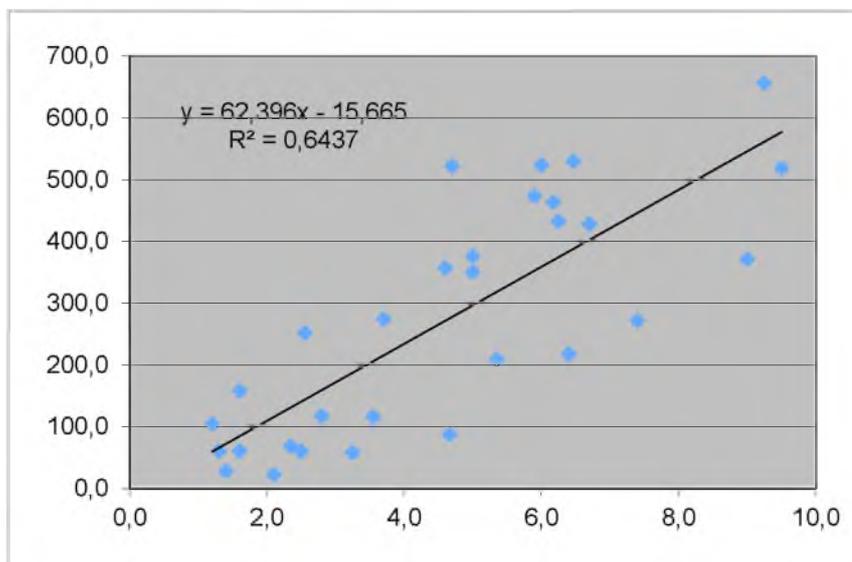


Рисунок 3 – Зависимость наибольшей разности между температурой ($^{\circ}\text{C}$) внутри теплового пятна и за его пределами (шкала X) от площади теплового пятна, km^2 (шкала Y)

Как видно из рисунка.3, рассматриваемая разность температур, а соответственно и мера искажений естественного температурного поля вследствие воздействия урбанизированных либо антропогенно измененных ландшафтов, может превысить $8-9^{\circ}\text{C}$. Это слишком большая величина, чтобы с ней не

считаться. Представленный на рисунке 3 результат вселяет надежду на принципиальную возможность решения задачи раздельной оценки естественной и антропогенной составляющих в значениях температур воздуха, фиксируемых на метеостанциях, что крайне важно для понимания реальных изменений климата со всеми вытекающими последствиями для населения и хозяйства.

Изложенные выше результаты исследований позволяют заключить, что:

Есть основания считать, что значительное потепление, выявленное по показаниям станций режимных климатологических наблюдений, не отражает реальных климатических изменений, а является результатом учета накопленных по времени искажений естественного температурного поля отепляющим влиянием урбанизированных территорий. Косвенным подтверждением является известный факт, что климатическое потепление обусловлено главным образом повышением температуры воздуха, в зимний (отопительный) период. Так, тренд повышения температуры воздуха на севере России за холодный период в 1,4-1,5 раза больше, чем за теплый [Павлов, 1997].

Приведенные материалы дают основание усомниться в справедливости выводов о решающей роли парникового эффекта в изменениях климата. Во всяком случае, есть основание полагать, что влияние парниковых газов на изменение климата не так велико, как принято считать.

Прогнозные оценки вероятных изменений характеристик климата и компонент природной среды, основанные на моделях общей циркуляции атмосферы и пролонгировании тенденций климатических изменений, выявленных в результате анализа динамики метеоэлементов за последние десятилетия, нельзя признать убедительными. Характерный для последних десятилетий (с 1960 г.) ход метеоэлементов в условиях Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии отражает естественные климатические изменения, присущие единой циркуляционной эпохе (с преобладанием повторяемости меридиональных форм циркуляции), а абсолютные значения характеристик климата, прежде всего – температуры воздуха, искажены влиянием урбанизированных территорий либо коренным образом преобразованных ландшафт-

тов. Есть основания считать, что в последние годы происходит процесс смены циркуляционных эпох (переход к эпохе с преобладающей повторяемостью широтных форм циркуляции), соответственно меняется и ход метеоэлементов [Изменчивость климата, 1965; Чичасов, Шамен, 1997].

Мера искажений естественных полей климатических характеристик влиянием урбанизированных территорий и антропогенно измененных ландшафтов зависит от многих факторов. Наиболее значимыми среди них являются размеры (площадь) населенных пунктов (либо измененных ландшафтов) и режим расположения метеостанции относительно границ теплового пятна и источников теплового загрязнения в самом поселении.

Приведенные материалы позволяют предположить, что из-за антропогенного влияния (урбанизация и как следствие – увеличение отепляющего влияния города, создание водохранилищ, массивов орошаемого земледелия, распашка целины и др.) временные ряды климатических характеристик по многим станциям утратили однородность и не вполне адекватно отражают реальную динамику метеоэлементов и изменения климата в целом. Поскольку в подавляющем большинстве случаев отепляющее влияние урбанизированных территорий нарастало постепенно, оценить временные ряды климатических показателей на однородность обычными статистическими методами сложно. По-видимому, более надежно задача может быть решена выявлением меры антропогенно обусловленных искажений полей климатических характеристик. Выявленная зависимость разности температур внутри теплового пятна и за его пределами от площади теплового пятна дает надежду на возможность решения этой задачи.

Можно полагать, что результаты таких исследований позволят, по крайней мере, значительно скорректировать сложившиеся представления об изменениях климата и соответствующие прогнозные оценки на обозримую перспективу.

Отражением этого процесса является быстрая деградация горного оледенения: за последние 40 лет ледовые ресурсы Центральной Азии, в т.ч. Иле-

Балхашского бассейна, уменьшились более, чем на треть и продолжают сокращаться со средней интенсивностью около 1% в год. В условиях Центральной Азии проблема оценки современных и прогнозных изменений оледенения имеет принципиальное значение по двум причинам.

Во-первых, ледники являются яркими индикаторами реакции природной среды на изменения климата: повышения средней годовой температуры с интенсивностью менее 1,0°C за столетие оказалось достаточно, чтобы оледенение гор Юго-Восточного Казахстана сократилось более чем на треть.

Не менее важно оценить, как современная деградация оледенения скажется на характеристиках стока. В условиях Центральной Азии это одна из наиболее приоритетных задач, если учесть, что, согласно прогнозным оценкам, вследствие глобального потепления водные ресурсы бассейнов главных рек Средней Азии и Казахстана, в том числе Амударьи, Сырдарьи, Ишима, Тобола, уже в ближайшие десятилетия могут сократиться на 20 – 50 и более % [Голубцов и др., 1996; Чуб, 2000; Скоцеляс и др., 1997].

Климатические изменения в отдельных районах проявляются по-разному, соответственно, ожидаемые изменения в каждом физико-географическом районе или высотном поясе будут иметь разную амплитуду. Выявленная определенная устойчивость режимных характеристик снежного покрова во многом определяет устойчивость ландшафтов изученных районов, способствует сохранению природной ритмики процессов криогенеза, почвообразования, существующего гидрологического режима территории.

2.2 Динамика температуры воздуха в геопаре равнина-горы в Центральной Азии

Современные и прогнозные изменения климата – предмет особого внимания не только научного сообщества, но и лиц, принимающих решения, в том числе на уровне правительств многих стран мира. Неутешительные результаты оценки климатических изменений особенно интенсивных в период с начала 1970-х и перспектива вероятного повышения средней годовой тем-

пературы воздуха минимум на 2 - 4°C в течение текущего столетия [IPCC, 2013] вынуждают всерьез рассматривать необходимость разработки дорогостоящих мер адаптации для населения и экономики с перспективой неотложной их реализации уже в ближайшие десятилетия. С точки зрения интересов гляциологии и гидрологии особый интерес представляют исследования климатических изменений в горах – в зоне формирования возобновляемых водных ресурсов.

Задача эта не из простых по ряду причин, главными из которых являются крайне редкая сеть пунктов режимного гидрометеорологического мониторинга в горах и практически полное их отсутствие в гляциально-нивальном поясе (в условиях Балкаш-Алакольского бассейна - на высотах более 3000-3200 м), где, по нашим оценкам, сосредоточены не только ледниковые, но и более половины возобновляемых снежных ресурсов, суммарная доля которых в формировании стока рек Центральной Азии достигает 80-85%.

В последние годы появились публикации, согласно которым тренд средней годовой температура воздуха явно сокращается по мере перехода от равнин к высокогорью [Глазырин, 2007; Глазырин, Таджибаева, 2011]. В тех же публикациях высказано «необъяснимое» изменение вертикального температурного градиента в последние десятилетия как результат глобального потепления.

Наши исследования предприняты с целью поиска ответа на вопрос о причинах различий интенсивности потепления климата на разных абсолютных высотах. Одной из причин, побудивших к этим исследованиям послужило содержание последнего Национального доклада РК по изменениям климата, согласно которому, тренд средней годовой температуры, осредненный по территории Казахстана за последние десятилетия, составил 0,04°C за декаду. Это значительно больше результатов оценки Межправительственной группы экспертов по изменению климата для Северного полушария. [Северский, 1999]. Причиной этих различий, по нашему мнению, является факт усреднения данных о ходе температуры воздуха на сети метеорологических

станций Казахстана, большинство которых расположено в пределах жилых массивов и содержат накопленные во времени искажения естественного хода климатических характеристик, прежде всего температуры и влажности воздуха, вследствие влияния урбанизированных территорий и антропогенно измененных ландшафтов [Северский, 1999; Severskiy, 1999].

Влияние тепляющего эффекта городской среды хорошо известно и подтверждается данными многочисленных публикаций. По итогам наших исследований изменения температуры воздуха, выявляемые по данным метеостанций, расположенных в больших городах, нередко повторяют ход роста численности населения [Severskiy, 1999; Северский и др., 2006]. Ярким подтверждением тепляющего эффекта урбанизированных территорий являются хорошо известные «острова тепла», выявляемые на космических снимках, сделанных в ночное время в тепловом диапазоне: каждый более или менее крупный населенный пункт на таких снимках проявляется тепловым пятном с четко очерченными границами. Разность температуры воздуха между центром города (теплого пятна) и окружающей территорией, где температура не искажена тепляющим влиянием городской среды может превысить 8°C [Severskiy, 1999; Северский и др., 2006]. Естественно, если принять в расчет показания таких метеостанций, мы неизбежно получим эффект крайне интенсивного «глобального» потепления со всеми вытекающими последствиями. Именно различия температуры воздуха между станциями, расположенными в городской среде и вне нее, в том числе в горах, навело на мысль исследовать динамику температуры воздуха в геопаре равнина-горы.

Согласно результатам оценки изменений климата на территории Казахстана [Второе Национальное Сообщение..., 2009] основанным на анализе линейных трендов в рядах средних значений температуры воздуха и сумм атмосферных осадков по данным более 90 метеорологических станций за период с 1936 г. по 2005 г., климат Казахстана значительно потеплел.

Повышение температуры наблюдалось практически повсеместно во все сезоны года за исключением некоторых локальных районов. Среднегодовая

температура воздуха возрастала в среднем на 0,31 °С / 10 лет. Наиболее быстро потепление происходило в зимние месяцы – в среднем по Казахстану на 0,44 °С/10 лет и на 0,60-0,65 °С/10 лет на западе, в отдельных районах северной и центральной частей республики. Наименьший рост температуры наблюдался в летний период – в среднем по Казахстану на 0,14 °С за 10 лет, на западе - менее 0,10 °С/10 лет. В переходные сезоны года температура воздуха увеличивалась на 0,2 °С/10 лет. Наименее существенный положительный тренд наблюдался в рядах весенних температур, а также во все сезоны года в горных районах юга Казахстана.

В режиме годовых и сезонных сумм осадков однозначной тенденции по территории Казахстана не прослеживалось. В большинстве районов Казахстана суммы осадков за год несколько увеличивались. При этом территориальное распределение тенденций годовых сумм осадков почти полностью определяется трендами сумм осадков за зимний период. Изменение сумм осадков за летний период практически на всей территории было незначительным. По тем же оценкам, в ближайшей перспективе вероятно некоторое увеличение сумм осадков. Но, согласно результатам анализа, изменения условий увлажнения территории Казахстана, на фоне ожидаемого повышения температуры воздуха увеличение количества осадков даже на 20-25 % не окажет благоприятного воздействия на экосистемы, сельское хозяйство и водные ресурсы.

Аналогичны результаты оценки современных и прогнозных изменений климата на территории Узбекистана [Second National Communication, 2008; Узбекистан. Обзор, 2013]. Средние темпы потепления за последние полвека превышают среднемировые более, чем вдвое. Как и в Казахстане, в горах они существенно ниже. За тот же период отмечено некоторое (на 5-20 % в различных районах) увеличение годовых сумм осадков. Ожидается, что при сценарии среднего воздействия в предстоящие 50 лет среднегодовая температура может повыситься на 2-3°С, при этом в предгорной зоне увеличение средней летней температуры (за июнь-август) может составить до 4-5°С. Не-

большое увеличение годовых сумм осадков, особенно в пустынно-степной зоне, ожидается и в ближайшие полвека.

В условиях Центральной Азии с точки зрения проблем водной безопасности наибольший интерес представляет оценка тенденций и вероятных перспектив изменения климата в горах- в зоне формирования стока главных рек региона.

2.2.1 Методика исследований

Основой исследований послужили данные мониторинга температуры воздуха на сети метеостанций, оформленные в унифицированную базу данных, доступную на сайте: www.asiacryoweb.org. Эта база дополнена аналогичными данными ряда метеостанций Казахстана и расположенных на территории китайской части бассейнов рек Иле и Ертис. В исследованиях использованы данные 164 метеостанций, расположенных на обширной территории Центральной Азии, включая Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Жетысу (Джунгарский) Алатау и Алтай. Ниже 2000 м метеостанции относительно равномерно распределены по высотным интервалам. Выше этого уровня количество станций значительно меньше: 16 станций на высотах от 2000 до 3000 м и лишь 12 в высокогорье – на высотах более 3000 м.

Для сравнительных оценок, за редким исключением, использованы данные о температуре воздуха за единый период – с 1959 по 1995 гг. Отметим, что некоторые различия в продолжительности периода осреднения данных метеостанций не могли сказаться существенно на результатах оценки, поскольку в течение 1950-1990-х годов изменения температуры на территории рассматриваемого региона, как и в Северном полушарии в целом, имели линейный характер. Различия проявлялись лишь в интенсивности потепления климата, выявляемой по данным разных станций. Верхним же пределом выбранного периода усреднения определен конец XX в., поскольку с начала XXI в. во всех регионах Казахстана выявлен отрицательный тренд изменения температуры воздуха [Чередниченко и др., 2013, 2014].

Метеостанции, данные по которым использованы в наших исследованиях, распределены по территории неравномерно. Так, 78 станций расположены в диапазоне высот от 500 до 1000 м, при этом 35 из них расположены в пределах непосредственно примыкающей к горам наиболее густонаселенной части равнины. На высотах от 1000 до 2000 м расположены всего 16 станций и лишь 9 станций расположено на высотах от 3000 до 4000 м. Выше этого предела имеется лишь одна станция – ледник Федченко на Памире.

Ряды данных за более поздний период не использованы по двум причинам – из-за недостатка данных по многим станциям и вследствие того, что на рубеже веков на территории Казахстана, по крайней мере, положительный тренд приземной температуры воздуха сменился на устойчиво отрицательный [Чередниченко и др., 2013, 2014].

Для исследований территориальных изменений температуры в пределах региона по данным каждой станции определены средние температурные тренды за год, теплый и холодный периоды. Для сравнительного анализа данные всех станций распределены по высотным интервалам, в пределах которых температурные тренды, выявленные по данным каждой станции, усреднены.

2.2.2 Результаты

Полученные результаты представлены на рисунках 4-6, согласно которым, как в среднем за год, так и за зимний период тренды температуры воздуха существенно изменяется в зависимости от абсолютной высоты. Отметим, что физически обоснованного объяснения этим изменениям пока нет. Тренд средней годовой температуры максимален (более $0,030^{\circ}\text{C}/\text{год}$) в диапазоне высот от 500 до 1000 м – в наиболее густонаселенной части предгорной равнины. На высотах менее 500 м, где господствуют более аридные условия и более выражены межсезонные контрасты климатических характеристик - прежде всего, температуры и влажности воздуха - тренд средней годовой температуры ниже $0,025^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (рис. 4).

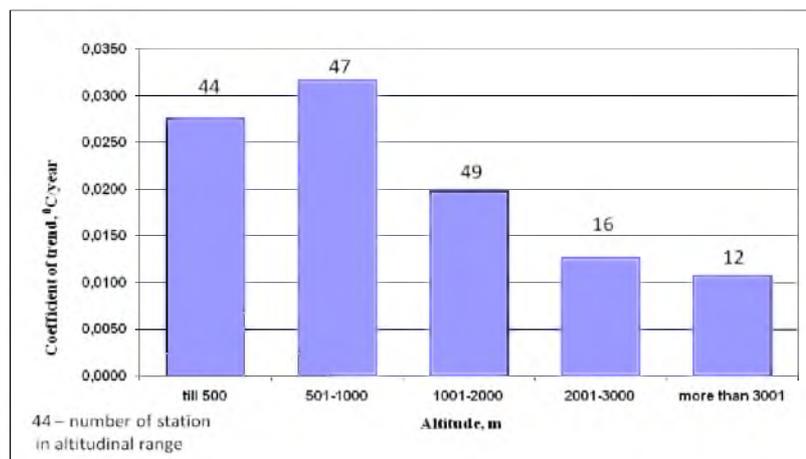


Рисунок 4 - Распределение осредненных по высотным интервалам трендов средней годовой температуры воздуха.

В пределах горной территории (выше 1000 м) тренд средней годовой температуры быстро сокращается по мере увеличения абсолютной высоты и на высотах более 3000 м едва превышает $0,005^{\circ}\text{C}/\text{год}$ - почти в 6 раз меньше характерного для высотного интервала от 500 до 1000 м и (рис.4).

Рассмотренные контрасты еще более выражены в холодный период: тренд температуры холодного периода в высокогорье (на высотах более 3000 м) почти на порядок (в 9,2 раза) меньше характерного для высотного пояса 500-1000 м (рис. 5).

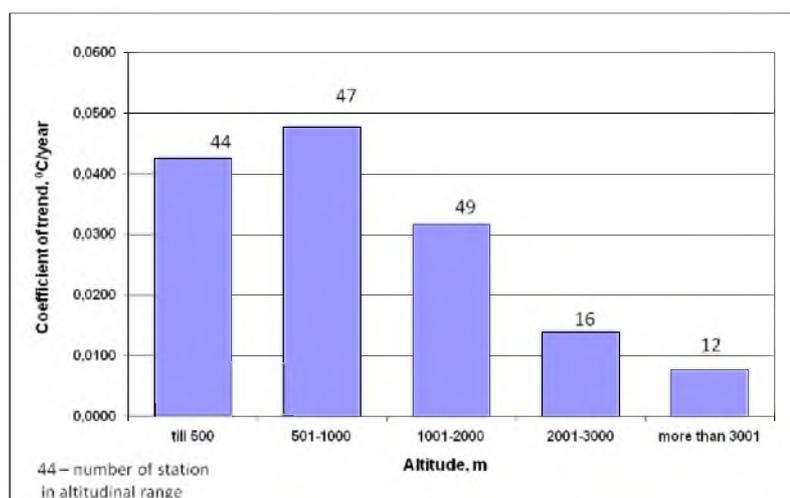


Рисунок 5 - Распределение трендов температуры воздуха за холодный период (ноябрь-март) по абсолютной высоте

Вместе с тем, величина тренда температуры холодного периода в высотном поясе 500-1000 м составляет $0,0470^{\circ}\text{C}/\text{год}$ - в 1,5 раза выше тренда средней годовой температуры, что вполне согласуется с общепринятым представлением о том, что главный вклад в глобальное потепление вносит относительно более интенсивное повышение температуры воздуха в холодный период [IPCC, 2013]. Отметим, однако, что высотный интервал от 500 до 1000 м - это самая густонаселенная часть примыкающей к горам равнины с наиболее комфортными для жизни условиями природной среды. В пределах этого высотного диапазона расположена подавляющая часть крупных городов, где мера искажений естественных полей климатических характеристик влиянием урбанизированных территорий и антропогенноизмененных ландшафтов максимальна. В летний период изменения значений тренда температуры в зависимости от абсолютной высоты практически не выражены (рис. 6).

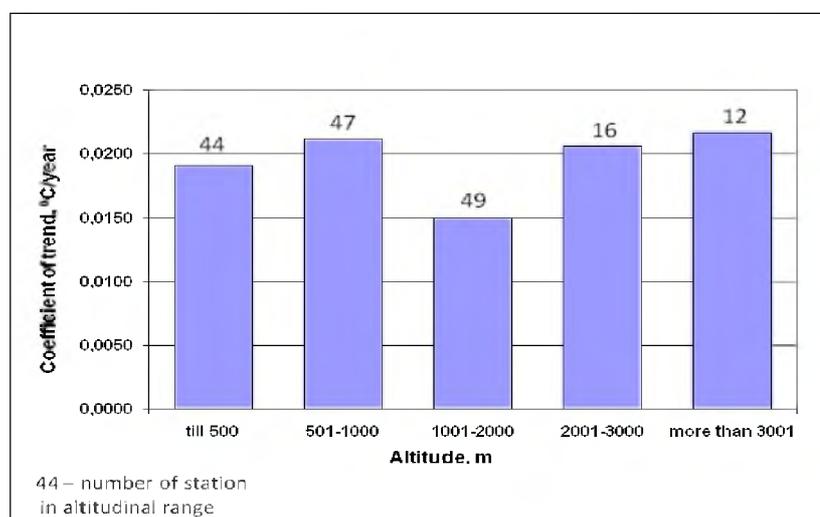


Рисунок 6 - Распределение значений трендов температуры воздуха за летний период (июнь-август) по абсолютной высоте

На высотах менее 500 м тренд температуры в холодный период существенно ниже ($0,040^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Этот высотный диапазон характеризуется значительно более аридным климатом и менее комфортными для жизни условиями

природной среды. Плотность населения здесь несравнимо ниже, а среди поселений преобладают малые, соответственно менее выражен здесь отепляющий эффект урбанизированных территорий.

На самом деле, в высокогорье, где влияние отепляющего эффекта урбанизированных территорий близко к нулю (в пределах рассматриваемого региона на этих высотах нет крупных поселений и почти все метеостанции расположены вне жилого массива), тренд температуры холодного периода минимален (меньше трендов температуры в среднем за год и за теплый период). В средних и особенно высоких широтах искажения естественных полей температуры в холодный период в пределах урбанизированных территорий максимальны. Здесь стены каждого обогреваемого строения отдают часть тепловой энергии в окружающую среду, не говоря уже о значительно больших потерях тепла через остекленные поверхности и системы вентиляции. В городах с централизованной системой отопления неизбежны потери тепла вдоль трасс горячего водоснабжения. Определенную и все более значительную долю в прогревание воздуха городской среды в холодный сезон вносит и быстро нарастающий парк автомобильного транспорта.

Характерно также, что в летний период года изменения тренда температуры воздуха по высоте близки к нулю (рисунок 6). В этот период отсутствует главная причина искажений естественного поля температуры воздуха – необходимость искусственного обогрева жилого и производственного фонда. Напротив, в последние десятилетия все более внедряется система кондиционирования воздуха. Определенный вклад в отсутствие различий трендов температуры теплого сезона в георпаре равнина-горы вносят усилия по озеленению и дополнительному увлажнению урбанизированных территорий посредством фонтанов, искусственных водоемов и систем ирригации.

Изложенное дает основания полагать, что данные высокогорных метеостанций отражают естественный ход изменений климатических характеристик: типичные для высокогорья небольшие по площади и численности насе-

ления поселки, за редким исключением, не способны существенно изменить естественный климатический фон.

Данные же многих равнинных и низкогорных станций в той или иной мере искажены влиянием урбанизированных территорий и антропогенно измененных ландшафтов. Мера этих искажений зависит от многих факторов и может иметь разный знак. Так, в теплый период города с парковой зоной и развитой сетью оросительных каналов (арыков), искусственных водоемов и фонтанов по климатическим показателям могут выглядеть оазисом на фоне естественных ландшафтов за пределами жилого массива.

Вследствие этих искажений данные многих равнинных и низкогорных станций не могут быть использованы для оценки климатических изменений без предварительной корректировки. Процесс корректировки неизбежно сопряжен с необходимостью учета метаданных (включая историю замены приборов, методов измерений и обработки данных наблюдений, изменения положения станции относительно границ урбанизированных территорий либо измененных ландшафтов) и подбора станций-аналогов, степень адекватности данных которых естественному ходу климатических характеристик зачастую неоспорна. Поэтому исправленные данные всегда оставляют сомнения относительно степени их адекватности естественным (не искаженным) характеристикам климата.

В этих условиях данные высокогорных станций представляю особую ценность для исследований климатических изменений.

В высокогорье в пределах рассматриваемой территории нет крупных поселений и почти все метеостанции расположены вне жилого массива. Поэтому влияние теплящего эффекта урбанизированных территорий здесь близко к нулю, а значения тренда температуры холодного периода значительно меньше трендов температуры как в среднем за год, так и за теплый период. В этом нетрудно убедиться по данным таблицы 1, где сопоставлены осредненные по высотным интервалам значения трендов температуры как за холодный и теплый периоды, так и в среднем за год.

Таблица 1 - Осредненные по высотным интервалам значения тренда температуры воздуха

Высотный интервал, м абс.	Среднее значение тренда температуры, °С/год, за период					
	ноябрь-март	Δ	июнь-август	Δ	в среднем за год	Δ
< 500	0,0387	7,3	0,0190	0,9	0,0277	2,6
501-1000	0,0478	9,0	0,0197	0,9	0,0317	2,9
1001-2000	0,0283	5,3	0,0153	0,7	0,0198	1,8
2001-3000	0,0106	2,0	0,0208	1,0	0,0127	1,2
> 3001	0,0053	-	0,0217	-	0,0107	-

Примечание: Δ – кратность превышения над значением тренда на высотах более 3000 м

Как следует из таблицы 1, в высокогорье (на высотах более 3000 м) значения тренда температуры холодного периода минимальны в сравнении с характерными для всех других высотных интервалов. В холодный период величина тренда температуры на высотах более 3000 м в 9 раз меньше в сравнении со значением тренда на высотах от 500 до 1000 м. В высокогорье угловой коэффициент тренда температуры в холодный период в 4 раза меньше его значений за теплый период и в 2 раза меньше тренда средней годовой температуры. Все это дает основания полагать, что главная причина относительно более интенсивного потепления климата в холодный период вовсе не особенности циркуляции атмосферы и не увеличение концентрации двуокиси углерода в атмосфере, а «вклад» отопительного сезона.

На рисунке 7 представлена связь значений тренда температуры воздуха за холодный сезон с продолжительностью отопительного периода. Отметим, что для анализа намеренно выбраны станции, расположенные в пределах крупных городских городов, полагая, что данные этих станций значимо искажены отепляющим влиянием городской среды. Данные о продолжительности отопительного периода получены из [СНиП 2.01.01-82 1983; СНиП 23-01-99, 2000; СНиП РК 2.04-01-2001. 2005; СН РК 2.04-21-2004* 2006; СНиП РК 2.04-01-2010, 2011; отопительный период ..., <http://www.atlasyakutia.ru/>],

значения трендов температуры определены по данным метеостанций за период с 1970 по 2005 гг.

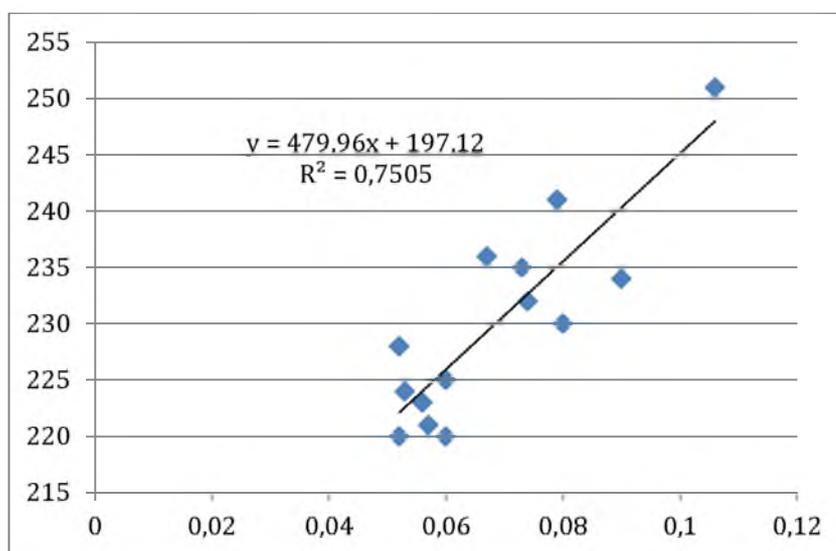


Рисунок 7 - Связь коэффициента линейного тренда температуры воздуха за холодный период ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) с продолжительностью отопительного сезона (Т, сут.)

Как следует из рис. 7, рассматриваемые характеристики линейно связаны с коэффициентом корреляции $r = 0,87$.

Изложенное дает основания полагать, что данные высокогорных метеостанций отражают естественный ход изменений климатических характеристик: типичные для высокогорья небольшие по площади и численности населения поселения, за редким исключением, не способны существенно изменить естественный климатический фон. Данные же многих равнинных и низкогорных станций в той или иной мере искажены влиянием урбанизированных территорий и антропогенноизмененных ландшафтов. Мера этих искажений зависит от многих факторов и может иметь разный знак. Вследствие этих искажений данные многих равнинных и низкогорных станций не могут быть использованы для оценки климатических изменений без предварительной корректировки. Процесс корректировки неизбежно сопряжен с необходимостью учета метаданных (включая историю замены приборов, методов

измерений и обработки данных наблюдений и др.) и подбора станций-аналогов, степень адекватности данных которых естественному ходу климатических характеристик зачастую небесспорна. Поэтому исправленные данные всегда оставляют сомнения относительно степени их соответствия естественным (не искаженным) характеристикам климата.

В этих условиях данные высокогорных станций представляю особую ценность для исследований климатических изменений.

Факт отсутствия различий в трендах температуры в геопаре равнина-горы в летний период и тесная связь значений тренда температуры холодного периода с продолжительностью отопительного сезона – яркие свидетельства решающей роли антропогенно обусловленных искажений приземной температуры именно в течение отопительного периода. Они максимальны в показаниях метеостанций, расположенных в наиболее густонаселенных районах предгорных равнин и практически отсутствуют в показаниях высокогорных станций.

Изложенные выше результаты не оставляют сомнений в том, что реальные темпы потепления климата в условиях Казахстана, по крайней мере, минимум втрое ниже указанных в последнем Национальном отчете по изменению климата [Второе Национальное Сообщение..., 2009]. С учетом этих результатов очевидна необходимость переоценки современных и прогнозных изменений климата на территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии, как и соответствующей стратегии адаптации населения и хозяйства к изменениям климата.

3 СНЕЖНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Емкое по смысловому содержанию понятие «снежность» как характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова, включает условия выпадения и отложения твердых осадков, возникновения, существования и разрушения снежного покрова, данные о количестве твердых осадков и максимальных снегозапасах [Гляциологический словарь, 1984]. В условиях быстро нарастающего дефицита воды, проблема оценки возобновляемых водных ресурсов – одна из главных в решении всего комплекса проблем устойчивого развития в странах Центральной Азии. Ключевой в решении этой проблемы является задача оценки снежных ресурсов горной территории – зоны формирования стока. Именно талые снеговые воды играют решающую роль в формировании возобновляемых водных ресурсов Центральной Азии, составляя до 65–70%, а с учетом лед талых ледниковых вод – до 85% суммарного объема стока на выходе рек из гор [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1969; Шульц, 1965.; Щеглова, 1960].

3.1 Закономерности распределения и режима снежного покрова на территории Казахстана

Закономерности территориальных изменений характеристик снежности с учетом влияния зональных, региональных и локальных факторов вполне надежно выявляются на основе системы расчетных методов, разработанных в Институте географии [Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Severskiy, Se-Zichu, 2000; Северский и др., 2006] и неоднократно рассмотрены как в перечисленных публикациях, так и недавних обобщениях [Северский и др., 2012]. Согласно результатам исследований, основные характеристики снежности – высота и водность снежного покрова в зоне формирования стока главных рек Казахстана при большой межгодовой изменчивости в среднем за многолетие оставались устойчивыми. За последние десятилетия ситуация практически не изменилась: средние многолетние значения макси-

мальных снегозапасов не изменились, слабо выраженные положительные тренды величин максимального снегонакопления (W , мм) в горных районах статистически незначимы. В качестве примера, приведем изменения значений W на площадках регулярного мониторинга снежности на языке ледника Туйыксу и на прилегающей морене (рисунок 8),

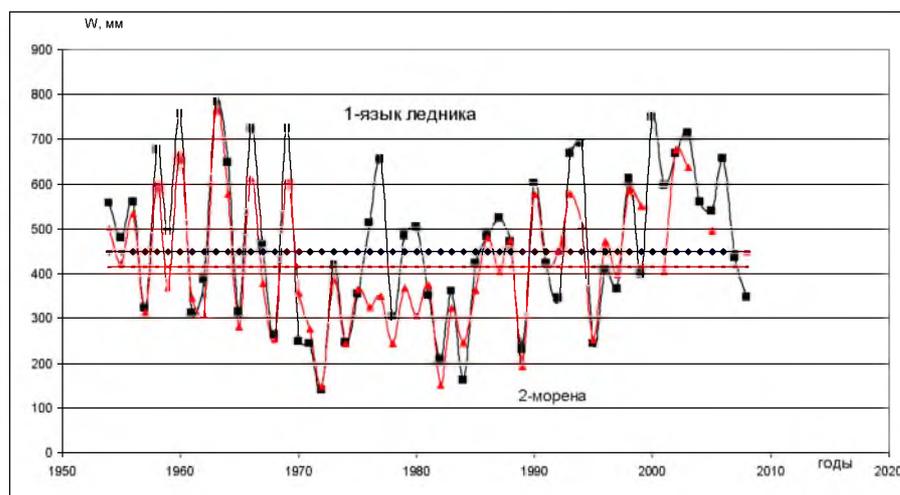


Рисунок 8– Многолетние изменения максимальных снегозапасов W , мм на языке (1, абсолютная высота площадки 3650 м) ледника Туйыксу и на прилегающей морене (2, высота 3450 м). Пунктирная линия – среднее многолетнее значение (1954-2003 гг.)

Площадки расположены на абсолютных высотах 3650 и 3450 м соответственно. Как видим, размах межгодовых колебаний значений W на обеих снегомерных площадках превышает 600 мм, но средние многолетние величины максимального снегонакопления в течение всего рассматриваемого периода оставались устойчивыми.

Судя по динамике значений W , полный цикл колебаний снежности, начавшийся от максимума в начале 1960-х, завершился на рубеже столетий, и в течение всего последующего периода преобладающим трендом является снижение максимальных снегозапасов. Отметим, что зимний баланс массы ледника Туйыксу за 2013/14 балансовый год оказался наименьшим за весь 56-летний период гляциологического мониторинга. Не хотелось бы быть

«пророком», но отметим, что именно с отрицательной фазой упомянутого цикла снежности совпал по времени маловодный период в регионе с понижением уровня воды озера Балкаш до критически минимальных значений. Отметим также относительную синхронность изменений снежности в пределах бассейнов одного горно-ледникового района. Это иллюстрируется данными рисунка 9, где представлена динамика высоты снежного покрова в трех бассейнах Северного Тянь-Шаня за период с 1966 по 2006 гг.

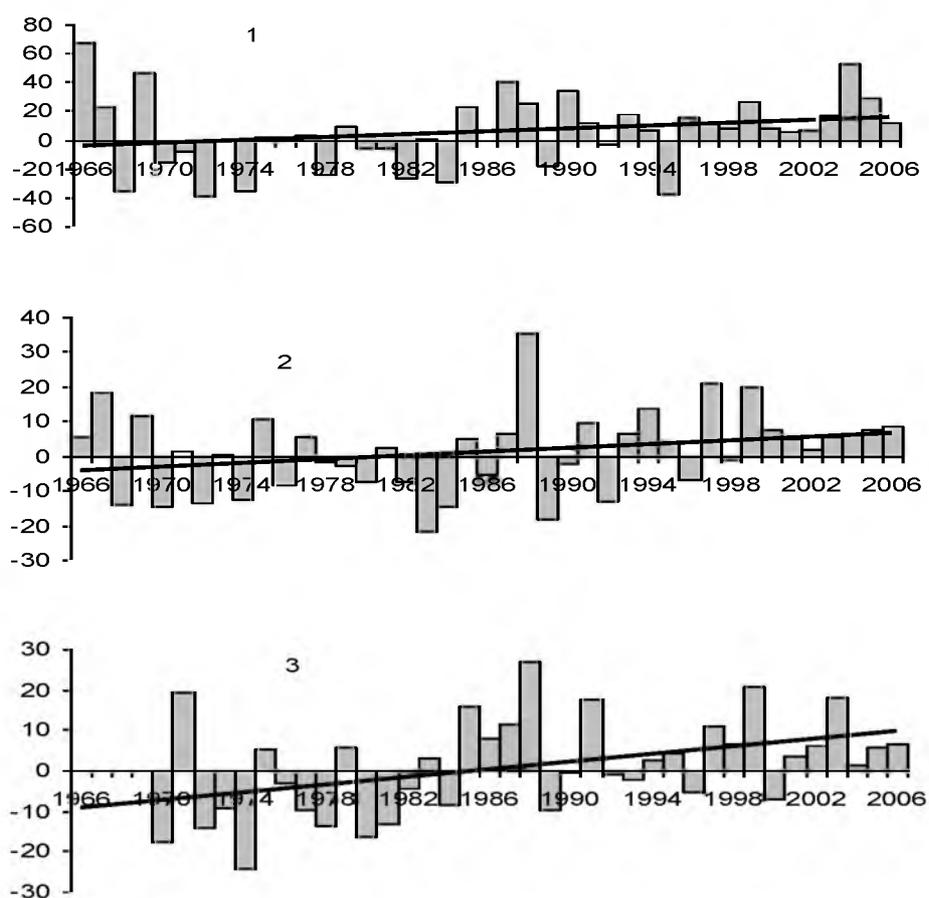


Рисунок 9 – Отклонения от нормы максимальной за год высоты снежного покрова (см), осредненные для бассейнов рек Киши Алматы (1), Шелек (2) и Шалкодесу (3)

Отклонения на рисунке 9 рассчитаны относительно средней величины за 1970-2000 гг. Прямыми линиями показан линейный тренд. Как следует из рисунка 9, во всех трех рассматриваемых бассейнах наблюдается сходный характер изменений максимальной высоты снежного покрова.

Для анализа изменений высоты снежного покрова (рисунок 9) использованы данные маршрутных снегосъемок, проводимых в бассейнах рек Шелек, Киши Алматы и Шалкодесу. Величины средней из максимальных высот снежного покрова за год на отдельных снегопунктах пересчитаны в отклонения от среднего значения, которое рассчитано, согласно рекомендациям ВМО, за 30-летний период – с 1970 по 2000 гг. Полученные величины отклонений усреднены для всего бассейна.

Количественные оценки линейного тренда приведены в таблице 2. Коэффициенты линейного тренда характеризуют среднюю скорость изменения максимальной высоты снежного покрова за единый период наблюдений, начиная с зимнего сезона 1965\66 и до 2005\2006 гг. Значения линейных коэффициентов трендов, рассчитанных для групп снегопунктов, усреднены для каждого отдельного бассейна.

Таблица 2 – Оценки линейного тренда максимальной высоты снежного покрова, осредненной по бассейнам рек Киши Алматы, Шалкодесу, Шелек (1966 -2006 гг.)

Бассейн реки	Снегопункты	Линейный коэффициент тренда, см за 10 лет	Достоверность аппроксимации (R^2)
К. Алматы	сп1а, Н=3650м, язык ледника Туйыксу сп1, Н=3450м, морена ледника сп11, Н=2250м, Верхний Горельник сп22, Н=1900м, р. Казашка сп38, Н=2800м, Ворота Туйыксу	4,8	0,05
Шалкодесу	сп8, Н=2360м сп12, Н=2500м сп23, Н=3220м, сп24, Н=1920 м	2,7	0,07
Шелек	Сп22, Н=1790м, Сп23, Н=2150м, Сп24, Н=2660 м	4,8	0,18

Как следует из данных таблицы 2, для всех трех бассейнов характерна положительная тенденция изменений высоты снежного покрова, хотя и менее выраженная в бассейне р. Шалкодесу, существенное отличие которого в значительно меньшей абсолютной высоте водосбора и преобладание склонов южной четверти горизонта.

Но рассмотренная синхронность изменений снежности – явление относительно локальное. Это вполне проявилось при рассмотрении изменений снежности на территории Казахстана в целом.

Для характеристики особенностей изменений величин максимального снегонакопления на территории Казахстана обратимся к данным таблицы 3, где в качестве основного показателя для анализа изменчивости максимальных снегозапасов использован модульный коэффициент снежности K_w – отношение максимального снегозапаса, измеренного в каждом пункте наблюдений в данный год, к норме.

Судя по содержанию таблицы 3, за весь рассматриваемый период не было года, когда изменение величин W относительно нормы имело бы единую направленность на всей территории Казахстана. В редкие годы процентные доли станций, по данным которых отклонения величин W от нормы в сторону отрицательных либо положительных значений различаются не более чем на 10 %. Такие соотношения наблюдались в 1969, 1972, 1976 и 1979 гг. (таблица 3). Но и в этих случаях нельзя сказать, что снежность данного года на территории Казахстана можно характеризовать как близкую к норме: районные контрасты снежности и в эти годы могут быть значительными. Так, зима 1968/69 гг. была экстремально снежной в горах Казахстана. Модульные коэффициенты максимальных снегозапасов K_w на Алтае, в горах Юго-восточного и Южного Казахстана превышали норму в 2-2,5 раза, а в отдельных бассейнах Иле Алатау и казахстанской части Западного Тянь-Шаня более чем вчетверо. Вместе с тем, на большей части Центрального и Западного Казахстана максимальные снегозапасы в 1969 г. были на 20-70 % ниже нормы.

Таблица 3 – Распределение максимальных снегозапасов на территории Казахстана

Год	Количество станций, обеспеченных данными наблюдений	Модульный коэффициент снегозапасов и соответствующая процентная доля станций от общего количества указанных в графе 2					
		< 0,8	0,8-1,0	1,0-1,2	> 1,2	< 1,0	> 1,0
1966	174	48	9	13	30	57	43
1967	167	53	8	12	27	61	39
1968	183	68	10	11	11	77	22
1969	195	28	18	12	24	46	54
1970	175	69	16	5	10	86	14
1971	194	17	20	24	39	36	63
1972	193	30	17	20	33	47	53
1973	186	25	14	25	36	40	60
1974	193	58	21	9	12	79	21
1975	189	37	26	18	19	63	37
1976	195	29	15	23	33	45	55
1977	187	18	14	19	49	32	68
1978	194	40	18	23	19	58	42
1979	185	32	16	24	28	48	52
1980	193	56	18	13	13	74	26
1981	182	65	17	10	8	82	18
1982	185	45	20	12	23	65	35
1983	186	40	19	20	21	59	41
1984	185	52	22	10	16	74	26
1985	182	23	17	22	38	40	60
1986	180	28	15	22	35	43	57
1987	160	19	12	25	44	31	69
1988	165	15	21	22	42	35	65
1989	161	29	15	16	40	44	56

Выявить определенные закономерности территориального распределения максимальных снегозапасов на территории Северного Казахстана по имеющимся данным наблюдений за 1969 г. и вовсе невозможно: величины W с различным знаком отклонений от нормы распределены здесь более или менее равномерно.

Существенно иначе распределены модульные коэффициенты K_w в 1972 г. В этом году нормы снегозапасов были превышены на территории гор и

возвышенностей, включая Казахский Мелкосопочник, горы Улытау и Мугалжары. при этом очень редко максимальные снегозапасы превышали норму более чем вдвое. В подавляющем большинстве случаев величины K_w изменялись в диапазоне от 1,05 до 1,20. Характерно, что в этом году более чем на трети общего количества горных станций Казахстана максимальные снегозапасы были на 20-30 % меньше нормы.

Близкая к рассмотренной картина наблюдалась и в 1976 г., с той лишь разницей, что максимальные значения K_w в подавляющем большинстве случаев не превышали 1,5, а на равнинах Западного Казахстана (бассейн реки Жайык, плато Устирт) они были на 50-70 % меньше нормы. Сходный характер распределения рассматриваемых коэффициентов по территории Казахстана наблюдался и в 1979 г.

Характерно, что многоснежные и малоснежные годы, когда процентная доля станций с модульным коэффициентом K_w больше или меньше единицы, как правило, повторяются сериями продолжительностью от 2 до 5 лет. Малоснежными на территории Казахстана были 1966-1968, 1974, 1975, 1980-1984 гг., а многоснежными 1971-1973, 1976-1977 и 1985-1989 гг. (таблица 3). Судя по величинам модульного коэффициента K_w , экстремально малоснежными на территории Казахстана были 1970, 1974 и 1981 гг., когда доля станций с $K_w < 1.0$ составила 86, 79 и 82 % соответственно).

В 1970 г. на подавляющей части территории Казахстана преобладали снегозапасы существенно ниже нормы. Вместе с тем, на территории Прикаспийской низменности, полуострова Бузачи, на большей части территории бассейнов рек Жайыка и Омбы максимальные снегозапасы существенно превышали норму (K_w от 1,04 до 2,23). аналогичная ситуация сложилась на территории Торгайской ложбины, на севере Торгайского плато и в приграничных с Россией районах на территории бассейнов Тобыл и Есиль, а также в верховьях реки Сарысу (Казахский Мелкосопочник). В горных районах Казахстана в 1970 г. преобладало относительно малое снегонакопление (K_w от 0,3 до 0,8 на Алтае, Сауыр-Тарбагатае, на северном склоне Жетысу Алатау и

в горах Южного Казахстана). Однако на западе Жетысу Алатау (бассейны рек Коксу, Шажа, Кора), на ряде станций Илейской долины и в высокогорных районах Иле Алатау и бассейнов рек Баянкол и Текес нормы снегонакопления были существенно превышены (K_w от 1,05 до 2,2 в Жетысу Алатау и до 3,9 на западе Иле Алатау). Таким образом, даже в экстремально малоснежном 1970 г. при явном преобладании заниженных относительно нормы снегозапасов уровень снежности в различных регионах Казахстана существенно различался.

В 1974 г. на подавляющей части территории Казахстана, в том числе в пределах Казахского мелкосопочника, максимальные снегозапасы были на 30-60 % меньше нормы. Небольшое превышение норм наблюдалось лишь на крайнем севере страны в приграничных с Россией районах на территории бассейнов рек Ертис и Есиль и в бассейне озера Тенгиз. На остальной территории Казахстана, включая горные районы, случаи превышения норм снегозапасов были единичными, и редко достигали 50 %.

Горные районы Алтая, Саур-Тарбагатай, Жетысу Алатау и Северного Тянь-Шаня в пределах Казахстана в 1974 г. по уровню снежности существенно не различались. В подавляющем большинстве случаев снегозапасы здесь на 20-50 % были меньше нормы. В этом отношении несколько выделялась лишь территория бассейнов рек Талас и Арыс, где величины K_w преимущественно были в пределах от 0.8 до 0.9, а в единичных случаях превышали единицу.

В 1981 г. относительно небольшое превышение W над нормой (K_w от 1,15 до 1,40) наблюдалось преимущественно на наиболее высокой части Казахского мелкосопочника и на отдельных станциях, расположенных на территории южных отрогов Жайыка и Мугалжар (в верховьях бассейна реки Ойыл), а также на севере Казахстана в приграничной с Россией части бассейна реки Есиль. На остальной территории Казахстана максимальные снегозапасы были значительно меньше нормы. Минимальные значения модульного

коэффициента K_w (от 0,20 до 0,15) наблюдались на равнинной территории Центрального и Южного Казахстана.

В горных районах Казахстана картина распределения максимальных снегозапасов была неоднозначной. На территории высокогорного пояса Казахстанского Алтая (верховья рек Обы, Ульби, Буктырмы) максимальные снегозапасы были близки к норме (K_w от 0,80 до 0,95). В пределах же среднегорно-низкогорного пояса они были на 25-40 % меньше нормы. В горах Юго-восточного и Южного Казахстана (Жетысу Алатау, Северный и Западный Тянь-Шань) в этот год наблюдалось экстремально малое снегонакопление: максимальные снегозапасы были на 50-60 % меньше нормы. В отдельных районах названной территории модульные коэффициенты K_w не превышали 0,3.

Если судить по процентной доле станций с $K_w > 1.0$, то экстремально многоснежными за период с 1966 по 1989 гг. были 1987 и 1977 гг., когда на долю станций с превышением снегозапасов над нормой приходилось 69 и 68 % соответственно.

Распределение таких станций по территории Казахстана в 1987 г. было весьма своеобразным. В пределах казахстанской части Южного Жайыка и Мугалжар (верховья рек Жайык и Омбы), Туранской низменности и Торгайской ложбины, а также на подавляющей части территории Казахского мелко-сопочника и приграничной с Россией части бассейна реки Ертис максимальные снегозапасы были больше нормы. В подавляющем большинстве случаев это превышение невелико (K_w от 1,03 до 1,30) и лишь в редких случаях на крайнем западе Казахстана (бассейн реки Ащыозек) максимальные снегозапасы в 2-3 раза превышали норму.

В горных районах Казахстана в 1987 г. ситуация сложилась неоднозначно. В южной части казахстанского Алтая (бассейн р. Буктырмы, оз. Маркаколь) и в Сауыр-Тарбагатае максимальные снегозапасы были выше нормы. При этом в бассейне реки Буктырмы и на территории Маркакольской впадины это превышение составляло всего от 5 до 25 %. Значительно большее пре-

вышение норм снежности наблюдались на южном склоне хребта Тарбагатай (K_w до 2,5). В бассейнах рек Обь и Ульби максимальные снегозапасы в 1987 г. были близки к норме (K_w от 0,83 до 1,21). В пределах территории Калбинского хребта они были на 25-40 % ниже нормы.

В горах же Юго-восточного и Южного Казахстана, как и на прилегающей равнинной территории (Прибалкашье, бассейны рек Шу и Талас) максимальные снегозапасы в рассматриваемый год были значительно – на 50-80 % меньше нормы и лишь в высокогорье Иле Алатау наблюдалось превышение норм снегозапасов на 20-50 % (K_w от 1,21 до 1,48). В горах же Южного Казахстана (бассейны рек Арыс и Талас максимальные снегозапасы были на 50-80 % меньше нормы.

Распределение максимальных снегозапасов в 1989 г. отличалось от рассмотренного тем, что практически на всей территории бассейна реки Ертис в пределах Казахстана, включая Алтай и Сауыр-Тарбагатай, а также в приграничных с Россией районах Северного Казахстана (бассейны рек Есиль, Тобыл) максимальные снегозапасы были на 20-60 % меньше нормы. В горах же Южного Казахстана они значительно- в отдельных случаях более чем вдвое, превышали норму.

Если сравнивать распределение снегозапасов в горных районах, где формируется подавляющая часть возобновляемых водных ресурсов и практически все возобновляемые ресурсы чистой воды стран Центральной Азии, то колебания снежности в горах как по величине K_w , так и по знаку отклонений от нормы далеко не всегда совпадает с характером изменений снежности на остальной территории Казахстана. Наиболее характерным в этом отношении является 1969 г., когда на резко преобладающем фоне относительно малого снегонакопления на подавляющей части территории Казахстана, включая Казахский Мелкосопочник, максимальные снегозапасы во всех горных районах – от Алтая до гор Южного Казахстана значительно превышали норму. На Алтае в этот год величины K_w достигали 2,2-2,8, а в Жетысу Алатау и

в горах Северного и Западного Тянь-Шаня диапазон изменений этого показателя составлял от 1,15 до 4,3.

Сходная картина наблюдалась в 1967 и 1977 гг., с той лишь разницей, что в 1977 г. и на территории Казахского мелкосопочника максимальные снегозапасы были значительно выше нормы, а в горных районах Казахстана величины K_w лишь в редких случаях превышали 2,0.

В 1967 г. во всех горных районах Казахстана и на территории Прибалкашья максимальные снегозапасы значительно (нередко вдвое и более) превышали норму, тогда как остальной территории Казахстана, за редким исключением, они на 30-60 % были ниже нормы.

Асинхронный характер распределения снежности на территории Казахстана особенно ярко проявился в 1983 г., когда нормы максимальных снегозапасов были превышены лишь на территории отрогов Южного Урала, Мугоджар и Торгайского плато, а также в приграничных с Россией районах в междуречье Ертис-Есиль. На остальной территории страны, включая Казахский Мелкосопочник и горные районы, максимальные снегозапасы в этот год были на 20-70 % меньше нормы.

Не менее контрастная, но существенно иная картина наблюдалась в 1986 г., когда к северу от параллели 47° с.ш., в том числе на территории Алтая, максимальные снегозапасы превышали норму, а южнее этого рубежа, в том числе в Жетысу Алатау, в горах Северного и Западного Тянь-Шаня, они, как правило, значительно - на 20-80 % были ниже нормы.

Одним из экстремально снежных в горах Казахстана был 1966 г., когда во всех горных районах наблюдался массовый сход катастрофических лавин. максимальных по объему за всю историю наблюдений. Вместе с тем, в других регионах Казахстана нормы снегонакопления были повсеместно превышены лишь к северу от линии Кокшетау-Караганды-озеро Алаколь. На остальной территории страны, в том числе на предгорных равнинах северного Тянь-Шаня, включая Прибалкашье, почти безраздельно господствовали

относительно малые величины максимальных снегозапасов (K_w от 0,22-0,25 до 0,40-0,70).

Таким образом о синхронной динамике снежности на территории всех водохозяйственных бассейнов Казахстана говорить не приходится: при любых сочетаниях форм крупномасштабной циркуляции атмосферы территориальные контрасты значений K_w наблюдаются ежегодно.

Рассмотренные результаты исследований не оставляют сомнений в относительной устойчивости максимальных снегозапасов в зоне формирования стока главных рек Казахстана: при значительных межгодовых колебаниях средние многолетние снегозапасы в течение последнего полувека существенно не изменились. Слабо выраженные тренды максимальных за год значений высоты и водности снежного покрова статистически незначимы.

При устойчивости средних многолетних значений рассматриваемых характеристик, в их временной динамике отчетливо проявляются циклические колебания. Продолжительность цикла, судя по данным мониторинга снежности на леднике Туйыксу, около 40 лет. И, если это верно, можно ожидать продолжения снижения значений максимальных снегозапасов вплоть до начала 30-х годов текущего столетия.

3.2 Методические основы оценки характеристик снежности в условиях горного рельефа

Методика расчета характеристик снежности в условиях горного рельефа основана на выявлении территориально-общих зависимостей искомых показателей (сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова, его высота и водный эквивалент) от абсолютной высоты. Для горных систем Тянь-Шаня, Памира, Гиссаро-Алая, Жетысу (Джунгарского) Алатау и Алтая выявлено три типа распределения сроков залегания устойчивого снежного покрова в зависимости от абсолютной высоты (таблица 4) и восемь типов вертикального распределения максимальных запасов воды в снежном покрове (таблица 5) и

определены границы районов их применения [Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Severskiy, Se-Zichu, 2000; Северский и др. 2006].

Таблица 4 – Типовые зависимости распределения сроков установления и разрушения устойчивого снежного покрова по абсолютной высоте

Тип распределения	Район	Расчетное уравнение	Ограничения по высоте
I	Периферийные бассейны Тянь-Шаня (за исключением Западного) и Жетысу Алатау (за исключением бас. р. Коксу, Шажа, Кара)	$\Delta T_y = 14 - 0,9H - 0,035H^2$ $\Delta T_p = 0,11H^2 - 1,1H$	600-2800 600-3400
II	Периферийные бассейны Тянь-Шаня и Жетысу Алатау, открытые на запад	$\Delta T_y = 17 - 1,5H - 0,025H^2$ $\Delta T_p = 0,88H + 0,086H^2 - 16$	600-2800 600-3400
III	Внутригорные районы Тянь-Шаня, внутренние котловины	$\Delta T_y = 3,0 - 0,325H^2$ $\Delta T_p = 0,039H^2 - 0,03H - 4$	600-3400
Примечание – ΔT_y и ΔT_p – разница между сроками образования и разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м и расчетной высоте H , сутки; H – высота данной точки, сотни м			

Методика расчета характеристик снежности основана на выявлении территориально-общих зависимостей искомых показателей (сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова, его высота и водный эквивалент) от абсолютной высоты. Чтобы исключить влияние присущих каждому району особенностей природных условий формирования и режима снежного покрова, зависимости сроков образования T_y и разрушения T_p устойчивого снежного покрова и максимальных снегозапасов W от абсолютной высоты H , построенные по результатам измерений в частных горных бассейнах, были совмещены. Предварительно шкала значений упомянутых характеристик бы-

ла пересчитана в величины отклонений от соответствующих значений на едином для всех бассейнов высотном уровне. В пределах высотного диапазона, обеспеченного данными непосредственных наблюдений, последние сгруппировались в тесные зависимости, отражающие характер (тип) распределения характеристик снежности по абсолютной высоте, единый для данного района в целом. Для горных систем Тянь-Шаня, Памира, Гиссаро-Алая, Жетысу Алатау и Алтая выявлены три типа распределения сроков залегания устойчивого снежного покрова в зависимости от абсолютной высоты (табл. 1) и восемь типов вертикального распределения максимальных запасов воды в снежном покрове (табл. 5) и определены границы районов их применения [Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Северский и др., 2006; Severskiy, 1997].

Таблица 5 – Типовые зависимости максимальных запасов воды в снежном покрове от абсолютной высоты

№	Тип распределения	Расчетное уравнение	Погрешность расчета		Ограничения по высоте
			мм	%	
1	Центрально-Тяньшаньский	$\Delta W = 5,2 H^{2,00}$	25	–	600 – 3400
2	Внутренне-Тяньшаньский	$\Delta W = 5,0 H^{2,80}$	21	–	600 – 3200
3	Алайский	$\Delta W = 13,0 H^{1,85}$	29	23	600 – 3200
4	Таласский	$\Delta W = 11,7 H^{2,30}$	25	20	600 – 3200
5	Северо-Тяньшаньский	$\Delta W = 13,6 H^{2,60}$	23	14	600 – 3200
6	Курамино-Чаткальский	$\Delta W = 25,0 H^{2,60}$	28	20	600 – 2600
7	Ферганский	$\Delta W = 40,83 H^{2,56}$	44	19	600 – 2600
8	Западно-Тяньшаньский	$\Delta W = 94,5 H^{2,20}$	50	15	600 – 2600

Примечание - W разница средних из максимальных снегозапасов (водный эквивалент снежного покрова) на "нулевом" (600 м) и расчетном высотных уровнях, мм; H расчетный высотный уровень, км

Полученные зависимости весьма надежны: средние квадратичные отклонения фактических точек от линии регрессии, соответствующей типовому уравнению, невелики (таблица 5), а сопоставление вычисленных по этим уравнениям значений W с данными измерений свидетельствует, что ошибка расчета, как правило, меньше $\pm 10\%$.

Сопоставление результатов синхронных снегосъемок на луговых склонах разной экспозиции при $H = const$ позволило получить зависимость разницы между снегозапасами на склонах северной и произвольной ориентации $\Delta W = W_n - W_e$ от величины A ; для случая максимальных снегозапасов эта зависимость имеет вид

$$\Delta W = 10 - 51A + 194,8A^2 \quad (1)$$

Корреляционное отношение этой зависимости $\eta = 0,98$; проверка его по критерию Фишера показала, что связь существует с доверительной вероятностью 99%. Уравнение (1) позволяет пересчитать среднезональные (фоновые) величины максимальных снегозапасов в соответствующие показатели для склонов любой экспозиции со средней ошибкой от 10 до 18 % [Severskiy, Severskiy, 1992].

В качестве меры влияния типа растительности на распределение снегозапасов использован безразмерный коэффициент K_p , равный отношению запаса воды в снежном покрове на склоне с данным типом растительности к снегозапасам на луговом склоне при $H = const$ и единой экспозиции [Severskiy, Severskiy, 1992; Северский, Северский, 1990; Северский, 1991]. По результатам соответствующих измерений получена серия зависимостей $K_p = f(W)$ для различных условий сомкнутости крон в хвойном и лиственном лесу и кустарнике. Зависимости для наиболее характерных значений сомкнутости крон приведены в табл. 6.

Таблица 6 - Зависимости коэффициента снежности K_p от запаса воды в снежном покрове на луговом склоне W и характера растительности

Тип растительности	Сомкнутость	Расчетное уравнение	Средняя квадратическая ошибка
Хвойный лес	0,5	$K_p = 0,009 (W - 30)^{0,694}$	±0,025
	0,4	$K_p = 0,018 (W - 25)^{0,603}$	
Лиственный лес	0,4	$K_p = 0,049 (W - 20)^{0,482}$	±0,043
	0,3	$K_p = 0,115 (W - 20)^{0,366}$	
Кустарник	0,4	$K_p = 0,064 (W - 15)^{0,530}$	±0,040
	0,3	$K_p = 0,164 (W - 10)^{0,421}$	

Расчетные уравнения (таблица 6) могут быть использована для перехода от фоновых (среднезональных) величин снегонакопления, выявленных по эмпирическим зависимостям снегозапасов от абсолютной высоты, к величинам снегонакопления на реальной поверхности горных склонов. Относительная ошибка определения снегозапасов по этим зависимостям в подавляющем большинстве случаев не выходит за пределы ±10 % [Severskiy, Severskiy, 1992; Северский, Северский, 1990; Северский, 1991].

Важной составной частью расчетной модели является информация о распределении площади бассейна по абсолютной высоте H , ориентации склонов A_z и типу деятельной поверхности B . Эта информация снята с топографической карты в масштабе 1:100 000 с определением упомянутых показателей в узлах пересечения километровой сетки с равномерным шагом 2 км. При этом тип поверхности определялся по семи градациям: снежно-ледяные поверхности, осыпи, скалы, луг, хвойный и лиственный лес и кустарник. Однако, с учетом задач данного исследования (расчет снегозапасов) четыре первые градации объединены в единую, поскольку по шероховатости поверхности и влиянию на распределение снежного покрова они сходны. Рассмотренные методические решения использованы для изучения закономерностей распределения характеристик снежности и определения снежных

ресурсов – водного эквивалента снежного покрова (в м³) в период максимального снегонакопления.

Поскольку типовые расчетные уравнения имеют ограничения по высоте (таблица 5), самостоятельную задачу представляет определение снеготпасов в высокогорном поясе. Для решения этой задачи применен гляциоклиматический метод, основанный на использовании данных о годовой аккумуляции твердых осадков на границе питания ледников, где, при условии пренебрежения различиями за счет внутреннего питания, справедливо равенство средних годовых величин общей аккумуляции и абляции твердых осадков.

Ясно, что для расчета сумм твердых осадков и максимальных снеготпасов наибольший интерес представляет климатическая снеговая граница, высота которой определяется главным образом климатическими условиями района при максимально ограниченном влиянии местных не климатических факторов.

Методика расчета этого показателя, разработанная нами ранее [Северский, 1978; Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Северский и др., 2006; Северский и др., 2012а], основана на универсальной зависимости высоты фирновой линии H_f от площади ледника F .

На всех зависимостях параметра H_f от площади ледника F , построенных для различных районов многих горных стран (Альпы, Скандинавские горы, Кавказ, Тянь-Шань, Памиро-Алай, Алтай, горы южной Сибири и Дальнего Востока), отклонения высоты фирновой линии от ее среднего значения в районах с глубокорасчлененным рельефом уменьшаются с увеличением площади ледника F , а верхняя и нижняя огибающие поля точек на этих зависимостях асимптотически приближаются к некоторому пределу (при $F \geq 14$ км²), не изменяющемуся при дальнейшем увеличении площади (рисунок 10). Для районов с неглубоко расчлененным рельефом (< 500 м) аналогичным пределом площади ледника является $F = 8$ км².

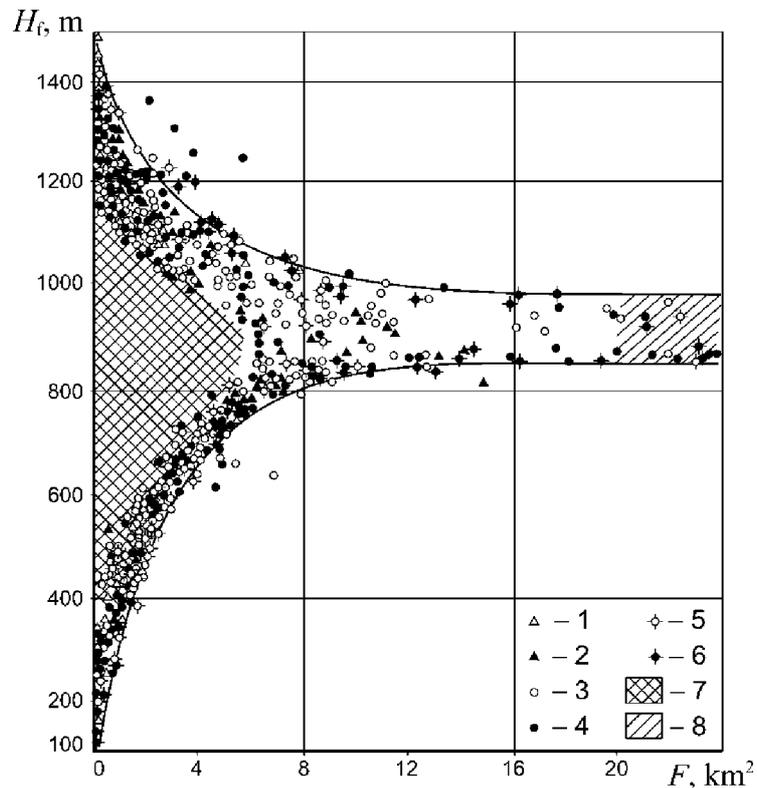


Рисунок 10 – Зависимость фирновой линии H_f от площади ледника F
 1 – Алтай, Саяны; 2 – Жетысу Алатау; 3 – Тянь-Шань; 4 – Памиро-Алай;
 5 – Большой Кавказ; 6 – Альпы; 7 – сплошное поле точек;
 8 – зона, где площадь ледника показана внемасштабно ($F \gg 20 \text{ км}^2$)

Этот предельный высотный уровень максимально приближен к климатической снеговой границе H_i . Расчетные уравнения обобщенных для упомянутых горных стран зависимостей $H_i = f(H)$ имеют вид:

для нижней огибающей

$$H_i = H_f + 670 \cdot 10^{-0,155F} \quad (2)$$

для верхней

$$H_i = H_f + 430 \cdot 10^{-0,20F}, \quad (3)$$

где H_i – высота приведенной фирновой линии, м; H_f – высота фирновой линии на конкретном леднике, м; F – площадь открытой части ледника, км^2 .

Уравнения (2) и (3) позволяют надежно рассчитать высоту климатической снеговой границы (H_i) для большинства горно-ледниковых районов, включая те, где крупных ледников нет. Для не ледниковых районов высота H_i

может быть определена по выявленным связям этого показателя с верхней границей леса и субальпийских кустарников [Северский, 1983; Severskiy, 1997; Северский, Северский, 1990].

Соответствующие расчетные уравнения имеют вид:

$$H_i = 1,11 \cdot H_{\text{for}} + 0,69, \quad (4)$$

$$H_i = 1,12 \cdot H_b + 0,30, \quad (5)$$

где H_{for} и H_b — высота верхней границы леса и кустарников соответственно, км.

Связь рассматриваемых показателей тесная: коэффициент корреляции в обоих случаях оказался равным 0,97. Ошибка расчета d_x по уравнениям (4) и (5) составляет 0,223 и 0,227 км соответственно.

Но величина A_y , кроме годовой суммы атмосферных осадков на поверхности ледника, включает дополнительное снегонакопление за счет ветрового и лавинного перераспределения снега и не может быть использована для сопоставления с величинами максимальных снегозапасов на склонах среднегорно-низкогорной части бассейна.

Для перехода от годовой аккумуляции осадков A_y к максимальным снегозапасам W необходимо A_y исправить на величину коэффициента концентрации твердых осадков K_s , характеризующего дополнительное снегонакопление на леднике за счет лавинного и ветрового перераспределения снега. Как показали исследования [Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Северский, 2006; Severskiy, Se-Zichu, 2000], на уровне H_i величина коэффициента концентрации твердых осадков K_s едина и не зависит от размеров и морфологии ледника. В среднем для бассейнов Центральной Азии $K_s = 1,07$ и на современном этапе изученности без существенного ущерба для точности результатов расчета может быть принята равной 1,10.

Таким образом, исправив A_y на величину K_s , мы получим сумму твердых осадков на высоте H_i на ледниковой поверхности. K_s Для перехода к снегозапасам на внеледниковых склонах W_i необходимо сумму осадков A_y исправить на квадрат коэффициента концентрации и вычесть величину атмосферных

осадков за период аблиции X_a :

$$W_i = \frac{A_y - X_a}{K_s^2} \quad (6)$$

Фактические данные свидетельствуют, что в гляциальном поясе гор Центральной Азии (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Жетысу Алатау) доля X_a в годовой сумме осадков сравнительно плавно меняется по территории [Северский, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Северский и др., 2006].

Выявленные типовые зависимости $W = f(H)$ (табл. 6) в сочетании с данными о максимальном снегонакоплении на внеледниковых склонах на уровне H_i позволяют рассчитать вертикальное распределение нормированных (средних) величин максимальных снегозапасов для любого бассейна, где хотя бы на одном высотном уровне величина W известна.

3.3 Снежность территории китайской части бассейна

Одной из ключевых задач исследований по данному проекту была оценка возможностей применения методов, разработанных нами ранее, к определению характеристик снежности (прежде всего максимального запаса воды в сезонном снежном покрове (W , мм водного эквивалента) для территории китайской части бассейна, где формируется более 70% возобновляемых ресурсов стока р. Иле. Необходимость решения данной задачи обусловлена тем, что при разработке методов расчета характеристик снежности в условиях горного рельефа данные по территории китайской части бассейна не были доступны и не использованы. Эта задача успешно решена, результаты рассмотрены в отчете по теме за 2016 г. Приведем здесь результаты этих исследований в кратком изложении с акцентом на оценку распределения запаса воды в снежном покрове (W , мм) в период максимального снегонакопления – главного источника

Рассмотренная выше методика использована для выявления высоты климатической снеговой границы H_i для территории Балкаш-Алакольского

бассейна (рисунок 11) и определения годовой аккумуляции твердых осадков A_y на высоте H_i .

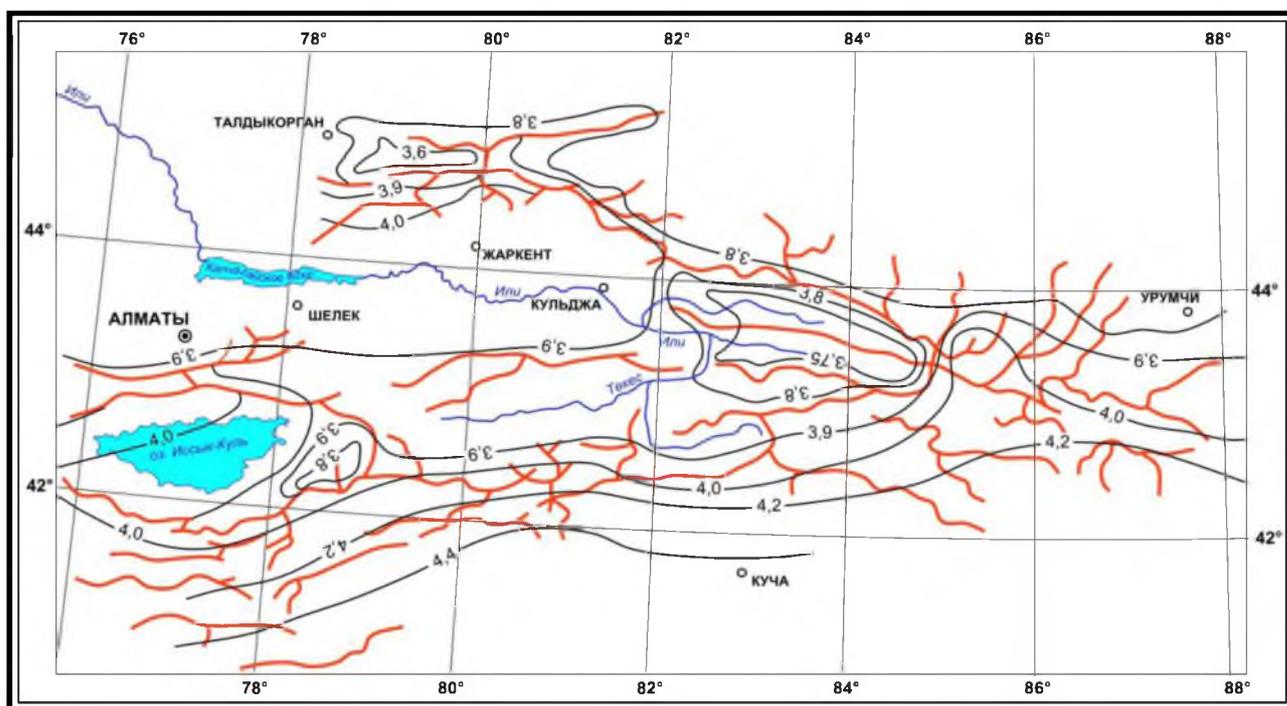


Рисунок 11 – Распределение высоты климатической снеговой границы H_i на территории Балкаш-Алакольского бассейна

Полученные результаты использованы в качестве верхнего предела зависимостей годовых и сезонных сумм осадков на территории китайской части бассейна р. Иле, построенных по данным стандартного климатического мониторинга на 27 метеостанциях в пределах китайской части бассейна и соответствующих данных метеостанций, расположенных на приграничной территории Казахстана (рисунок 12).

Характер внутригодового распределения осадков в пределах китайской части бассейна достаточно полно характеризуется данными рисунка 13.

Практически во всех рассматриваемых районах ярко выражен летний максимум осадков исключение представляет приграничная с Казахстаном часть долины р. Иле, где, наряду с весенне-летним максимумом (апрель-июль), отчетливо выражен второй максимум осадков в октябре-ноябре.

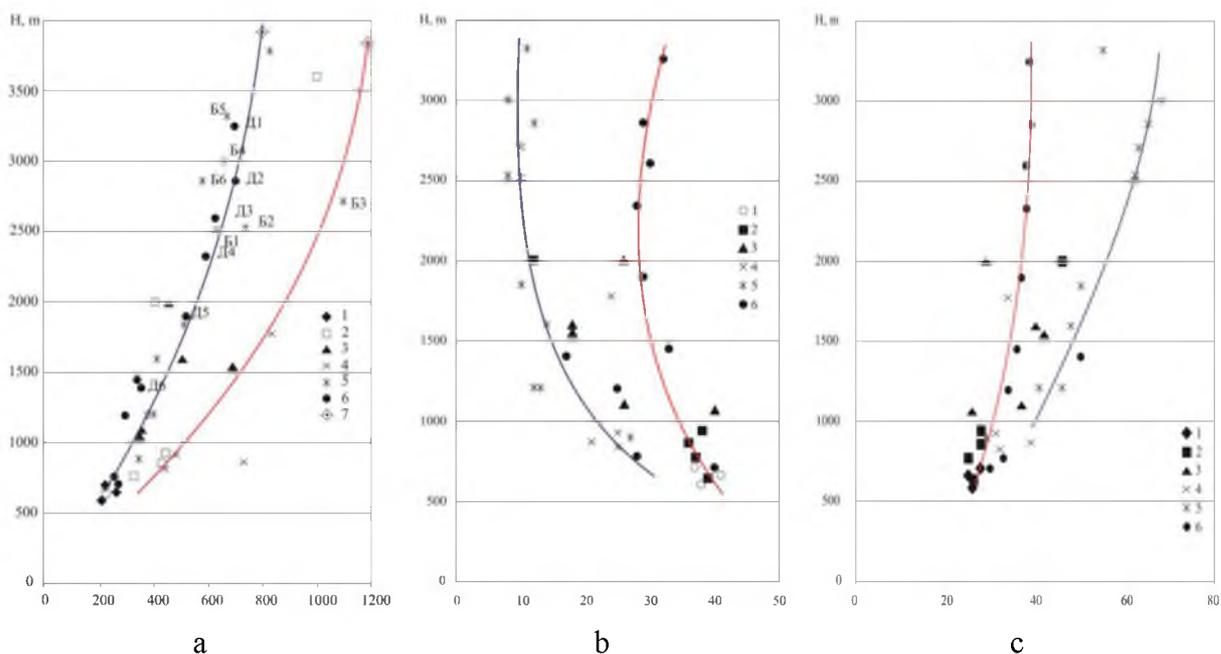


Рисунок 12 – изменение по высоте сумм осадков в китайской части бассейна р. Иле: *a* - средних годовых, мм; *b* - зимних (ноябрь-март), % от годовой суммы; *c* - летних – за июнь-август (% от годовой суммы). Условные обозначения: 1 - западная часть долины; 2 – южный склон хр. Борохоро; 3 – бассейн р. Каш; 4 – бассейн р. Кюнес; 5 – бассейн р. Текес; 6- северный склон хр. Узынкара; 7 – годовые суммы осадков на внеледниковых склонах на высоте приведенной фирновой линии; Б1-6 – по данным суммарных осадкомеров в бассейне р. Байынкол; Д1-6 – по данным суммарных осадкомеров в бассейне р. Дардамты.

Рассмотренные данные о распределении сумм осадков по высоте (рис. 12) пересчитаны в величины максимальных запасов воды в снежном покрове по региональному уравнению связи (7), полученному ранее по соответствующим данным по Тянь-Шаню, Памиру и Жетысу Алатау [Северский и др., 1996, 2006]:

$$W = 11,4 + 0,53 X_c \quad (7)$$

Расчет по этому уравнению достаточно надежны: коэффициент корреляции упомянутой связей $r = 0,97$.

Итоговые результаты представлены в таблице 7.

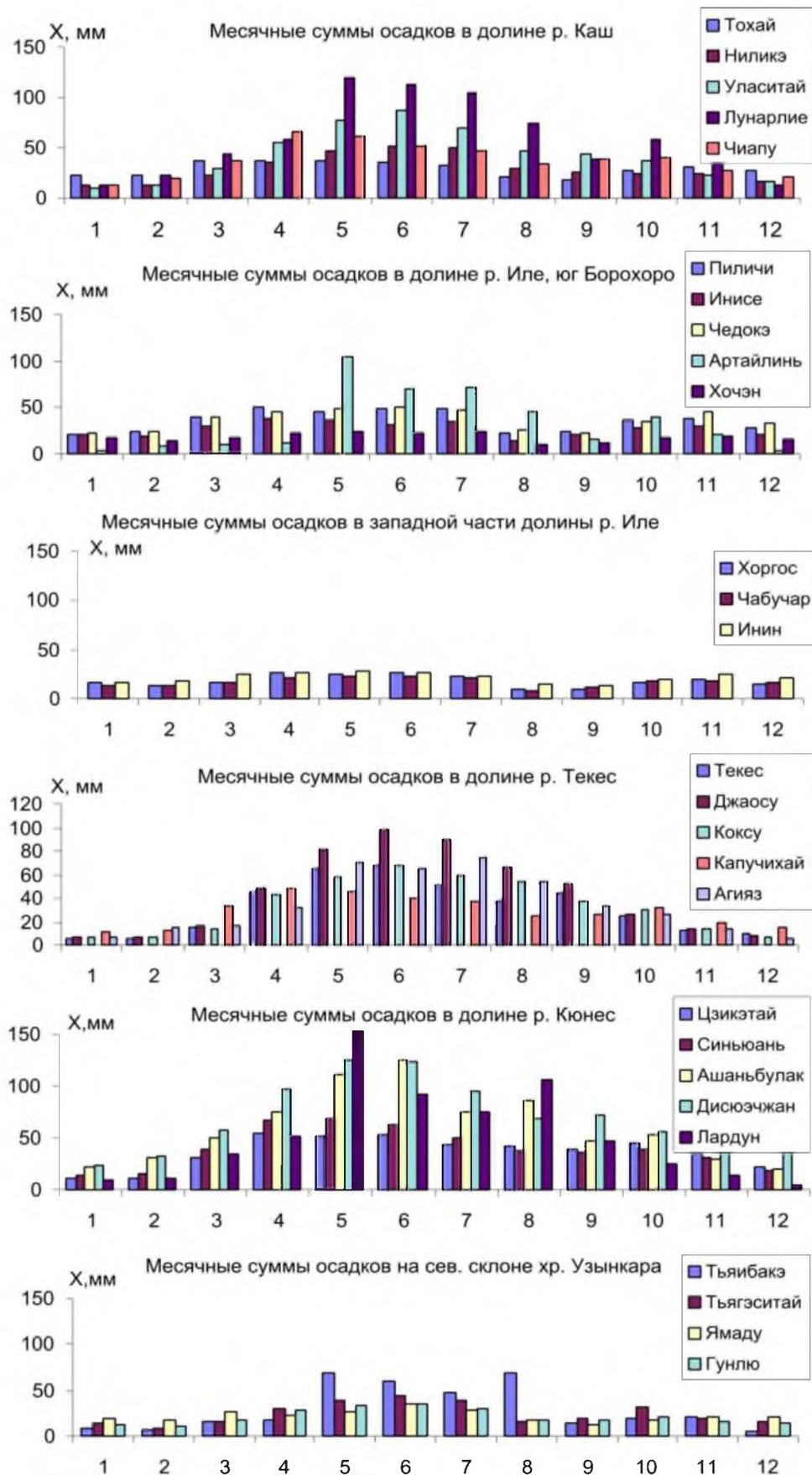


Рисунок 13 – Внутригодовое распределение осадков в китайской части р. Иле

Таблица 7 – Координаты районных зависимостей средних максимальных запасов воды в снежном покрове (W , мм) от абсолютной высоты (H , км)

Бассейн реки	Максимальный запас воды в снежном покрове (W , мм) на высотах (H , км)									
	0,6	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2
Каш, Кюнес, Иле	25	35	50	75	100	135	180	235	305	410
Текес, Коксу	-	10	20	25	40	55	100	130	170	240

Соответствующие расчетные уравнения имеют следующий вид. Для бассейнов рек Текес и Коксу:

$$W=0,0006 H^2 - 0,1242 H + 21,682, \quad (8)$$

для бассейнов рек Каш и Кюнес:

$$W=0,0008 H^2 - 0,0487 H + 34,627 \quad (9)$$

Итак, в пределах китайской части бассейна р. Иле выделены две региональные зависимости распределения $W=f(H)$, характеризующие распределение максимальных снегозапасов в двух контрастных по снежности районах – относительно малоснежных бассейнах рек Текес и Коксу, где средние максимальные снегозапасы лишь на высотах более 3000 м превышают 100 мм и приближаются к 200 мм на уровне климатической снеговой границы и существенно более снежных бассейнах Каш, Кюнес, где значения W во всем диапазоне высот почти вдвое выше характерных для первого района.

На основе среднезональных величин W (таблице 7) и зависимостей $K_p = f(W)$, представленных в таблице 6, рассчитано распределение запасов снеговой воды (снежных ресурсов, м³) на реальной поверхности бассейна с учетом экспозиции склонов и типа растительного покрова. В таблице 8, в качестве примера, представлены результаты оценки распределения снежных ресурсов в бассейне р. Кюнес.

Таблица 8 - Распределение объема снеговой воды (W , м³) в период максимального снегонакопления в бассейне р. Кюнес, рассчитанного без учета влияния локальных факторов W , учетом влияния экспозиции склонов W_e и с учетом влияния экспозиции и типа растительного покрова W_n

Высотный интервал (м н. у. м)	Площадь, км ²	Запас снеговой воды, млн. м ³		
		W	W_e	W_n
600-800	0	0	0	0
800-1000	1628	56,0	24,51	23,99
1000-1200	623	23,77	10,44	8,85
1200-1400	596	25,46	9,71	9,35
1400-1600	460	23,32	8,93	8,08
1600-1800	440	26,74	13,05	9,98
1800-2000	616	45,08	22,32	14,97
2000-2200	576	50,73	29,82	18,34
2200-2400	544	58,06	31,42	18,5
2400-2600	512	65,11	39,21	22,19
2600-2800	368	55,12	33,75	25,78
2800-3000	288	50,55	36,81	32,49
3000-3200	304	62,16	46,40	44,15
3200-3400	260	61,27	49,11	48,26
3400-3600	244	66,57	49,26	49,26
3600-3800	172	52,85	42,96	41,16
3800-4000	104	35,65	30,11	30,1
4000-4200	56	21,64	16,93	16,93
4200-4400	8	3,36	2,44	2,44
4400-4600	0	0	0	0
600-4400	7808	783,44	497,18	424,8

Как следует из таблицы, влияние локальных факторов на распределение снежного покрова в бассейне р. Кюнес велико: значение W_n здесь в 1,8 раза меньше объема снеговой воды, рассчитанного без учета влияния локальных факторов. При этом выявленные различия решающим образом (на 1,6 раза) определяются влиянием экспозиции склонов: в наибольшей по площади правобережной части бассейна р. Кюнес доминируют склоны южной четверти горизонта.

4 ИЗМЕНЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ БАЛКАШ-АЛАКОЛЬСКОГО БАС- СЕЙНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 60 ЛЕТ

Результаты исследований, опубликованные за последние 20 лет, не оставляют сомнений в сокращении площади ледников в последние полвека во всех горных странах Центральной Азии, от Гималаев, Гиндукуш-Каракорума и Памира на юге до Алтае-Саянской горной системы на севере [Shangguan et al., 2006; Щетинников, 1998; Aizen et al., 2006; Liu et al. 2006; Narama et al., 2006; Bolch, 2007; Niederer et al., 2007; Shi, 2008; Cogley, 2016]. Тянь-Шань и Жетысу Алатау в этом отношении не исключение.

За последние десятилетия для ряда бассейнов Тянь-Шаня составлены новые каталоги ледников [Liu, et al., 2006; Bolch, 2007; Sorg et al.; Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Kotlyakov, Severskiy, 2009; Yao et al., 2009; Aizen et al., 2007; Вилесов, Уваров, 2001; Черкасов, 2002; Guo et al., 2015; Kriegel et al. 2013]. 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. [Соломина, 1999; Solomina, 2000; Solomina et al., 2004]. Согласно этим оценкам, общая площадь оледенения на внешних хребтах Тянь-Шаня в конце LIA была на 50-90% больше в сравнении с современной [Sorg et al., 2012; Solomina et al., 2004], тогда как во внутригорных районах Тянь-Шаня площадь оледенения с середины XIX в сократилась всего на 3-7% [Savoskul, Smakhtin, 2013.]. В значительной мере меньшая чувствительность ледников внутригорных районов к изменениям климата объясняются 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 [Sorg et al., 2012; Dyurgerov, Meier, 2005].

В течение 1950-х – начала 1970-х ледники Тянь-Шаня оставались в относительно устойчивом состоянии, хотя и в этот период отрицательный ба-

ланс их массы преобладал. Резкое ускорение процессов деградации ледников во всех районах Тянь-Шаня проявилось с начала 1970-х [Severskiy et al., 2006.; Liu et al., 2006; Bolch, 2007; Kotlyakov, Severskiy, 2009; Yao et al., 2009; Aizen et al., 2007; Вилесов, Уваров 2001; Narama et al., 2010; Cao, 1998; Северский и др., 2012; Вилесов и др., 2013]. Это особенно ярко проявилось в динамике кумулятивного баланса массы ледников, входящих в сеть мировой службы мониторинга ледников WGMS. Средний годовой баланс массы за период с 1969 по 1994 гг. составил (м водного эквивалента в год) -0,57 на леднике Абрамова, -0,55 на леднике Карабаткак, -0,49 на леднике Туйыксу, -0,31 на леднике Голубина и -0,17 на леднике Urumqi №1 [Sorg et al., 2012; Zemp et al., 2008; URL:<http://www.grid.unep.ch/glaciers/>].

4.1 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 Джунгарской (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 Хоргос и Каш соответственно) и 2011 г. (полный каталог Верхне-Илейской ледниковой системы), бассейнов рек Коксу и Кюнес по состоянию на 2000 и 2012 гг. и бассейна р. Текес по состоянию на 2012 г. Дополнительно мы использовали данные двух китайских каталогов ледников Верхне-Илейской ледниковой системы - первого по состоянию на 1963 г. [Ding et al. 1986] и второго, составленного по космическим снимкам Landsat Thematic Mapper (TM)/Enhanced TM Plus (ETM+) 2006-2010 гг. [Guo et al., 2015]. 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 [Severskiy et al., 2016].

4.2 Результаты

4.2.1 Баланс массы ледника Туйыксу в последнее десятилетие XX века

Общее представление о характере изменений оледенения региона можно составить по данным мониторинга баланса массы ледника Туйыксу (Центральный Туяксуйский) – одного из опорных в сети Мировой службы мониторинга ледников WGMS.

Ледник Туйыксу, залегающий в верховьях р. Киши Алматы на северном склоне Иле Алатау ($43^{\circ}00'$ с.ш. и $77^{\circ}06'$ в.д.) со времени Международного геофизического года (МГГ, 1957-1959) находится под пристальным вниманием казахстанских гляциологов и ныне входит в первую десятку наиболее изученных горных ледников нашей планеты (рисунок 14).



Рисунок 14 – Ледник Туйыксу в августе 2002 г. (фото Е.Н. Вилесова)

Главной характеристикой состояния любого ледника является его баланс массы, т.е. соотношение прихода и расхода массы снега и льда за опре-

деленное время. До 1990 г. полевые измерения составляющих баланса массы (годовой аккумуляции и годовой абляции) на леднике Туйыксу осуществлялись в так называемой системе фиксированных дат, исходящей из регулярных наблюдений за полем рек при стационарных работах, проводимых в установленные сроки. Данные по балансу массы ледника Туйыксу за 1957-90 гг., полученные именно таким способом, приведены в многочисленных статьях и в монографии [Вилесов, Уваров, 2001].

Начиная с 1991 г., согласно требованиям Всемирной службы мониторинга ледников, гляциологи Института географии МОН РК (сначала К.Г. Макаревич, а затем П.А. Черкасов) при производстве массбалансовых измерений перешли к новой – стратиграфической системе. Эта система предусматривает получение необходимых данных путем измерений в шурфах при полустационарных исследованиях, причем основным маркирующим горизонтом служит летняя поверхность предыдущего года. В этом случае нарастание массы от летней поверхности до максимума снегонакопления в конце зимы представляет собой зимний баланс массы – b_w , а уменьшение массы от максимума снеготопления до конца таяния, когда формируется новая летняя поверхность, – летний баланс массы – b_s . Алгебраическая сумма зимнего и летнего балансов (с учётом внутреннего питания за счет инфильтрационного льдообразования) дает годовой баланс массы $b_n = b_w + b_s$.

Данные по режиму и балансу массы ледника Туйыксу после 1990 г. в терминах и понятиях стратиграфической системы приведены в продолжающемся многотомном издании «Fluctuations of Glaciers» [WGMS, 1998], в «Glaciers Mass Balance Bulletin» [WGMS, 1999; 2000] и в сводке М. Дюргерова [Dyurgerov, 2002]. В этих же терминах, по материалам [WGMS, 1998, 1999, 2000; Dyurgerov, 2002], даны величины баланса массы ледника за 1991 – 2017 гг. в таблице 9. В ней также представлены сведения об изменении площади ледника F , высоты снеговой линии ELA и величины годовой абляции A_t , соответствующей ледниковому стоку.

Таблица 9 – Режим и баланс массы ледника Туйыксу за 1991-2017 гг.

Балансовый год	F, км ²	ELA, м	b _w , мм	b _s , мм	b _n		A _t	
					мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³
1990/91	2.72	3950	270	-1370	-1100	-2.992	1730	4.706
1991/92	2.68	3800	550	-790	-240	-0.643	1050	2.814
1992/93	2.68	3630	585	17	602	1.613	580	1.554
1993/94	2.67	3790	570	-1013	-443	-1.183	1470	3.925
1994/95	2.66	3870	279	-866	-587	-1.561	1560	4.150
1995/96	2.66	3850	480	-940	-460	-1.224	1422	3.783
1996/97	2.64	4220	390	-1860	-1470	-3.881	2149	5.673
1997/98	2.64	3780	620	-960	-340	-0.898	1352	3.569
1998/99	2.64	3785	470	-688	-218	-0.576	1342	3.543
1999/00	2.63	3765	787	-884	-97	-0.255	1557	4.095
2000/01	2.54	3820	644	-1199	-555	-1.410	1855	4.712
2001/02	2.54	3820	740	-1040	-300	-0.762	1567	3.980
2002/03	2.53	3750	556	-197	359	0.908	1242	3.142
2003/04	2.529	3790	580	-518	62	0.157	916	2.317
2004/05	2.525	3785	736	-1075	-339	-0.856	1478	3.732
2005/06	2.513	3980	687	-1656	-969	-2.435	1978	4.971
2006/07	2.472	3885	554	-1399	-845	-2.089	1922	4.751
2007/08	2.451	3980	411	-1768	-1357	-3.326	2135	5.233
2008/09	2.451	3710	626	-421	205	0.502	743	1.821
2009/10	2.446	3762	887	-857	30	0.073	1463	3.578
2010/11	2.314	3800	585	-899	-314	-0.727	1325	3.066
2011/12	2.297	3900	414	-1437	-1023	-2.350	1749	4.017
2012/13	2.289	3825	466	-806	-340	-0.778	1561	3.573
2013/14	2.276	3920	195	-1283	-1088	-2.476	1647	3.749
2014/15	2.272	3900	654	-1407	-756	-1.718	2007	4.560
2015/16	2.266	3730	1024	-460	561	1.271	1788	4.052
2016/17	2.255	3950	699	-1806	-1113	-2.510	2047	4.616
Среднее	2,49	3842	-	-	-449	-1.116	1601	3.988

Отметим, что рассматриваемый период отличался существенно повышенным температурным фоном в ледниковом диапазоне. В 1991-2001 гг. средняя температура воздуха за май-сентябрь на средней многолетней высоте границы питания (3800 м) составила - 0,1 °С против - 0,6 °С за 1960-90 гг. В 1997-2001 гг. она и вовсе была положительной (0,4 °С). В течение рассматриваемого периода (таблица 9) граница питания 7 раз поднималась выше

3900 м, а летом 1997 г. она располагалась выше высшей точки ледника (пик Погребецкого – 4219 м), т.е., по сути, снеговая линия «ушла в тропосферу». За весь период измерений такое случалось лишь однажды – в 1978 г. Правда, в 1993 г., самом благоприятном для жизни ледника, снеговая линия снизилась до минимального уровня (до 3630 м), предопределив максимальный за весь период положительный баланс (602 мм). В целом, в течение рассматриваемого периода преобладали годы с отрицательным балансом массы, в течение шести лет его величины превысили – 1000 мм, а наибольшая потеря массы ледника (-1470 мм) отмечена в 1997 г. Вместе с тем, с 2003 г. существенно возросла повторяемость лет с положительным балансом массы: в этот период он характерен для пяти лет (таблица 9). Подобное наблюдалось лишь в период с 1958 по 1973 г., когда ледник находился в относительно устойчивом состоянии.

Однако это был лишь эпизод: остальные 10 лет периода характеризовались отрицательным балансом, среднее значение которого составило – 449 мм. В предыдущем 34-летии его средняя величина равнялась – 374 мм, т.е. на 75 мм (или на 17 %) меньше (по модулю). Ежегодно ледник терял в среднем по 1,116 млн м³ воды, или примерно по 1,1 % от своей массы 1990 г., оцененной в 0,12 км³. За 27 лет ледник безвозвратно потерял более 25 млн м³, что составляет около 10 м в слое воды, распространенном на всю поверхность ледника. Если же эти потери отнести только к области абляции, то они увеличатся почти вдвое.

В целом приведенные выше данные по режиму ледника Туйыксу за последнее десятилетие вполне убедительно отражают устойчивую тенденцию продолжающейся уже многие годы его деградации. Об этом свидетельствует и динамика кумулятивного баланса массы ледника за 1957-2017 гг. (рис. 15).

Отрицательная тенденция баланса массы ледника характерна для всего рассматриваемого периода (рис. 15 и 16). Наиболее высокий темп потерь массы характерен для периода с 1973 по 1991 гг. В последующие 13 лет он существенно снизился, но в период с 2005 по 2015 гг. вновь увеличился до

значений, характерных для периода наиболее интенсивной деградации. За 50 лет сумма балансовых показателей составила -18,9 м, что соответствует понижению поверхности ледника в среднем на 0,38 м/год.

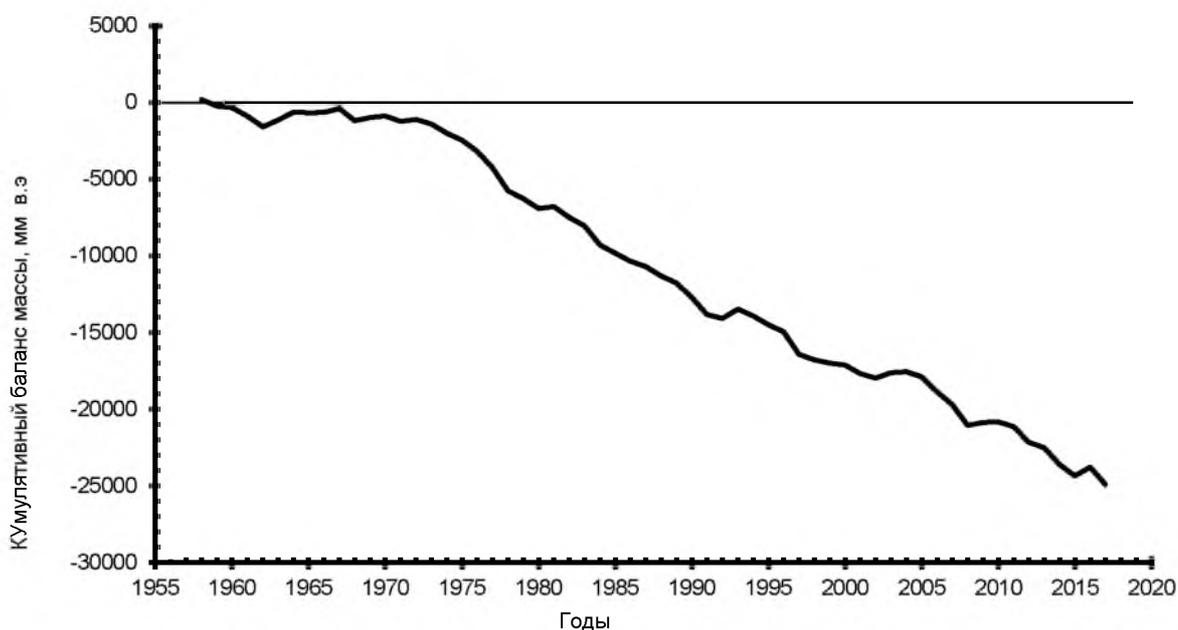


Рисунок 15 – Динамика кумулятивного баланса массы ледника Туйыксу за период 1957-2017 гг.

Общий характер изменений составляющих баланса массы ледника Туйыксу за весь период наблюдений представлен на рисунке 16.

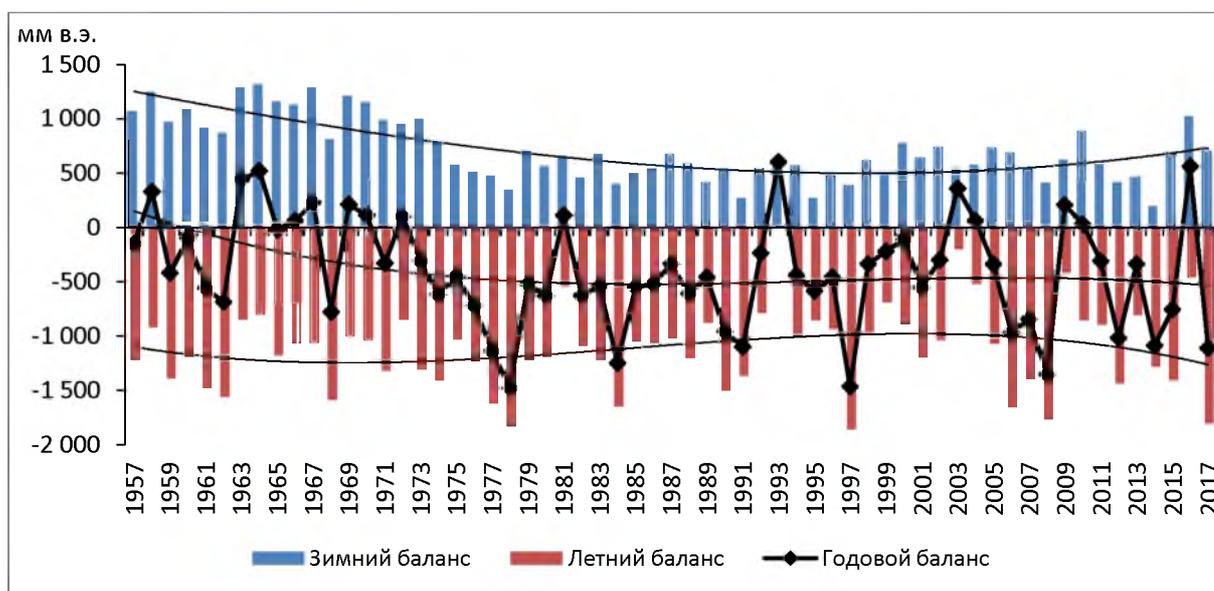


Рисунок 16 - Динамика баланса массы ледника Туйыксу за период наблюдений

Как следует из рисунка 16, наибольшие отрицательные отклонения годового баланса массы наблюдались в 70-80-х годах прошлого века. Отметим также согласованность линий тренда зимнего и годового баланса массы за весь рассматриваемый период (рисунок 16).

Как следует из рис. 15 и 16, с 1958г. вплоть до начала 1970-х 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.

Что же касается годовой абляции, поступившей в речной сток A_r , то её величина изменялась от 580 мм в 1993 г. до 2149 мм в 1997 г., составив в среднем за период 1461 мм, Или 3,866 млн м³ воды. Всего за 11 лет в сток р. Киши Алматы за счёт таяния снега и льда на леднике Туйыксу поступило 42,5 млн м³ воды. Заметим, что величина годового ледникового стока за последние 30 лет сократилась с 4,880 до 3,866 млн м³, или на 20 %. Очевидно, это сокращение обусловлено адекватным, тоже на 20 %, уменьшением площади ледника.

Считаем необходимым ещё раз подчеркнуть важность сохранения гляциологического стационара на леднике Туйыксу, обеспечивающего продолжение самого длинного (теперь уже – 45-летнего) ряда массбалансовых ледниковых измерений в Казахстане, СНГ и Азии и гарантированное качество научной информации, посылаемой во Всемирную службу мониторинга ледников.

4.3 Изменение ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна за последние десятилетия

Сравнительный анализ данных идентичных по содержанию каталогов ледников не оставляет сомнений в устойчивости соотношений суммарной площади ледников частного бассейна и площади оледенения соответствующей ледниковой системы [Severskiy et al., 2016; Ding et al., 1986].

В качестве примера, в таблице 10 представлено изменение доли площади оледенения отдельных речных бассейнов в суммарной площади оледенения северного склона Иле Алатау (Северо-Илейской ледниковой системы).

Таблица 10 – Изменение доли площади ледников частных бассейнов в суммарной площади ледников северного склона Иле Алатау (по данным о площади открытой части ледников)

Год	Узун-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 следует из таблицы 4, за период с 1955 по 2008 гг. доля площади ледников бассейнов рек междуречья Узун-Каргалы – Турген в суммарной площади оледенения всей ледниковой системы северного склона Иле Алатау практически не изменилась. Не изменились эти соотношения в Жетысу Алатау и на Алтае [Северский, 1978]. Судя по содержанию публикаций [Щетинников, 1998; Батыров, Яковлев, 2004], они устойчивы и в горах Памира и Гиссаро-Алая.

Устойчивость рассматриваемых соотношений открывает возможности для 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. Ошибка расчета площади оледенения ледниковой системы при площади ледников частного бассейна более 5 км² не превышает ±10% и сокращается до ±5% и менее при площади оледенения контрольного бассейна более 10 км² [Северский и др., 2006; Severskiy et al., 2016; Северский, 2011].

Этот результат использован для оценки площади оледенения казахстанской части Жетысу (Джунгарского) Алатау по состоянию на 1979 и 2008 гг. и Верхне-Илейской ледниковой системы по состоянию на 1956, 2000, 2008 гг. [Severskiy et al., 2016]. Дополнительно площадь оледенения Верхне-Илейской ледниковой системы определена по данным составленных нами каталогов ледников бассейнов рек Кюнес и Коксу по состоянию на 1992 и 2011 гг. Итоговые результаты оценки изменений площади оледенения Верхне-Илейской ледниковой системы представлены на рисунке 17.

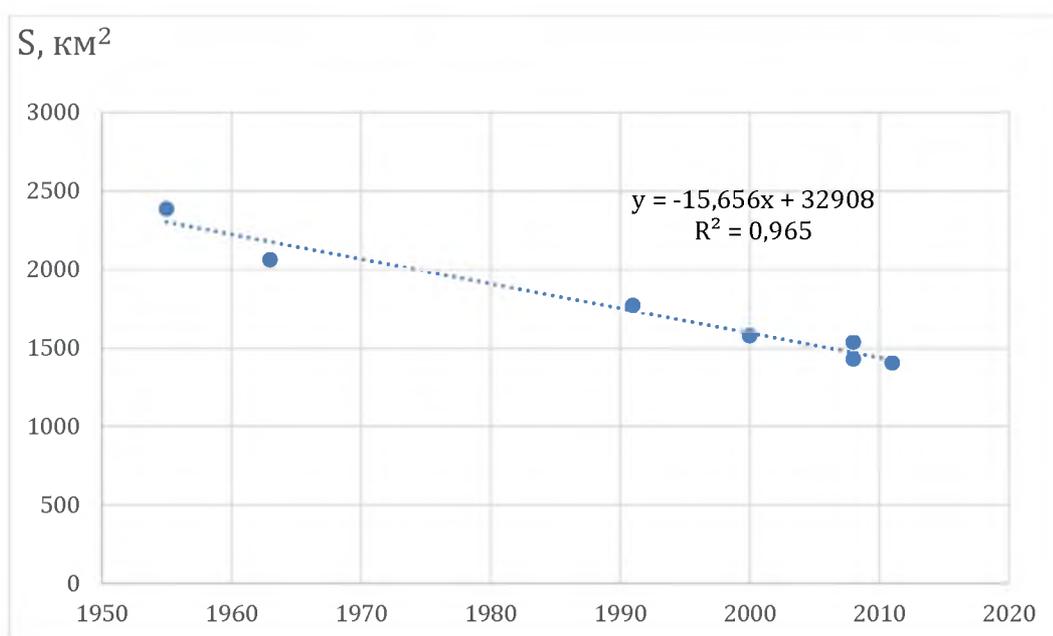


Рисунок 17 - Изменение площади ледников Верхне-Илейской ледниковой системы за период с 1956 по 2011 гг.

С учетом этих результатов мы получили возможность исследовать изменения трех главных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна – Илейско-Кунгейской, Джунгарской, расположенных в пределах Казахстана, и Верхне-Илейской, расположенной на территории китайской части бассейна р. Иле (рис. 18).

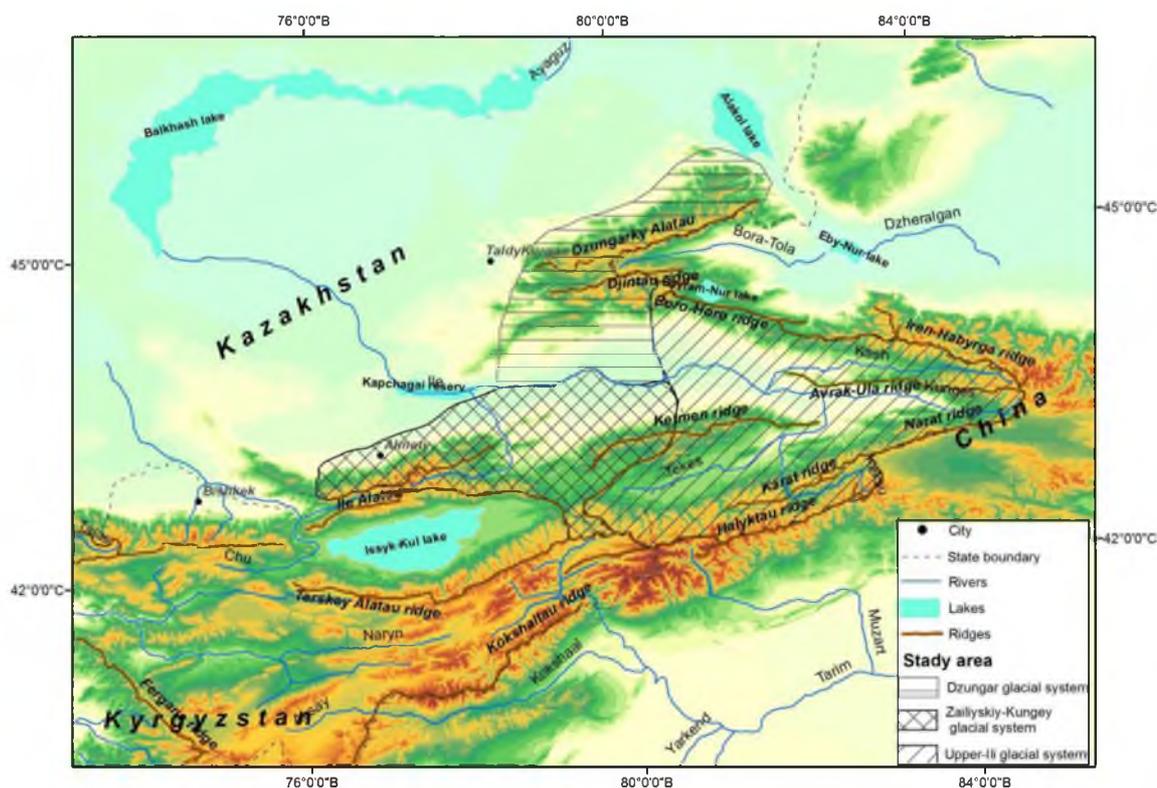


Рисунок 18 - Территория исследований и распределение главных гляциальных систем

Итоговые результаты оценки изменений ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна приведены в таблице 11.

На рисунке 19 сопоставлены изменения площади открытой части ледников трех основных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна – Северо-Илейской, Джунгарской и Верхне-Илейской. Темпы сокращения площади их оледенения в среднем за период с 1955/56 гг. по 2008 гг. составили 0,76, 0,75 и 0,73 % в год соответственно.

Таблица 11 - Изменение площади ледниковых систем (F) Балхаш-Алакольского бассейна

Бассейны рек (район)	Ха- рак- тери- стика	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	-
Джунгарская 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
Биен, Аксу Лепсы (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	-	-	-
Кюнес	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	-	-	-

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 [Северский и др., 2006 ; Severskiy et al., 2016].

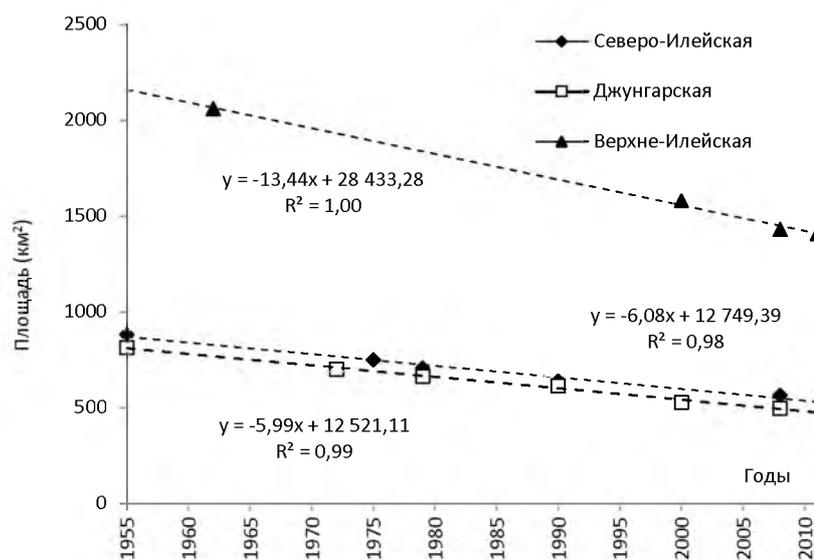


Рисунок 19 - Изменение площади открытой части ледников Балкаш-Алакольского бассейна. Ледниковые системы: 1 - Северо-Илейская, 2 - Джунгарская, 3 - Верхне-Илейская

Результаты исследований по данному разделу рассматриваемого проекта более подробно изложены в журнале *Annals of Glaciology* [Severskiy et al., 2016].

Полученные результаты позволяют заключить, что, несмотря на существенные межбассейновые различия, в течение рассматриваемого периода оледенение всех трех ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна р. Иле, как в пределах Казахстана, так и на территории Китая, изменялись 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.

5 ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

Во избежание разночтений напомним, что мы придерживаемся содержания понятия «ледниковый сток», закреплённого в Гляциологическом словаре [Гляциологический словарь, 1984], 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 зоне аккумуляции (f), таяния сезонного снега и от жидких осадков, выпавших на поверхность ледника в период абляции (s), от таяния льда на языке (g) и под моренным чехлом (j) и подледникового таяния на контакте ледник-ложе (z).

Величина стока от подледникового таяния на 2-3 порядка меньше любой другой составляющей ледникового стока и поэтому в расчетах суммарного ледникового стока не учитывается [Вилесов, Уваров, 2001].

Результаты оценки составляющих ледникового стока с площади ледников северного склона Иле Алатау, выявленной по данным первой каталогизации (по состоянию на 1955 г.) и материалам мониторинга баланса массы ледника Туйыксу [Соседов, 1976], представлены в таблице 12.

Отметим, что в нашем исследовании сток от таяния снега на моренах отнесен к общему снеговому и как компонент ледникового стока не рассматривается.

Как следует из таблицы, определяющей в формировании ледникового стока являются сумма значений $s + g$, на долю которых приходится 83% общего ледникового стока. Более 55% ледникового стока формируется осадками данного года (s+f).

Таблица 12 - Средняя величина составляющих стока с площади ледников северного склона Иле Алатау

Вид стока	Индекс	Объем стока	
		млн. м ³	%
От таяния снега на фирновых полях	f	41.8	16.1
От таяния снега на языках	s	114.5	44
От таяния льда на языках	g	101.9	39.1
От таяния льда под моренами	j	2.2	0.8
Всего		260.4	100

Методика расчета ледникового стока

В наших исследованиях величина стока от таяния многолетнего льда определялась как потери объема льда за период между предыдущей и последующей каталогизации ледников. Коэффициент стока с поверхности ледника принят равным единице.

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 15 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 км².

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 гг. [Пивень, 2011].

На предварительном этапе [Северский, Шестерова, 2011] полный (суммарный) ледниковый сток рассчитан на основе соотношения, согласно кото-

рому, 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 площадь ледника за период абляции. Это соотношение получено по данным многолетних масс-балансовых наблюдений на ледниках Туйыксу в Иле Алатау и Шумского в Жетысу Алатау [Вилесов, Уваров, 2001; Вилесов и др., 2013; Макаревич и др., 1984]. Но результаты оценки полного ледникового стока, выполненной на основе этого соотношения явно сомнительны: в период наибольшей интенсивности деградации ледников (середина 1970-х – начало 1980-х) за вегетационный период доля ледниковых вод в стоке рек с наибольшим коэффициентом оледенения бассейна (Талгар, Есик на северном склоне Иле Алатау) достигала 80-90%, что более чем сомнительно.

Априори ясно, что упомянутое соотношение составляющих ледникового стока не может оставаться неизменным даже в течение относительно непродолжительных промежутков времени. Помимо межгодовой изменчивости характеристик теплового баланса ледниковой поверхности величина и знак баланса массы ледника в значительной мере зависят от весьма изменчивых сумм осадков W , аккумулированных на леднике за холодный данного года. Очевидно также, что чем меньше W , тем, при прочих равных условиях, больше высота линия нулевого баланса E_{LA} и больше потери многолетнего льда за абляционный период.

На рисунке 20 представлена зависимость доли талых вод многолетнего льда в суммарном ледниковом стоке ($Q_{gl,\%}$) с высотой E_{LA} . Она построена по данным мониторинга баланса массы ледника Туйыксу за 12 лет с определением таяния снега и льда по сети из 120 реек стаивания, равномерно распределенных в зоне его абляции.

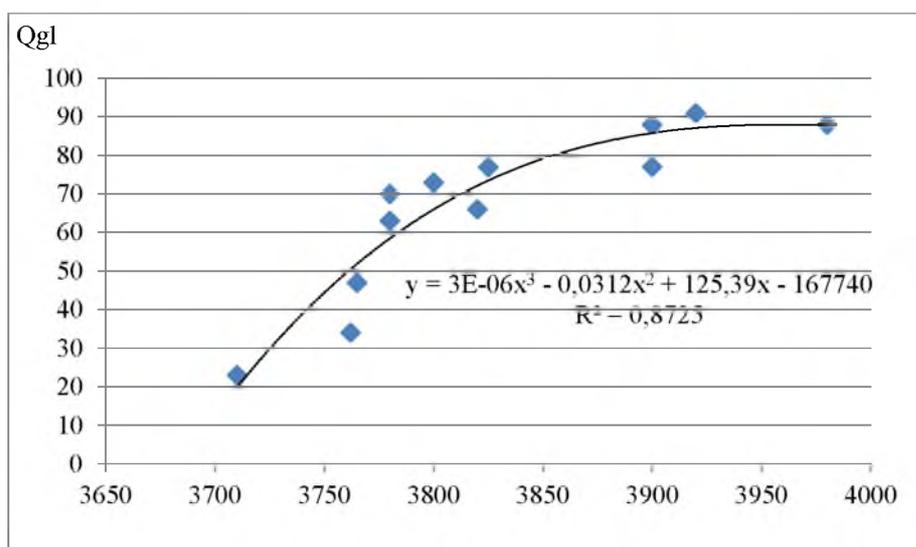


Рисунок 20 - Связь доли стока от таяния многолетнего льда ($Q_{gl}, \%$) с высотой линии нулевого баланса ELA на леднике Туйыксу $r = 0.93$

Рассчитав по данным прямых наблюдений средние значения ELA на леднике Туйыксу за промежутки времени между предыдущей и последующей каталогизациями ледников, по зависимости (рис.20) мы рассчитали соответствующие значения доли ледникового стока от таяния многолетнего льда ($Q_{gl}, \%$), а на их основе, опираясь на данные о потерях льда в каждом бассейне за те же временные интервалы, рассчитали соответствующие величины полного ледникового стока. При этом учтено, что компоненты $s + g$ (таблица 12) составляют в сумме лишь 83% полного ледникового стока.

5.2 Результаты исследований

Результаты определения ледникового стока рек северного склона Иле Алатау представлены в таблице 13, 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 [Карасев, Чижов, 1969; Коновалов, 2006]. Величина этой добавки возрастает пропорционально степени оледенения бассейна, но даже в период наиболее интенсивной деградации ледников в стоке рек Тал-

гар и Есик с наибольшей степенью оледенения бассейна на выходе рек из гор она лишь приближалась к 20% (таблица 13).

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 гг. 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) (таблица 13).

Согласно данным таблицы 13, наибольший вклад от таяния многолетних запасов льда в годовой сток наблюдался в период с 1955 по 1974 гг. В этот период высокий ледниковый сток поддерживался наибольшей за последние полвека площадью оледенения. В последующем, вследствие быстрого сокращения площади открытой части ледников с интенсивностью около 0,8% в год [Северский и др., 2006], ледниковый сток, несмотря на сохранение тенденции повышения температуры воздуха в период абляции и явно положительный тренд зимнего баланса массы [Вилесов, Уваров, 2001; Северский, 2011], неуклонно сокращался. В целом, динамика ледникового стока практически повторяет выявленный ранее характер изменений темпов сокращения площади открытой части ледников [Северский и др., 2006; Severskiy et al., 2006; Северский, Шестерова, 2011]. Рассмотренные результаты позволяют заключить, что доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном годовом стоке рек северного склона Иле 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% (таблица 13).

Как следует из данных таблицы 13, доля полного ледникового стока, рассчитанная по упомянутому выше соотношению, в среднем по рассматриваемой территории изменялась от 36% в 1955-1975 гг. до 9% в 1991-2008 гг. В среднем за период с 1955 по 2008 гг. в рассматриваемых бассейнах эта доля изменяется от 9 до 14% в бассейнах с минимальным значением K_{gl} (Киши Алматы, Турген) до 24 и 30% в бассейнах с наибольшими значениями K_{gl} (Есик и Талгар соответственно) при средней по всем бассейнам в 21%.

Значительно иная картина складывается при рассмотрении доли ледниковых вод в речном стоке за вегетационный период (таблица 14). 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. в 12,9%. Доля же полного ледникового стока в суммарном речном за вегетационный период изменялась соответственно от 48 до 12% , а в среднем за 1955-2008 гг. по всем бассейнам составила 28%.

Сходная динамика ледникового стока характерна и для Жетысу Алатау (таблицы 15 и 16). 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 15 и 16). Отметим, что роль ледникового стока в суммарном речном в Жетысу Алатау значительно менее выражена, нежели в Иле Алатау. Вероятная причина таких различий – в значительно большей снежности особенно западного района Казахстанской Джунгарии, где средние максимальные снегозапасы в высокогорье превышают 1000 мм [Северский, 1982; Северский и др., 2006].

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.

Таблица 13 – Ледниковый сток рек Иле 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	1975-2008
У. Алматы - г. Алматы	280	12,1	6,2	10,7	10,6	0,7	7,2	26,4	15,9	1,3	13,7	9,4
К. Алматы – г. Алматы	120	7,9	4,8	7	4,2	1,5	4,5	17,2	6,7	3,83	8,7	5,1
Талгар – г. Талгар	444	25,3	15,8	18	20,9	9,4	15,8	44,3	32,4	16,4	30,3	27,1
Есик – г. Есикк	256	19,3	12,3	18,4	10,2	8,4	12,6	44,6	15,6	14,7	24,0	16,9
Турген – с. Турген	614	5,8	3,3	12,4	7,7	0,9	7,1	30,5	12,1	1,6	13,5	7,1
Среднее	-	-	-	13,3	10,7	4,2	9,4	35,6	20,4	9,3	20,9	16,3

Таблица 14 - Ледниковый сток и его доля в суммарном стоке за вегетационный период на выходе рек из гор

Река	Измеренный речной сток, км ³					Доля стока от таяния многолетнего льда в суммарном, % за вегетационный период					Доля полного ледникового стока, % от суммарного за вегетационный период				
	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008	1975-2008	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008	1975-2008	1955-1974	1975-1990	1991-2008	1955-2008	1975-2008
У. Алматы – суммарный	2,14	1,61	2,07	5,82	3,679	15,7	15,8	1,0	10,5	0,51	38,7	23,6	1,9	20,1	13,9
К. Алматы-город	1,0	0,63	0,74	2,37	1,38	9,8	5,8	2,2	6,4	0,10	24,1	9,5	5,4	12,2	7,3
Талгар- г. Талгар	4,77	3,9	4,76	8,65	8,65	24,1	28,0	12,5	21,1	3,13	58,0	43,4	21,9	62,8	36,2
Есик - г. Есик	2,42	1,69	2,34	6,45	4,02	25,3	14,3	11,3	17,4	0,94	61,4	21,9	20,1	33,2	23,4
Турген -Таутурген	3,59	2,69	3,38	9,65	6,06	15,9	10,0	1,1	9,1	0,55	39,0	15,6	2,1	17,3	9,1
Всего	13,93	10,51	13,28	37,7	23,8	18,2	14,8	5,6	12,9	5,24	48,3	27,9	12,4	28,4	22,0
Доля ледникового стока от таяния многолетнего льда Q _{gl} , %,						49	78	69	63	65	-	-	-	-	-

Таблица 15 – Доля стока от таяния льда открытой части ледников в годовом стоке рек западного и северного районов Жетысу 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
Северный район												
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
Саркан -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
Западный район												
Шыжын –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
Караой –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 16 – Доля ледникового стока в стоке рек западного и северного районов Жетысу 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
Северный район												
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
Саркан -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
Западный район												
Шьжын –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
Караой –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

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 Северной Джунгарии.

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 подснежным 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 Северной Джунгарии.

Доля полного ледникового стока в бассейнах рек Северной Джунгарии 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 36-39% за сопоставимые периоды в Иле Алатау. Эти различия объясняются значительно большей водностью рек Западной Джунгарии в сравнении с водностью рек северного склона Иле Алатау. Доля талых вод многолетнего льда в годовом стоке рек Южной Джунгарии во все периоды существенно меньше 10%, а наибольшие ее значения, в отличие от других районов Жетысу Алатау, характерны для десятилетия с 1991 по 2000 гг..

Рассмотренные результаты дают основания утверждать, что, как и в Иле Алатау, сток от таяния многолетнего льда и в условиях Жетысу 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 сомне-

ний в том, что характеристики речного стока определяются не столько изменением его ледниковой составляющей, сколько изменчивостью годовых сумм осадков [Северский, Шестерова, 2011].

5.3 Вероятные прогнозные изменения оледенения и ледникового стока

Результаты оценки динамики ледникового стока в бассейнах рек Иле Алатау и Казахстанской Джунгарии не оставляют сомнений в том, что общей тенденцией изменений ледникового стока в рассматриваемом регионе за последние 60 лет является его сокращение (Рис. 21), сопоставимое по скорости с сокращением площади оледенения.

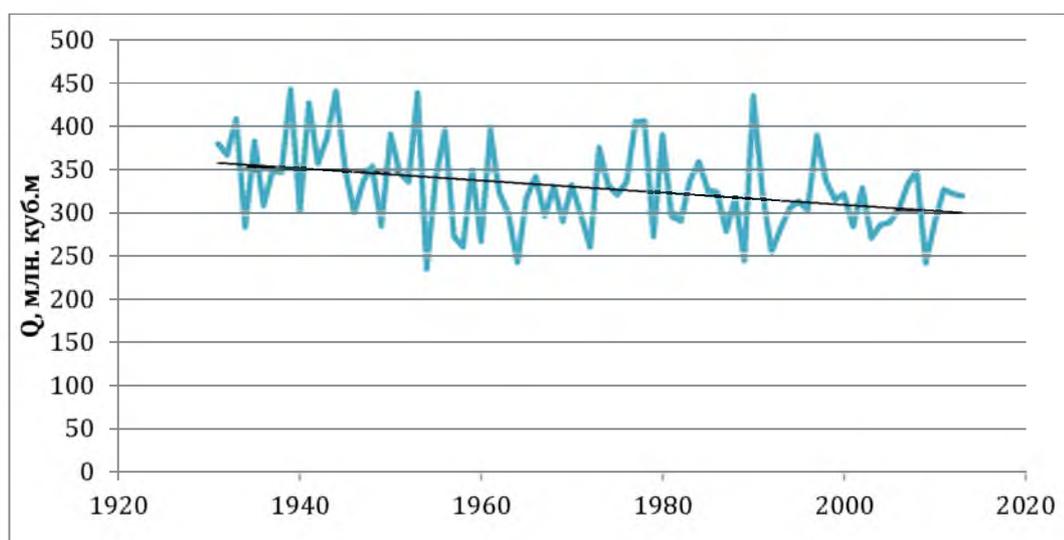


Рисунок 21 - Изменение годовых значений ледникового стока на северном склоне Иле Алатау по данным [Вилесов, Уваров, 2001] с дополнением за период с 1991 по 2013 г.

Прогнозные оценки изменения ледниковых систем на ближайшие десятилетия выполнены на основе пролонгирования выявленных линейных трендов их изменения за прошлые полвека в предположении, что выявленные тенденции изменений климатических условий сохранятся в ближайшей перспективе. Итоговые результаты представлены в таблице 17.

Согласно этим результатам, подавляющая часть ледников Северо-Илейской ледниковой системы может исчезнуть к концу текущего столетия

(к 2080-2085 гг.), а оледенение южного Жетысу Алатау, при сохранении выявленной скорости деградации 2,2 км²/год (0,97 %/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 Джунгарской ледниковых систем.

Напомним, что тот же темп сокращения площади ледников (0,77%/год) характерен и для Казахского Алтая [Вилесов и др., 2014]. 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 [Kotlyakov et al., 2012]. При условии сохранения современных тенденций изменения климатических условий в будущем, оледенение Русского Алтая полностью исчезнет лишь к 2580 г. (таблица 17).

Таблица 17 – Изменения площади оледенения ледниковых систем

Ледниковая система	Бассейны рек, район	Расчетная площадь оледенения (км ²) по состоянию на год					Год исчезновения ледников
		2030	2050	2100	2200	2500	
Джунгарская	В целом	297	190	150	54	-	2080
Северо-Илейская	В целом	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, основанного на известной зависимости величины аккумуляции/абляции от средней летней температуры

воздуха на высоте границы питания ЕЛА, ледниковый сток рек Монгольского Алтая достигал своего максимума в 1970–80-х годах, а затем сокращался [Kotlyakov et al., 2012].

5.4 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 продолжающегося 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 [Северский и др., 2006; Severskiy et al., 2006]. По результатам этих результатов 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

Результатами исследований по проекту являются нижеследующие.

Организованная система комплексного круглогодичного мониторинга исследуемых процессов и природных явлений на базе трех стационаров Института географии на Северном Тянь-Шане. Основными компонентами этой системы являются мониторинг баланса массы ледника Туйыксу и температурного режима сезонно- и многолетнемерзлых грунтов в 32 скважинах, распределенных по территории среднегорно-высокогорного пояса бассейна р. Улкен Алматы с учетом различий по абсолютной высоте, экспозиции склонов, механическому составу грунтов и характеру растительного покрова.

Самостоятельным итогом работ являются созданные базы данных по тематике проекта. Структурно она представляет собой взаимоувязанные базы данных стандартного мониторинга на сети станций гидрометеорологической службы на территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии, данных собственных наблюдений Института географии на базе упомянутых круглогодичных стационаров в бассейнах рек Киши и Улкен Алматы а также данных 16-летних наблюдений на базе зимнего стационара Института географии в бассейне р. Турген.

Предусмотренный техническим заданием сопряженный анализ динамики оледенения, снежности и характеристик климаты выполнен на основе данных круглогодичного комплексного мониторинга на базе гляциологического стационара «Ледник Туйыксу» за период с 1972 по 2015 гг. По нашему мнению, это более надежный путь решения задачи в сравнении с опорой на данные стандартного мониторинга климата на сети преимущественно равнинных метеостанций либо на методы моделирования на основе климатических сценариев, рекомендованных МГЭИК. Материалы выполненного анализа убедительно подтверждают общее мнение о том, что ледники – один из наиболее ярких индикаторов климатических изменений.

В развитие результатов сопряженного анализа оледенения, снежности и характеристик климата предприняты исследования закономерностей изменения значений тренда средней годовой и сезонных температур воздуха в геопаре равнина-горы. Итогом этих работ стал один из наиболее значимых, существенно новых научных результатов: на основе сравнительного анализа данных наблюдений на 164 станциях мониторинга климата Центральной Азии обоснованы выводы о том, что:

- общеизвестное ускоренное повышение температуры в течение холодного периода не отражает природообусловленные изменения, а является результатом искажений естественного поля температуры воздуха отепляющим эффектом урбанизированных территорий. Эти искажения максимальны в отопительный период и практически отсутствуют в летний сезон;

- факт отсутствия различий в трендах температуры в геопаре равнина-горы в летний период и тесная связь значений тренда температуры холодного периода с продолжительностью отопительного сезона – яркие свидетельства решающей роли антропогенно обусловленных искажений приземной температуры именно в течение отопительного периода. Они максимальны в показаниях метеостанций, расположенных в наиболее густонаселенных районах предгорных равнин и практически отсутствуют в показаниях высокогорных станций;

- реальные темпы потепления климата в условиях Казахстана, по крайней мере, в разы ниже указанных в последнем Национальном отчете по изменению климата. С учетом этих результатов очевидна необходимость переоценки современных и прогнозных изменений климата на территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии, как и соответствующей стратегии адаптации населения и хозяйства к изменениям климата.

Второй новый результат исследований – обоснование реальных возможностей определения максимального запаса воды в снежном покрове (W , мм) в условиях горного рельефа с использованием данных дистанционного зондирования из космоса. Приведенные в отчете результаты исследований, не

оставляют сомнений в реальных перспективах применения предлагаемого метода для решения рассматриваемой задачи. Это важно в практическом отношении, поскольку открывает возможности оценки распределения снежного покрова в высокогорном поясе, где, по нашим оценкам, формируется более 50% возобновляемых снежных ресурсов, а данных прямых измерений характеристик снежности практически нет. Целесообразность продолжения этих исследований очевидна.

Итогом работ по проекту является обоснование возможности применения разработанной ранее системы методов расчета характеристик снежности в условиях горного рельефа [Северский, 1978, 1982; Северский, Благовещенский, 1983; Северский и др., 2006] для оценки распределения сумм атмосферных осадков и максимальных снегозапасов на территории китайской части бассейна р. Иле. Необходимость решения задачи обусловлена тем, что при разработке упомянутой системы расчетных методов мы не имели возможности использовать данные гидрометеорологического мониторинга на китайской территории. Эта задача успешно решена. Более того, в ходе исследований мы еще раз убедились, что альтернативы нашим методам пока нет. На основе этих методов исследовано распределение высоты климатической границы H_i на территории Балкаш-Алакольского бассейна, определены величины годовой аккумуляции твердых осадков A_y на этом высотном уровне и исследованы закономерности распределения сумм осадков и средних максимальных снегозапасов по абсолютной высоте на территории китайской части бассейна р. Иле – основы водобалансовых оценок и исследований реакции компонентов криосферы зоны формирования стока на изменения климата. Выявленные закономерности хорошо согласуются с характерными для казахстанской части горной территории Балкаш-Алакольского бассейна.

Самостоятельный итог работ по проекту - новые каталоги ледников казахстанской части бассейна реки Текес по состоянию на 1992 и 2013 годы, бассейна р. Шелек по состоянию на 2014 г., а также бассейнов рек Кюнес и Коксу (на китайской части бассейна р. Иле) по состоянию на 1992 и 2000 гг.

В сочетании с результатами прежних каталогизаций ледников региона данные этих каталогов позволили более обоснованно исследовать динамику ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна за последние 60 лет.

Важным результатом исследований является обоснование возможностей оперативного мониторинга состояния ледниковых систем по данным о морфологических характеристиках ледников частного бассейна. Результаты сравнительного анализа данных унифицированных каталогов ледников Илейско-Кунгейской ледниковой системы по состоянию на 1955, 1975, 1979, 1990 и 2008 гг., Джунгарской 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 не только для оперативного мониторинга динамики оледенения ледниковых систем по данным о площади оледенения контрольных бассейнов, но и для корректировки явно сомнительных данных прежних каталогов ледников и реконструкции площади оледенения ледниковых систем по состоянию на годы каталогизации ледников смежных бассейнов/горных районов. Согласно нашим исследованиям, 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 значений $S_{\text{л}}$ вплоть до порогового значения $S_{\text{л}} = 14 \text{ км}^2$, с превышением которого остается стабильной. Варьируя структурой и размерами ледниковых систем, на этой основе можно привести к сопоставимому виду данные о площади оледенения смежных ледниковых систем и выявить причины межбассейновых различий реакции оледенения на изменения климата. На этой основе определена площадь оледенения Китайской части бассейна р Иле (Верхне-Илейская ледниковая система) по состоянию на 1955 г., северного склона Иле Алатау (Северо-

Илейская ледниковая система) по состоянию на 2014 г. и Жетысу Алатау (Джунгарская ледниковая система) по состоянию на 2008 г. В итоге впервые получена возможность исследовать динамику всех трех главных ледниковых систем Балкаш-Алакольского бассейна за единый по продолжительности период – с 1955/56 по 2014 гг. в увязке с изменением характеристик климата. Согласно результатам этих исследований, площадь всех трех ледниковых систем в последние 60 лет сокращалась синхронно, линейно со средним темпом 0,73% в год.

Важный итог исследований – новая методика и полученные на ее основе результаты оценки ледниковой составляющей в стоке рек Балкаш-Алакольского бассейна. В ее основе тесная связь ледовой/снежной составляющей ледникового стока с высотой линии нулевого баланса ЕЛА, выявленная по данным наблюдений стаивания снега и льда по сети из 120 реек, равномерно распределенных в зоне абляции ледника Туйыксу.

Результаты анализа данных повторных каталогов ледников Иле и Жетысу Алатау не оставляют сомнений в том, что общей тенденцией изменений ледникового стока за последние 60 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 Иле 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 Иле Алатау их доля изменялась от 48% в начале рассматриваемого периода (1955-1974 гг.) до 28% в среднем за 1955-2008 гг. С учетом этого результата можно заключить, что ледниковый сток, по сути, обеспечивают саму возможность существования сложившейся в Центральной Азии системы орошаемого земледелия, являясь гарантом продовольственной безопасности и устойчивого развития. Именно этим определяется актуальность гляциологических исследований и беспокойство, связанное с прогнозируемой перспективой исчезновения подавляюще части ледников региона уже к концу текущего столетия.

В целом, работы, предусмотренные календарным планом по рассматриваемому проекту, успешно решены. Вместе с тем, следует отметить, что при текущем финансовом обеспечении исследований (необходимый объем финансирования сокращен более, чем в 6 раз!) выполнение всего объема исследований по проекту нереально: исключено предусмотренное программой и предварительно согласованное участие в исследованиях ведущих специалистов Англии, Германии, России, Узбекистана, невозможны предусмотренные проектом гляциологические и геокриологические исследования с применением методов электроразведки, сканерной и радарной съемки, без выполнения которых невозможно оценить закономерности распространения и ресурсы подземных льдов, которые, предположительно, являются главным компонентом компенсационного механизма, обеспечившего относительную устойчивость речного стока и водных ресурсов в условиях интенсивной деградации оледенения.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Адаменко В. Н. Климат больших городов (обзор). Обнинск, 1975. 71 с.
- Батыров Р.С., Яковлев А.В. Мониторинг горных ледников некоторых районов Гиссаро-Алая с использованием космоснимков ASTER NERRA // Гляциология горных областей: Труды НИГМИ. – 2004. – Вып. 3 (248). – С. 22-27.
- Будыко М. И. 1987 Антропогенные изменения климата. Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 405 с.
- Будыко М. И. 1991 Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. – 1991. №4. – с. 39-49.
- Вдовин Б. И., Царев А. М. Исследования острова тепла над алюминиевым заводом // Тр. ГГО. – 1987. – Вып. 511. – с. 102-107.
- Вилесов Е.В., Морозова В. И., Северский И. В. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее, будущее. – Алматы, 2013. – 244 с.
- Вилесов Е.Н., Северский И.В., Морозова В.И. Динамика оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет. // Лед и Снег. – 2014. – № 2 (126). – С. 14-21.
- Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Изменение размеров современного оледенения и ледникового стока Северной Джунгарии во второй половине 20 века // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №4. – С. 124-143.
- Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы: изд-во Казак. Университет, 2001. – 252 с.
- Винников К. Я. Чувствительность климата. Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 60 с.
- Воронина Л. А. Влияние изменения климата на урожайность озимой пшеницы в Казахстане // Гидрометеорология и экология. – 1997. – № 3. – с. 73-78.
- Второе Национальное Сообщение Республики Казахстан Рамочной Конвенции ООН об изменении климата. Астана. – 2009.- 192 с.

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.

Глазырин Г.Е., Группер С.Р., Глазырина М.Г. Изменение климата на разных высотах в Узбекистане.// Труды НИГМИ. – 2007. – Вып. 8(253). – С. 5-14.

Глазырин Г.Е., Домашева Н. А., Морозюк Ж. В., Яковлев А. В. Вековой ход климата Ташкента // Изд. Узб. ГО – 17. – 1991. – с. 18-24.

Глазырин Г.Е., Таджибаева У.У. Изменение климата в высокогорье Средней Азии в конце XX века. // Лед и снег. – 2011. – Т. 114, Вып. 2. – С. 12-15

Гляциологический словарь / под ред. Котлякова В. М. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984. - 527 с.

Голубцов В. В., Ли В. И., Скоцеляс И. И. Об использовании модели формирования стока для оценки влияния антропогенных изменений климата на ресурсы поверхностных вод // Гидрометеорология и экология . – 1996. – №4. – с. 132-137

Госсен Э. Ф., Мизина С. В., Joel V. Smith Некоторые аспекты развития зернового хозяйства Казахстана с учетом возможного изменения климата // Гидрометеорология и экология. – 1997. – №3. – с. 50-63.

Гречаниченко Ю. Ю. Подстилающая поверхность и термический режим Азиатского материка // Санкт-Петербург. – 1991. – 16 с.

Данилов-Данильянц В. И., Горшков В. Г., Арский Ю. М., Лосев К. С. окружающая среда между прошлым и будущим: Мир и Россия (опыт эколого-экономического анализа)м. – 1994. – 232 с.

Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. – 2007. - Вып. 103. – С. 129 – 133.

Дмитриев А. Климат Москвы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969. - 323 с.

Долгих С. А. О многолетних тенденциях термического режима на территории Республики Казахстан // Гидрометеорология и экология. – 1995. – №3. – с. 68-77.

Долгих С. А., Пилифосова О. В. О методах оценки ожидаемых изменений глобального климата и сценарии изменения климата Казахстана // Гидрометеорология и экология. – 1996. – №4. – с. 94-109.

Есеркепова И. Б., Пилифосова О. В., Чичасов Г. Н., Шамен А. Об исследовании влияния глобального потепления на природные ресурсы и экономику Казахстана и действия по смягчению негативных последствий возможных изменений климата // Гидрометеорология и экология. – 1996. – №2. – с. 58-75.

Заключительное заявление научно-технической сессии Всемирной климатической конференции // Метеорология и гидрология. 1991. – №4. – с. 8-20. <http://unfccc.int/resource/docs/russian/a/10r.pdf> Дата обращения 10.01.2017

Изменчивость климата Средней Азии, 1965 Изменчивость климата Средней Азии / Под ред. Муминова Ф. А., Инагамовой С. И. - Ташкент, 1965, – 215 с.

Карасев И.Ф., Чижов А.Н. О точности определения стока по гидрометрическим данным // Метеорология и гидрология. – 1969. – №2. – С.78-84

Коновалов В.Г. Изменения климата и формирование стока с ледников // В кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. – М: Наука, 2006. – 488 с.

Кратцер П. А. Климат города. М.: ИЛ. 1958. 239 с.

Кренке А. Н. Антропогенные изменения географической закономерности и их влияние на соотношение тепла и влажности в климатической системе. // Изд. АН СССР. Сер. Географ. – 1989. – №3. – с. 43-50.

Ландсберг Г. Е. Климат города. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 248 с.

Лосев К. С. Вода – Л.: Гидрометеиздат. – 1989. – 272 с.

Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я. и Шабанов П.Ф. Ледники Тууюксу. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. – 170 с.

Маматканов Д.М., Бажанова Л.В., Романовский В.В. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. - Бишкек: Илим, 2006. – 265 с.

Мизина С. В., Есеркепова И. Б., Сутюшев В. Р. Оценка уязвимости урожайности пшеницы в Северном Казахстане при возможных изменениях климата // Гидрометеорология и экология. – 1997. – №3. – с. 64-72.

Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Файзрахманов Ф.Ф., Нагорнов О.В., Томпсон Л.Г., Куханович М.Г., Архипов С.М., Диких А.Н., Усубалиев Р. Сокращение оледенения Тянь-Шаня в XIX – в началеXXI вв.: результаты кернового бурения и измерения температуры в скважинах // МГИ. – 2005. – Вып. 98. – С. 175-182.

Оледенение Тянь-Шаня/ под. ред. Дюргерова М.Б. – М., 1995. – 237 с.

Отопительный период, архивы и статистика
http://www.atlasyakutia.ru/weather/otopit0/otopit0_29430.php

Павлов А.С. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Изв. РАН., Серия географическая. 1997. №4. С. 61-75.

Пивень Е.Н. Поверхностные возобновляемые водные ресурсы бассейна озера Балкаш. // Вопросы географии и геоэкологии. – 2011. – № 4. – С. 27-36.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Средняя Азия. Бассейн р. Сыр-Дарьи.- Л.: Гидрометеиздат, 1969. - Т. 14, вып. 1. - 439 с

Северский И. В., Вилесов Е. Н., Кокарев А. Л., Шестерова И. Н., Морозова В. И., Когутенко Л. В., Усманова З. С. Ледниковые системы Балкаш-Алакольского бассейна: состояние, современные изменения // Вопросы географии и геоэкологии. – 2012. – № 2. – С.31-40.

Северский И.В. Достоверность долговременных рядов климатических характеристик (к проблеме изменения климата). // Известия РАН, Серия географическая. – 1999. – №4. – С. 22-28.

Северский И.В. К методике расчета снегозапасов в горах // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана – Алма-Ата: Наука, 1983. – С. 98–17.

Северский И.В. К проблеме мониторинга изменений оледенения целостных ледниковых систем // Вопросы географии и геоэкологии. – 2011. – №2. – С. 12-18.

Северский И.В. Проблема оценки заснеженности и лавинной опасности горной территории: автореф. дисс.... док. геогр. наук: 11.00.07. – М., 1982. – 37 с.

Северский И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау - Алма-Ата: Наука, 1978. - 255 с.

Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. – Алма-Ата: Наука, 1983. – 215 с.

Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. (2012а) Снежно-ледовые ресурсы Казахстана // Водные ресурсы Казахстана: оценка, прогноз, управление: В 21-м томе. ISBN 978-601-7150-3. – Т. VI: / ISBN 978-601-7150-55-6. Алматы. – 2012а. - 246 с.

Северский И.В., Се Зичу, Благовещенский В.П., Северский С.И., Пиманкина Н.В., Жан Жизонг, Ху Руджи. Снежный покров и лавины Тянь-Шаня. – Алматы, 2006. –184 с.

Северский И.В., Северский Э.В. Снежный покров и сезонное промерзание грунтов Северного Тянь-Шаня. – Якутск: Наука, 1990. – 180 с.

Северский И.В., Се-Зичу, Благовещенский В.П. и др. Снежный покров и лавины Тянь-Шаня (на китайском языке). - Пекин. 1996. – 157 с.

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.

Северский С.И. Влияние локальных факторов и методы их учета при оценке снежных ресурсов в горах Северного Тянь-Шаня: автореф. ... канд. геогр. наук 11.00.07. – М., 1991. - 20 с.

Скоцелянс И.И., Голубцов В.В, Ли В.И. Использование, уязвимость и возможные пути адаптации ресурсов поверхностных вод бассейна Ишима в

условиях антропогенных изменений климата // Гидрометеорология и экология. – 1997. – № 3. – С.91-100

СН РК 2.04-21-2004* Государственные нормативы в области архитектуры, градостроительства и строительства. Строительные нормы РК энергопотребление и тепловая защита гражданских зданий, Астана, 2006. – 104 с.

СНиП 2.01.01-82. Строительная климатология и геофизика/Гостстрой СССР. – М.: Стройиздат, 1983. – 136 с.

СНиП 23-01-99 Система нормативных документов в строительстве. Строительные нормы и правила Российской Федерации. Строительная климатология, 2000. – 58 с.

СНиП РК 2.04-01-2001* Государственные нормативы в области архитектуры, градостроительства и строительства. Строительные нормы и правила РК. Строительная климатология, Астана, 2005. – 114 с.

СНиП РК 2.04-01-2010 Государственные нормативы в области архитектуры, градостроительства и строительства. Строительные нормы и правила РК. Строительная климатология, Астана, 2011. – 20 с.

Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в Голоцене. М.: Научный мир, 1999. –264 с. Соседов И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. - Алма-Ата: Наука, 1967. – 197 с.

Соседов И.С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах. – Алма-Ата: Наука, 1976. –149 с.

Узбекистан. Обзор деятельности по проблемам изменения климата. Октябрь 2013. 22с.
<http://documents.worldbank.org/curated/pt/185441468127469533/text/855660WP0RUSSI00Box382174B00PUBLIC0.txt> Дата обращения 10.01.2017 г.

Фаизов К. Ш., Асанбаев И. К. О влиянии глобального потепления климата на экологические показатели и географию почв Казахстана // Гидрометеорология и экология. – 1997. – №2. – с. 160-169

Чередниченко А.В., Чередниченко А.В., Чередниченко В.С. Временные ряды температуры и осадков. – Алматы: «Мега Принт», 2013. – 365 с Чуб

В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000, 252с.

Чердниченко В.С., Чердниченко А.В., Чердниченко А.В. О цикличности в рядах температуры. Начало цикла похолодания // Гидрометеорология и экология. – 2014. – №2. – С. 7-16.

Черкасов П.А. Современное состояние ледников Или-Балхашского региона // под ред. Кудеков Т.К. Современное экологическое состояние озера Балхаш. Алматы: Каганат, 2002. С. 141–198.

Чичасов Г. Н., Шамен А. М. Долгопериодные изменения климата и их последствия для зернового хозяйства Казахстана // Гидрометеорология и экология. – 1997. – № 3. – с. 29-41

Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000, 252 с.

Шульц В.Л. Реки Средней Азии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 691 с.;

Щеглова О.П. Питание рек Средней Азии. - Ташкент: Изд. СамГУ, 1960. -243 с

Щетинников А.С. Морфология и режим ледников Памиро-Алая. – Ташкент: изд-во САНИГМИ, 1998. – 219 с.

Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E. M. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. // *Annals of Glaciology*. – 2006. - Vol. 43. – P. 202–213.

Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data // *Global and Planetary Change*. – 2007. - Vol. 56. – P. 328-340.

Aizen V.B., Aizen E.M., Melack J.M., Dozier J. Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. // *Journal of Climate*. - 1997.-№10.- P. 1393–1404.

Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/ Kyrgyzstan) using remote sensing data // *Global and Planetary Change*. – 2007. – Vol. 56. – P. 1–12.

Bolch T., Marchenko S. Significance of glaciers, rockglaciers and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan as water towers under climate change conditions // *Assess. Snow Glacier Water Resources Asia.*– Almaty, 2009.– P. 132–144.

Cao M. S. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains // *Journal of Glaciology.* – 1998. – Vol. 44, – P. 352–358.

Chad D. Frozen assets: the cryosphere's role in the climate system // *WMO Bulletin.* – 2005. – Vol. 54 (2). – 75-82 p.

Cogley J. G. Glacier shrinkage across High Mountain Asia // *Annals of Glaciology.* – 2016, – Vol. 57(71). – P. 41-49.

Ding L, Xie W, Liu C, Wang C and Wang Z, eds. Glacier inventory of China III. Tienshan mountains (Ili River Drainage Basin). –Beijing: Science Press., 1986. – 146 p. (In Chinese)

Dyurgerov M. B., Meier M. F. *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot.* Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado // *ISTAAR Occasional Paper 58.* – 2005. – 117 p.

Dyurgerov M. *Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and analysis.* – Boulder, Colo. : Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, 2002. – 268 p.

Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Molg T., Bolch T., Vorogushyn S., Gunter A. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years // *Nature Geoscience.* – 2015.– Vol. 8.– P. 716–722.

Finaev A.F. Review of hydrometeorological observations in Tajikistan for the period of 1990-2005 // *Assessment Snow, Glacier and Water Resources in Asia.* - 2009.- P. 55–64.

Glazirin G. Hydrometeorological monitoring system in Uzbekistan // *Assessment Snow, Glacier and Water Resources in Asia.* – Almaty, 2009. – P. 65–83.

Guisan A., Tessier L., Holten J.I., Haeberli W. Baumgartner M. Understanding the impact of Climate Change on Mountain Ecosystems: an overview. In: Guisan A., Holten J.I., Tessier (ed.), *Potential Ecological Impacts of Climate Change in the Alps and Fennoscandian Mountains.* Geneve, 1995. Pp. 15-37.

Guo W., Liu S., Xu J., Wu L., Shangguan D., Yao X., Wei J., Bao W., Yu P., Liu Q., Jiang Z. The second Chinese glacier inventory: data, methods and results // Journal of Glaciology. -2015. – Vol. 61, №226. – P.357-372.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 398 pp.

IPCC, 2013: Climate change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I contribution to the Fifth Assessment Report on the Intergovernmental Panel on Climate Change 2013. Stocker, T.F., Qin, G.-K., Plattner, M., Tignor, S.K., Allen, J., Boschung, A., Nauels, Y., Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.) – NY, Cambridge University Press, 2013. – 1553 pp.

IPCC: Annual report and statement of accounts, 2014/15. London: Independent Police Complaints Commission. 2015 – 120 pp. (www.ipcc.gov.uk/sites/default/files/Documents/publications/annual_report_IPCC_2015.pdf) Дата обращения 06.05.2016.

Kotlyakov V. M., Severskiy I. V. Glaciers of Central Asia: current situation, changes and possible impact on water resources. // Assessment of Snow, Glacier and water Resources in Asia. – Almaty, 2009. – P. 151-159 p.

Kotlyakov V.M., Zichu X., Shuhong W., Xin W., 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. Ice and Snow. 2012. 52(3) - 17-24 p. DOI:[10.15356/2076-6734-2012-4-17-24](https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-17-24)

Kriegel D., Mayer C., Hagg W., Vorogushyn S., Duethmann D., Gafurov A., Farinotti D. Changes in glacierization, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin // Central Asia Global and Planetary Change. - 2013. – Vol. 110, №213. P.51-61.

Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century

and beginning of the 21st century// *Global and Planetary Change*. – 2009. -Vol.69. – P. 59–70.

Kuzmichenok V. Monitoring of water, snow and glacial resources of Kyrgyzstan // *Assess. Snow Glacier Water Resources Snow Asia*.– 2009. – Vol. 8, – P. 84-99.

Li B., Zhu A., Zhang Y., Pei T., Qin C., Zhou C. Glacier change over the past four decades in the middle Chinese Tien Shan. // *Journal of Glaciology*. – 2007. – Vol. 52, – P. 425-432.

Liu C., Han T. Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan Mountains, Central Asia. // *Annals of Glaciology*. – 1992. – Vol. 16, – P. 11–16.

Liu S., Ding Y., Shanguan D., Zhang Y., Li J., Han H., Wang J., Xie C. Glacier retreat as a result of climate warming and increased precipitation in the Tarim river basin, northwest China. // *Annals of Glaciology*. – 2006.– Vol. 43.– P. 91-96.

Narama C., Käab A., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. 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*.–2010.– Vol. 71.– P. 42-54..

Narama C., Shimamura Y., Nakayama D., Abdrakhmatov K. Recent changes of glacier coverage_ in the western Terskey-Alatoo range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. // *Annals of Glaciology*. – 2006. – Vol. 43. – P. 223-229.

Niederer P., Bilenko V., Ershove N., Hurni H., Yerokhin S., Maselli D. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years // *Climate Change*. – 2007. – Vol. 86.– P. 227-234.

Osmonov A., Bolch T., Xi C., Wei J., Kurban A. Glacier characteristics and changes in the Sary-Jaz River Basin (Central Tien Shan) 1990–2010.// *Remote Sens. – 2013. Lett.*, 4, 725–734.

Pickering K. T., Owen L. A. An introduction to Global Environmental Issues. London and New York, 1997. – 512 pp.

Pieczonka T., Bolch T. 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.* – 2015. – Vol. 128. – P. 1–13.

Price M.F., Barry R. Climate change. In: Messerli B. and Ives J.D. (ed.), *Mountains of the World. A Global Priority*: New-York – London, 1997. Pp. 409-445.

Savoskul O.S. Modern and Little Ice Age glaciers in ‘humid’ and ‘arid’ areas of the Tien Shan, Central Asia: two different patterns of fluctuation // *Annals of Glaciology.* – 1997.– Vol. 24.– P. 142–147.

Savoskul O.S.; Smakhtin V. 2013. Glacier systems and seasonal snow cover in six major Asian river basins: Water storage properties under changing climate. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute (IWMI). 69p. (IWMI Research Report 149).

Schröder H., Severskiy I.V.(Ed.) *Water resources in the Basin of the Ili River (Republic of Kazakhstan)*. Mensch&Bush Verlag. Berlin, 2004. – 310p.

Second National Communication of the Republic of Uzbekistan under the United Nations Framework Convention on Climate Change, Tashkent. – 2008. – 184 p.

Severskiy I., Vilesov E., Armstrong R., Kokarev A., Kogutenko L., Usmanova Z., Morozova V., Raup B. Changes in glaciation of the Balkhash–Alakol basin, Central Asia, over recent decades // *Annals of Glaciology* – 2016. – Vol. 57, № 71. – P. 382- 394.

Severskiy I.V. To the Problem of Climate Change. Reports of Ministry of Science and Higher Education, National Academy of Sciences, Republic of Kazakhstan. - 1999. - V. 2, - pp. 83-96.

Severskiy I.V. Current and projected changes of glaciation in Central Asia and their probable impact on water resources. // *Assessment of Snow, Glacier and water Resources in Asia.* – Almaty, 2009. – P. 99-111.

Severskiy I.V. On a procedure of evaluating of average annual sums of solid precipitation on the equilibrium line of glaciers. In: Kotlyakov (ed.), 34 selected

papers on main ideas of the soviet glaciology, 1940s-1980s. – Moscow: Institute of geography, Russian academy of Science, - 1997, – P.347-354.

Severskiy I.V., Kokarev A.L., Severskiy S.I., Tokmagambetov T.G., Shagarova L.V., Shesterova I.N. Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake Basin. – Almaty: VAC Publishing House, 2006. - 68 p.

Severskiy S.I., Severskiy I.V. Influence of local factors on the distribution of snow resources in northern Tien-Shan // *Annals of glaciology*. - 1992. - Vol 16. – P. 220-230.

Severskiy, Se-Zichu (Ed.) Snow cover and avalanches in Tien Shan Mountains. – Almaty, 2000. – 178 p.

Severskiy I.V. Water-related Problems of Central Asia: Some Results of the GIWA Assessment Program. – /*AMBIO. A Journal of the Human Environment* 2004. - Vol. 33., № 1. - Pp. 52-62.

Shangguan D., Liu S., Ding Y., Ding L., Xiong L., Cai D., Li G., Lu A., Zhang S., Zhang Y. Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery. // *Annals of Glaciology*. – 2006. – Vol. 43.– P. 79-85.

Shi Y. Concise Glacier Inventory of China. Lanzhou: Shanghai Popular Science Press., 2008. – 205 p.

Solomina O., Barry R., Bodnya, M. The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrghyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data // *Geografiska Annaler*. – 2004. – Vol. 86, № 2. – P. 205-215.

Solomina O.N. Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum // *Annals of Glaciology*. 2000. – Vol. 31. –P. 26-30.

Sorg A., Bolch T., Stoffel M., Solomina O., Beniston M. Climate change impacts on Glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). // *Nature Climate Change*. – 2012.– Vol. 2 (10).– P. 725-731.

Sorg A., Bugmann H., Bollschweiler M. Stoffel M. Debris-flow activity along a torrent in the Swiss Alps: Minimum frequency of events and implications for

forest dynamics // DENDROCHRONOLOGIA. – 2010.– Vol. 28, № 4.– P. 215-223.

Sorg A., Mosello B., Shalpykova G., Allan A., Hill Clarvis M., Stoffel M. Coping with changing water resources: The case of the Syr Darya river basin in Central Asia. // Environ. Sci. Policy. – 2014.– Vol.43.– P. 68-77.

Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Farinotti D., Gafurov A., Duethmann D., Mandychhev A., Merz B. What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters // Global and Planetary Change. –2013.– Vol. 110 – P. 4-25.

WGMS. Fluctuations of Glaciers 1990-1995 (Vol. VII). Haeberli W., Hoelzle M., Suter S., Frauenfelder R. (eds.), IAHS (ICSU) / UNEP / UNESCO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 1998. – 296 pp.

WGMS. Glacier Mass Balance Bulletin, № 5 (1996-1997). Haeberli, W., Hoelzle, M. and Frauenfelder, R. (eds.). Zürich: IAHS-UNEP-UNESCO, 1999. – 96 p.

WGMS. Glacier Mass Balance Bulletin, № 6 (1998-1999). Haeberli, W., Frauenfelder, R. and Hoelzle, M. (eds.). Zürich: IAHS-UNEP-UNESCO, 2000. – 96 p.

WGMS: Glacier Mass Balance Bulletin No. 10 (2006-2007). Haeberli, W., Gärtner-Roer, I., Hoelzle, M., Paul, F. and Zemp, M. (eds.). Zurich ICSU (WDS) / IUGG (IACS) / UNEP / UNESCO / WMO, WGMS, 2009. - 96 pp.

WGMS: Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010-2011). Zemp, M., Nussbaumer, S.U., Naegeli, K., Gärtner-Roer, I., Paul, F., Hoelzle, M. and Haeberli, W. (eds.), Zurich, - ICSU (WDS) / IUGG (IACS) / UNEP / UNESCO / WMO, WGMS, 2013. - 106 pp. doi: 10.5904/wgms-fog-2013-11.

Yao T., Wang Y., Liu S., Pu J., Shen Y., Lu A. Recent Glacial Retreat in the Chinese part of High Asia and its Impact on Water Resources of Northwest China // Assess. Snow Glacier Water Resources Asia. . – Almaty, 2009. – P. 26-35.

Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S.U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A.P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni

C., Braun L. N., Cáceres B.E., Casassa G., Cobos G., Dávila L.R., Delgado Granados H., Demuth M.N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Hagen J.O., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte P., Popovnin V.V., Portocarrero C.A, Prinz R., Sangewar C.V., Severskiy I., Sigurðsson O., Soruco A., Usubaliev R., Vincent C. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century // *Journal of Glaciology*. - 2015.- Vol. 61, №228.- P. 745-762.

Zemp M., Roer I., Kääb A., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W. (eds.) *WGMS Global Glacier Changes: facts and figures*. Zurich: UNEP, WGMS, - 2008. – 88 pp. URL:<http://www.grid.unep.ch/glaciers/>.