

УДК 551.324.6.551. 583

СОВРЕМЕННАЯ ДЕГРАДАЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Доктор геогр. наук И.В. Северский
 Т.Г. Токмагамбетов

На основе анализа данных унифицированных каталогов ледников, составленных на разные годы по материалам аэрофотосъемки, рассмотрены закономерности территориально-временных изменений оледенения Заилийско-Кунгейской и Джунгарской ледниковых систем.

Результаты исследований, выполненных для различных горных районов Центральной Азии, не оставляют сомнений в том, что оледенение региона во второй половине прошлого века находилось в стадии деградации. При этом, интенсивность сокращения площади ледников Памира, Западного, Центрального и Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау была примерно одинаковой, составляя около 0,8% в год [3, 5, 6, 14...18, 21, 22].

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 °С 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. Для 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 % [13, 20].

Динамике оледенения гор юго-восточного Казахстана посвящено немало публикаций (работы Н.Н. Пальгова, К.Г. Макаревича, П.А Черкасова, Г.А. Токмагамбетова и др.). Обстоятельно этот вопрос рассмотрен в

недавних обобщениях казахстанских гляциологов [3, 4, 15...19]. Хорошей иллюстрацией климатически обусловленных изменений условий существования оледенения региона является эволюция ледника Туюксу на северном склоне Заилийского Алатау, где с 1957...58 гг. проводятся специальные круглогодичные наблюдения. На основе результатов этих наблюдений, удалось реконструировать характеристики баланса массы ледника за период до начала инструментальных наблюдений, до 1878/79гг. Таким образом, к настоящему времени имеются данные о размерах и характеристиках баланса массы ледника Туюксу за период продолжительностью более 120 лет – с 1878/79 по 2000/2001гг.[3]. Анализ этих данных убедительно показал, что на протяжении всего этого периода ледник почти непрерывно сокращался, особенно интенсивно в последние три десятилетия. Несмотря на то, что в 59 из 122 лет баланс массы ледника был положительным, средняя величина отрицательного баланса по модулю, была почти вдвое больше соответствующей величины положительного баланса и ледник находился в состоянии устойчивой деградации. За период с 1879 по 1990гг. его площадь уменьшилась почти на 0,8 км², ледник отступил более чем на 1 км и потерял около 37 % своей массы [3, 4]. Лишь 7 лет из 122 – 1887, 1898, 1901, 1907, 1912, 1963 и 1964 гг.– были благоприятными для ледника, когда величина баланса массы была выше минимального критического предела (+41 г/см² [9]), необходимого для сохранения стационарного состояния площади языка ледника. Наименее же благоприятными для ледника были 1977/78, 1983/84, 1990/91 и 1996/97гг., когда отрицательный баланс превысил величину – 100 г/см², что почти в 2,5 раза больше средней [3, 4].

Для понимания общей картины происходящих изменений и перспектив развития ситуации с водообеспечением в странах Центральной Азии важно исследовать динамику снежно-ледовых ресурсов – главной составляющей возобновляемых водных ресурсов региона. Как показали исследования, средние максимальные запасы воды в снежном покрове – главная компонента снежных ресурсов – в течение последних десятилетий в горах региона практически не изменились [2, 10, 14]. Что касается ледовых ресурсов, то в настоящее время появилась возможность более надежно оценить их климатически обусловленную динамику на основе данных унифицированного каталога ледников, составленного по материалам аэрофотосъемки на разные годы для Заилийско-Кунгейской (Северный Тянь-Шань) и Джунгарской ледниковых систем [15...19].

Основой для создания первого каталога ледников Казахстана послужили топографические карты М 1:100 000 и фотопланы ледников, созданные по материалам аэрофотосъемки 1955...1956 гг. Именно содержание первого каталога ледников может служить реальной базой для мониторинга динамики оледенения в последующий период.

В начале 80-х годов прошлого века были опубликованы государственные топографические карты М 1: 25 000 для всей территории СССР, включая казахстанскую часть бассейна р. Или. На базе этих карт по материалам аэрофотосъемки 1973...1975 гг. П.А. Черкасов создал каталог ледников северного склона Заилийского Алатау, бассейна реки Шелек, а также южного склона Кунгей Алатау и бассейна р. Чон-Кемин, примыкающих к территории бассейна р. Или с юга. Кроме того, на основе карт масштаба 1:25 000 П.А. Черкасовым были составлены каталоги ледников северного склона Заилийского Алатау по материалам аэрофотосъемок 1979 и 1990 гг. и Джунгарского Алатау по данным аэрофотосъемки 1970...1972 гг. [17, 19]. При этом обработка аэрофотоснимков и составление планов ледников в М 1:25 000 была выполнена с помощью универсального стереофотограмметрического прибора «Стереопроектор Романовского». Это позволило получить надежную информацию о морфометрических характеристиках каждого ледника названных гляциальных систем.

По содержанию упомянутые каталоги аналогичны первому каталогу ледников и представляют собой хорошую основу для сравнительных оценок. Следует, однако, иметь в виду, что сравнение их данных не вполне отражает реальную динамику современного оледенения, поскольку первый каталог ледников был составлен на основе карт М 1: 100 000. Технические возможности не позволили отразить в этом масштабе ледники площадью менее чем 0,1 км². Кроме того, при последующем анализе соответствия содержания первого каталога ледников реальной действительности было выявлено, что в каталоге нет сведений о ряде ледников площадью более 0,1 км², поскольку они не были показаны на картах масштаба 1:100 000. Особенно это характерно для Заилийско - Кунгейской ледниковой системы [17, 19]. Существенно более надежно в первом каталоге представлены характеристики оледенения Джунгарского Алатау, где площадь открытой части ледников была определена по их контурам в масштабе 1:25 000, полученным путем трансформирования аэроснимков с помощью фототрансформатора по методике П.А. Черкасова [15...17].

Независимые определения морфометрических характеристик ледников северного склона Заилийского Алатау и бассейна реки Шелек были выполнены Е.Н. Вилесовым и В.Н. Уваровым на базе аэрофотоснимков 1955, 1979 и 1990 гг. с привязкой контуров ледников к карте масштаба 1: 25 000 [3].

Таким образом, мы имеем возможность, сопоставить параметры ледников Или-Балхашского бассейна по состоянию на 1955, 1972 гг. (Джунгарская ледниковая система), 1955, 1975, 1990 гг. (Заилийско-Кунгейская ледниковая система) и 1955, 1975, 1979 и 1990 гг. (северный склон Заилийского Алатау).

Не вникая в детали динамики морфометрических характеристик отдельных ледников (она подробно проанализирована в монографии [3]), рассмотрим изменения площади оледенения гор юго-восточного Казахстана. Поскольку запасы льда функционально связаны с площадью поверхности ледника [3, 7, 9, 15, 17], можно уверенно считать, что данные о распределении площади ледников вполне надежно характеризуют ледовые ресурсы как потенциальный источник формирования стока. Отметим, что приводимые ниже данные характеризуют площадь открытой части ледников.

Приступая к сравнительному анализу результатов оценки площади оледенения за разные годы, необходимо иметь в виду, что при составлении первого каталога ледников (по состоянию на 1955 г.) площадь ледников определялась по карте масштаба 1:100 000. Из-за погрешностей определения морфометрических характеристик с использованием карт названного масштаба, сопоставление данных первого каталога ледников с соответствующими данными более поздних определений не вполне корректно. Поэтому резонно за исходную величину (вместо приведенной в первом каталоге ледников) принять площадь оледенения северного склона Заилийского Алатау, уточненную Е.Н. Вилесовым и В.Н. Уваровым по материалам аэрофотосъемки 1955...1956 гг. и картам масштаба 1:25 000 [3]. Таким образом, мы получим сопоставимые по точности данные о площади ледников северного склона Заилийского Алатау по состоянию на 1955, 1975, 1979 и 1990 годы.

Данные сравнительного анализа результатов определений представлены в табл. 1. Здесь же приведены обобщенные результаты определений в двух вариантах. В первом за исходную принята величина суммарной площади открытой части ледников, указанная в первом каталоге ледников (она определена по картам масштаба 1:100 000 [3, 17]), во втором варианте использована суммарная площадь открытой части ледников, уточненная на основе материалов аэрофотосъемки и топографических

карт масштаба 1:25 000 [3]. Не трудно убедиться, что результаты определений площади оледенения по состоянию на 1979 и 1990 гг. различаются всего на 0,3 и 4,1 % соответственно. Таким образом, несмотря на некоторые различия в методике определений, эти результаты являются идентичными, что, в свою очередь, подтверждает их достоверность. Вместе с тем, с учетом особенностей использованных авторами методов определений, можно полагать, что результаты определений, полученные П.А Черкасовым, более достоверны. Именно из этих соображений они приняты для всех последующих определений (строка 3 в табл. 1). Исключение представляют данные о площади оледенения за 1955 г.: в расчет приняты результаты, полученные Е.Н. Вилесовым и В.Н. Уваровым на основе карт масштаба 1:25 000 [3].

Таблица 1

Изменение площади оледенения северного склона Заилийского Алатау за период 1955...1999 гг.

Площадь оледенения, км ²				Сокращение площади оледенения (км ²) за период						Среднегодовой темп сокращения площади оледенения, (%) за период					
1955	1975	1979	1990	1955-1975	1955-1979	1975-1979	1975-1990	1979-1990	1955-1990	1955-1975	1955-1979	1975-1979	1975-1990	1979-1990	1955-1990
269,6	240,4	228,2	195,3	29,2	41,2	12,2	45,1	32,9	74,3	0,542	0,637	1,269	1,251	1,311	0,787
287,3	-	229,0	203,5	-	58,3	-	-	25,5	83,8	-	0,845	-	-	1,012	0,833
287,3	240,4	228,2	195,3	46,9	59,1	12,2	45,1	32,9	92,0	0,816	0,857	1,269	1,251	1,311	0,915

Как видим (табл. 1), при использовании величины суммарной площади ледников, указанной в первом каталоге (269,6 км²), средняя интенсивность сокращения площади оледенения за период с 1955 по 1990 гг. составляет 0,79 % в год, с использованием же уточненных данных о площади оледенения по состоянию на 1955 г. (287,3 км²) она увеличилась до 0,915 % в год. Обращает внимание тот факт, что скорость сокращения площади оледенения в течение всего рассматриваемого периода увеличивалась (рис. 1).

Если в период с 1955 по 1975 гг. она составляла 0,816 % в год, то за интервал времени с 1979 по 1990 гг. она превысила 1,30 % в год и, судя по результатам наблюдений на леднике Туюксу, продолжала расти и в течение последнего десятилетия прошлого века [4]. Как видно на рис. 1, резкий скачок величины темпа деградации оледенения произошел в период с 1975 по 1979 гг., когда он увеличился более, чем вдвое в сравнении с характерным для предыдущего двадцатилетия. В дальнейшем приращение темпов деградации оледенения хотя и сохранилось, но резко замедлилось, а угловой коэффициент рассматриваемого тренда в период с 1975 по 1990 гг. много меньше

характерного для всего периода с 1955 по 1990 гг. Отметим, что тот же характер динамики оледенения выявлен и для бассейна р. Язгулем на Западном Памире [6].

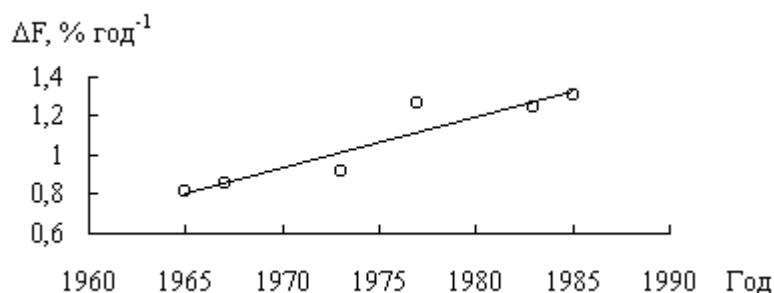


Рис. 1. Изменение темпов сокращения площади оледенения северного склона Заилийского Алатау.

Таким образом, есть основания предположить некоторое замедление приращения темпов деградации оледенения в период с середины 70-х – начала 80-х годов прошлого века. Тем не менее, утверждать с уверенностью об устойчивой тенденции этого процесса пока рано: для более уверенного суждения необходимо составить унифицированный каталог ледников (аналогичный по содержанию упомянутым) по состоянию на 2000...2004гг.

В табл. 2 приведены данные о деградации площади оледенения наиболее изученной Заилийско-Кунгейской ледниковой системы. Нужно иметь в виду, что в графе «исправленные» здесь представлены величины площади оледенения, исправленные введением коэффициента, равного 1,06. Последний получен как отношение исходных (за 1955 г.) величин суммарной площади ледников, определенных для северного склона Заилийского Алатау по картам масштаба 1:25 000 и 1:100 000. Данные таблицы показательны в отношении территориально-временной неоднородности темпов сокращения оледенения рассматриваемого региона. В период с 1955 по 1975гг., максимальный темп сокращения площади оледенения – 1,179 % в год - наблюдался на южном склоне хр. Кунгей Алатау, а наименьший (0,572 % в год) – в бассейне р. Чон-Кемин. Существенно меньшим, в сравнении со средним для Заилийско-Кунгейской ледниковой системы, был темп сокращения площади ледников и в бассейне р. Шелек. Если причины относительно более интенсивной деградации оледенения южного склона Кунгей Алатау достаточно очевидны, то существенно меньшие темпы, характерные для бассейнов рек Чон-Кемин и Шелек, требуют пояснений. Главная причина относительно

более медленного сокращения оледенения в двух последних бассейнах, на наш взгляд, заключается в особенностях орографии, с одной стороны, и характерном для региона значительном увеличении доли летних осадков в их годовой сумме в направлении с запада на восток – с другой. Как показали исследования, доля летних осадков в бассейне р. Шелек значительно больше, чем на северном склоне Заилийского Алатау, а общая закономерность для всего Тянь-Шаня, включая Восточный (Китайский) – значительное увеличение доли летних осадков в их годовой сумме в направлении с запада на восток [12]. Частые летние осадки, подавляющая часть которых в ледниковом диапазоне выпадает в твердом виде, способствуют «консервации» ледников, существенно снижая интенсивность их таяния. Вероятно, аналогичные условия характерны и для бассейна р. Чон-Кемин, открытого для вторжений влажных воздушных масс с запада и северо-запада.

Таблица 2

Изменение суммарной площади открытой части ледников Заилийско-Кунгейской ледниковой системы за период с 1955 по 1990гг.

Район	Площадь оледенения, км ²				Скорость сокращения, км ²			Средний годовой темп сокращения, %		
	1955		1975	1990	1955-1975	1975-1990	1955-1990	1955-1975	1975-1990	1955-1990
	изм.	испр.								
1	135,7	143,8	109,9	-	33,9	-	-	1,179	-	-
2	137,4	145,6	138,4	-	7,2	-	-	0,247	-	-
3	269,6	287,3	240,4	195,3	46,9	45,1	92,0	0,816	1,251	0,915
4	276,9	293,5	259,9	222,6	33,6	37,3	70,9	0,572	0,957	0,690
Всего	819,6	870,2	748,6	-	121,6	-	-	-	-	-
Среднее								0,704		

Примечание: 1- Южный склон хр. Кунгей Алатау; 2-Бассейн реки Чон-Кемин; 3- северный склон хр. Заилийский Алатау; 4- Бассейн реки Шелек.

Значительные территориально-временные различия темпов сокращения площади оледенения – от 0,816 % в год в 1955...1975гг. до 1,311 % в год в 1979...1990 гг. (табл. 1) и от 0,247 до 1,179 % в год в 1955...1975гг. в разных бассейнах (табл. 2) еще раз подтверждают вывод о том, что для оценки динамики оледенения в частном бассейне либо районе нельзя использовать не только выявленные в соседнем, но и средние для данной ледниковой системы величины [17]. Как видно, (табл. 2) средние годовые темпы сокращения оледенения даже в расположенных рядом бассейнах могут значительно различаться. Этот вывод хорошо иллюстрируется данными табл. 3, где представлены характеристики деградации ледников Джунгарской ледниковой системы.

Территориальное распределение рассматриваемых характеристик здесь весьма показательно: при средней величине темпа сокращения площади оледенения $1,079 \% \cdot \text{год}^{-1}$, максимальной ($1,207 \% \cdot \text{год}^{-1}$) выделяется южный склон хр. Джунгарский Алатау. Минимальные же величины рассматриваемых характеристик - $0,552 \% \cdot \text{год}^{-1}$ - характерны для восточной части горной страны – бассейнов рек Тентек и Ырғайты. Здесь очевидно влияние орографии и упомянутого выше эффекта увеличения доли летних осадков в направлении с запада на восток. По-видимому, можно достаточно уверенно полагать, что относительно более низкие темпы сокращения ледников характерны для орографически закрытых (по отношению к господствующему направлению атмосферного влагопереноса) бассейнов восточной ориентации. Такими являются бассейн реки Шелек на Северном Тянь-Шане и бассейн реки Ырғайты в Джунгарском Алатау.

Таблица 3

Изменение суммарной площади ледников (чистый лед) Джунгарской ледниковой системы за период с 1956 по 1972 гг. (по данным [17])

Район, бассейн реки	Площадь оледенения, км ²		Сокращение площади за период, км ²	Темп сокращения площади	
	1956	1972		км ² /год	% · год ⁻¹
Южный склон Джунгарского Алатау	228,4	184,3	44,1	2,756	1,207
Бассейн реки Каратал	202,2	169,2	33,3	2,081	1,027
Бассейны рек Биен, Аксу, Лепсы	294,6	239,3	55,3	3,456	1,173
Бассейны рек Тентек, Ырғайты	88,4	80,6	7,8	0,488	0,552
Джунгарская ледниковая система в целом	813,9	673,4	140,5	8,781	1,079

Интересные закономерности выявляются при анализе динамики оледенения на основе данных об изменении размеров отдельных ледников. Как оказалось, на общем фоне сокращения площади оледенения в период с 1955 по 1975 гг., 31 % из 369 ледников северного склона Заилийского Алатау и бассейна р. Шелек, по которым имеются данные об изменении площади, увеличивались в размерах. Общее приращение площади этих ледников за указанный период составило 15,7 км². В период с 1975 по 1990 гг. доля ледников с положительным балансом массы сократилась до 2,4 % от общего количества исследуемых. В целом же за период с 1955 по 1990 гг. площадь ледников северного склона Заилийского Алатау и бассейна р. Шелек сократилась на 135,4 км². Характерно также, что режим каждого отдельного

ледника сугубо индивидуален и может значительно отличаться не только от осредненного для данной ледниковой системы, но и от режима ледника, расположенного рядом.

Причины этих различий, в общем, известны и кроются, главным образом, в различиях морфологического типа и экспозиции склонов [8]. Упомянутые различия хорошо иллюстрируются данными рис. 2, на котором сопоставлены средние годовые темпы сокращения открытой части ледников северного склона Заилийского Алатау и бассейна р. Шелек, осредненные за период с 1955 по 1990 гг., в зависимости от площади ледников. Как видим, зависимость носит экспоненциальный характер и ярко иллюстрирует роль процессов саморегулирования ледников (она быстро увеличивается по мере увеличения размеров ледника) с одной стороны и влияние локальных факторов на режим ледников - с другой. Последнее так велико, что отклонения величин темпов изменения площади малых ледников в сторону как положительных, так и отрицательных значений относительно среднего могут существенно превысить 5 %. По мере увеличения размеров ледника влияние локальных факторов на динамику рассматриваемой характеристики быстро сокращается. Показательно, что при площади ледника $F > 13...14\text{км}^2$, несмотря на дальнейшее увеличение размеров ледника, темп сокращения площади ледников практически не меняется. Напомним, что ранее нами была получена аналогичная зависимость и с тем же пороговым значением F при сопоставлении высоты фирновой линии и площади ледников [11, 12].

Таким образом, можно достаточно уверенно утверждать, что режим ледников решающим образом определяется их размерами, а площадь ледников в $13...14\text{ км}^2$ является пороговой: с ее превышением режим ледника определяется преимущественно макроклиматическими условиями региона при максимально ограниченном влиянии локальных факторов. Очевидно, данные регулярных наблюдений на ледниках площадью более критической представляют наибольший интерес для решения проблем взаимодействия оледенения и климата: здесь влияние макроклиматических условий проявляется с минимальными искажениями. К сожалению, в настоящее время регулярные наблюдения на подобных ледниках на всем пространстве СНГ не проводятся.

Анализ фактической информации не оставляет сомнений в том, что темп деградации ледников практически не зависит ни от экспозиции, ни от морфологического типа ледника: ледники всех морфологических типов и экспозиций распределены на поле графической зависимости

$\Delta F = f(F_{\text{л}})$ более или менее равномерно во всем диапазоне возможных изменений величины ΔF . Следовательно, есть основания считать, что упомянутый выше относительно более высокий темп деградации ледников южных склонов хр. Кунгей Алатау и хр. Джунгарского Алатау – есть отражение реакции ледников на более высокий температурный фон, присущий южным макросклонам горных хребтов.

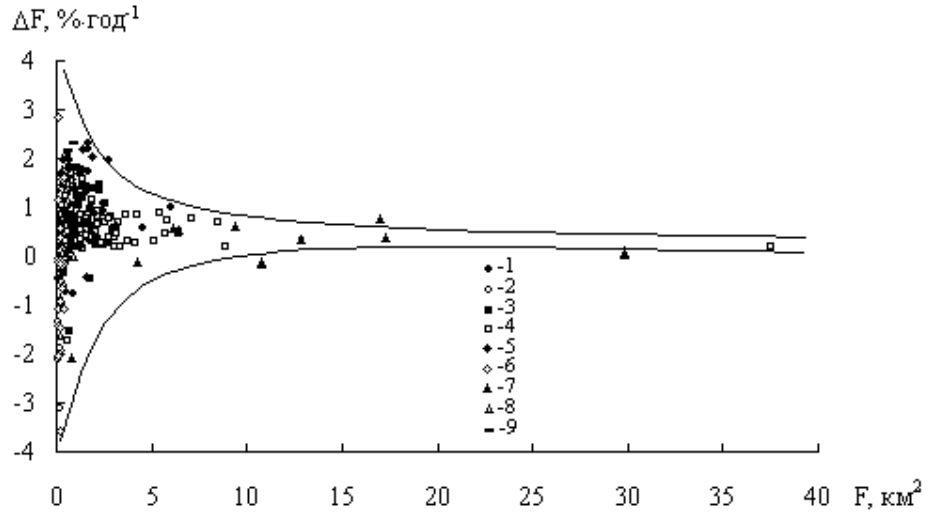


Рис. 2. Зависимость темпов сокращения плановых размеров ледников Заилийско-Кунгейской ледниковой системы за период с 1955 по 1990 гг. в зависимости от их площади и морфологического типа. Морфологический тип ледников: 1 - шлейфовые, 2 - карово-висячие, 3 - висячих долин, 4 - долинные, 5 - карово-долинные, 6 - висячие, 7 - котловинные, 8 - каровые, 9 - плоских вершин.

Отражением разницы температур воздуха на макросклонах разной экспозиции является разная высота приведенной фирновой линии (климатической снеговой границы) на различно ориентированных макросклонах. Эти различия отчетливо выражены во всех горных районах и достаточно устойчивы в пространстве. В горах юга СНГ (Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Алтай) разность высот приведенной фирновой линии между северными и южными макросклонами горных хребтов составляет около 200 м [11, 12]. При характерных для периода абляции вертикальных градиентах температуры воздуха это эквивалентно 1,3...1,4 °С. Именно эта разница фоновых температур определяет относительно более интенсивную деградацию оледенения южных макросклонов горных хребтов.

Тот факт, что темп деградации ледников практически не зависит от их экспозиции, - несомненное свидетельство решающего вклада адвективной составляющей в тепловой баланс поверхности ледников. Вместе с тем, упомянутые различия фоновой температуры на полярно ориентированных макросклонах – несомненный результат различий в поступлении прямой солнечной радиации на северные и южные склоны.

Рассмотренные результаты исследований еще раз подтверждают справедливость выводов о недопустимости применения характеристик гляциологического режима, выявленных по материалам наблюдений на одном леднике, пусть даже «репрезентативном» с продолжительностью наблюдений в десятки лет (ледник Туюксу в Заилийском Алатау и ледник Шумского в Джунгарском Алатау, например), для определения соответствующих характеристик других ледников. Различия могут быть не только значительными, но и иметь разный знак. Но подобное решение вполне приемлемо, когда речь идет о динамике целостных гляциальных систем, объединяющих сотни ледников. Мы рассчитали изменения площади каждого ледника Заилийско-Кунгейской ледниковой системы за разные промежутки времени в период с 1955 по 1990 год, применив для этой цели соответствующие средние значения темпов сокращения суммарной площади ледников, выявленные для упомянутой гляциальной системы. Оказалось, что рассчитанная суммарная площадь ледников отличается от фактической менее, чем на 10 %.

Следует подчеркнуть, что средние темпы сокращения суммарной площади ледников, выявленные для Заилийско-Кунгейской и Джунгарской ледниковых систем (при условии начала отсчета от величин площади ледников, указанных в первом каталоге) за последние десятилетия практически совпали с результатами аналогичных определений в различных районах Тянь-Шаня и Памира [1, 5, 6, 21, 22]. Это свидетельствует об однонаправленности динамики оледенения гор Средней Азии и Казахстана и дает основание полагать, что средние темпы сокращения площади оледенения, выявленные за разные промежутки времени для Заилийско-Кунгейской и Джунгарской ледниковых систем (с учетом рассмотренных территориальных различий интенсивности деградации) можно использовать для расчета соответствующих показателей в условиях других горных районов Центрально-Азиатского региона.

Выполненные исследования дают основания для следующих выводов:

1. В течение последних десятилетий прошлого века оледенение гор юго-восточного Казахстана находилось в состоянии устойчивой деградации. Темп

сокращения площади оледенения в течение указанного периода не оставался постоянным, но общей тенденцией является его увеличение. Вместе с тем, с начала 80-х годов прошлого века отмечено заметное снижение темпов деградации оледенения, хотя говорить уверенно об устойчивой тенденции пока рано: для этого необходимо составить унифицированный каталог ледников по состоянию на 2000...2004 гг.

2. Темп сокращения площади оледенения, осредненный за период с 1955 по 1990 гг. для наиболее изученной территории северного склона Заилийского Алатау составляет 0,915 % в год. При условии же начала отсчета от величины площади ледников, указанной в первом каталоге, средний темп сокращения площади оледенения гор юго-восточного Казахстана составил за указанный период 0,8 % в год. Это совпадает с результатами аналогичных определений для Памира, Западного и Центрального Тянь-Шаня, свидетельствует об однонаправленности и одинаковой интенсивной деградации оледенения всего региона – от Памира на юге до Джунгарского Алатау на севере – и дает основания использовать закономерности и количественные соотношения, выявленные в условиях юго-восточного Казахстана, для решения аналогичных задач в других горных районах упомянутого региона.

3. Темп сокращения площади ледников решающим образом определяется их размерами. Зависимость темпа сокращения ледников от площади их поверхности носит экспоненциальный характер, а площадь ледника $F = 3...14 \text{ км}^2$ является пороговой: с ее превышением режим ледника определяется, главным образом макроклиматическими условиями района при максимально ограниченном влиянии локальных факторов. Тот факт, что тоже пороговое значение площади ледника выявлено ранее при исследовании закономерностей распределения высоты фирновой линии в горах Евразии [11, 12], дает основания полагать, что указанный размер площади открытой части ледника действительно является пороговым. С его превышением механизм саморегулирования ледника настолько выражен, что подавляет проявления всех факторов локального характера и характеристики режима ледника определяются макроклиматическими условиями района.

4. Режим каждого ледника сугубо индивидуален и может значительно отличаться не только от осредненного для данной ледниковой системы, но и от характеристик режима ледника, расположенного рядом. Использовать показатели гляциологического режима конкретного ледника для характеристики режима других, даже расположенных рядом ледников, рискованно.

Различия могут быть не только значительными, но и иметь разные знаки. Но подобное решение приемлемо, когда речь идет о динамике оледенения крупных речных бассейнов либо целостных ледниковых систем.

5. Темп деградации ледников практически не зависит от их экспозиции и морфологического типа. Территориальные различия темпов деградации оледенения определяются различиями фоновой температуры воздуха, с одной стороны, и условиями орографии – с другой. Отсутствие выраженной зависимости темпов сокращения площади ледников от их экспозиции – свидетельство решающего вклада адвективной составляющей в тепловой баланс ледниковой поверхности. Вместе с тем, различия температурного фона, особенно контрастно выраженные на полярно ориентированных макросклонах горных хребтов – несомненное свидетельство экспозиционных различий сумм прямой солнечной радиации.

6. Территориальные различия темпов деградации ледников определяются, прежде всего, ориентацией макросклонов относительно как сторон горизонта, так и господствующего направления атмосферного влагопереноса. Максимальные темпы деградации присущи оледенению южных макросклонов хребтов, а минимальные – орографически закрытым бассейнам восточной ориентации и наиболее увлажненным бассейнам на западной периферии горных стран, благоприятно ориентированным относительно господствующего направления атмосферного влагопереноса. В первом случае очевидна решающая роль относительно более высокого температурного фона, присущего макросклонам южной ориентации. В двух последних случаях причиной замедленных темпов деградации ледников является относительно большая доля летних осадков в годовой их сумме: частые летние осадки, подавляющая часть которых в ледниковом диапазоне выпадает в твердом виде, способствуют «консервации ледников», существенно снижая интенсивность абляции льда.

7. Рассмотренные территориальные различия темпов деградации ледников дают основания утверждать, что в горах Средней Азии и Казахстана наиболее устойчивы к воздействиям климатических изменений ледники южных макросклонов горных хребтов. Более «жизнеспособны» ледники, расположенные на западной периферии горных бассейнов и макросклонах хребтов, обращенных на запад и юго-запад – навстречу господствующему направлению атмосферного влагопереноса. Близки к ним по устойчивости ледники макросклонов (бассейнов рек) противоположной – восточной ориентации. При этом в двух последних случаях механизмом

«поддержки» ледников является относительно большая доля летних осадков в их годовой сумме: частые летние осадки, подавляющая часть которых в ледниковом диапазоне выпадает в твердом виде, способствует «консервации» ледников, существенно снижая абляцию льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзин В.Б. Оледенение и его эволюция в периферийных хребтах Северного Тянь-Шаня (на примере бассейна р. Ала-Арча). Автореферат канд. дисс. М., 1988.- 20 с.
2. Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В. Колебания снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология. 1997.-№3.- С.187-197.
3. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы, «Казак университеті», 2001. – 252 с.
4. Вилесов Е.Н. Баланс массы ледника Туяксу в последнее десятилетие 20 века // Гидрометеорология и экология. 2003.- №1.-С. 80-84.
5. Глазырин Г. Е. Горные ледниковые системы, их структура и эволюция. Л., ГИМИЗ, 1991.- 109 с.
6. Глазырин Г.Е., Кодома Ю. Оценка изменения оледенения в переходном режиме при изменении климата. // Материалы гляциологических исследований, вып.94. 2003.- С. 212-215.
7. Каталог ледников СССР, т.13. Центральный и Южный Казахстан, бассейн оз. Балхаш, часть 1-7, Л., ГИМИЗ. 1967.
8. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Москва. ГИМИЗ.- 1980.- 46 с.
9. Пальгов Н.Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. – Алма-Ата: АН КазССР. 1958. –312 с.
10. Пиманкина Н.В. Тенденции изменения характеристик снежности казахстанской части Тянь-Шаня за последние 30 лет // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, 1998.-С.75-79.
11. Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории.– Алма-Ата: Наука. 1983.- 215 с.
12. Северский И.В., Се-Зичу, Благовещенский В.П. и др. Снежный покров и лавины Тянь-Шаня. Пекин. 1996. 157 с. (на китайском языке). Алматы. 2000. –178 с. (на английском языке).
13. Скоцеляс И.И., Голубцов В.В, Ли В.И. Использование, уязвимость и возможные пути адаптации ресурсов поверхностных вод бассейна Ишима в условиях антропогенных изменений климата. // Гидрометеоро-

- рология и экология. 1997.- № 3. С.91-102.
14. Царев Б.К. Климатические изменения зимнего периода в горах Западного Тянь-Шаня. Ташкент, САНИГМИ, 2003.-С. 138-142.
 15. Черкасов П.А. Каталог ледников СССР. Том 13, вып. 2, часть 4. Бассейны рек Хоргоса, Усека. Л., Гидрометеиздат, 1975.- 77 с.
 16. Черкасов П.А., Ерисковская Л.А., Каймулдаева К., Кусаинова Н.М., Путилина Н.М. Новый Каталог ледников Заилийско-Кунгейской ледниковой системы // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, «Гылым», 1998. - С.8-16.
 17. Черкасов П. А. Современное состояние ледников Или-Балхашского региона // Современное состояние бассейна озера Балхаш. Алматы, 2002, С. 141-198.
 18. Черкасов П. А. Оценка изменения количества и площади ледников в бассейне р. Чилик во второй половине 20 века.//Гидрометеорология и экология. –Алматы. 2002. № 3.- С. 70-76.
 19. Черкасов П. А., Ерисковская Л.А., Ударцев С.В., Т.В. Солодовникова. О каталоге ледников северного склона Заилийского Алатау по состоянию на 1990 год.// Гидрометеорология и экология. – Алматы. 2002. - №1.- С. 123-134.
 20. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент, САНИГМИ. 2000.- 252 с.
 21. Щетинников А.С. (1998). Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент, САНИГМИ. – 219 с.
 22. Щетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.; Гидрометеиздат. 1976. - 121 с.

Институт географии

ОҢТҮСТІК-ШЫҒЫС ҚАЗАҚСТАН ТАУЛАРЫ МҰЗБАСУЫНЫҢ ҚАЗІРГІ ДЕГРАДАЦИЯСЫ

Геогр. ғылым. докторы И.В. Северский
Т.Г. Тоқмағамбетов

Әр жылдарда аэротүсірулер материалдары бойынша жасалған мұздықтардың жетілдірілген каталогтарының деректерін талдау негізінде Іле, Күнгей және Жонгар мұздық жүйелері мұзбасуының аумақтық-уақыттық өзгерулерінің заңдылықтары қаралды.