

УДК 552.324.6

**СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ РАЗМЕРОВ
ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЛЕДНИКОВОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ
РЕКИ КАРАТАЛ, ЗАПАДНАЯ ДЖУНГАРИЯ**

Доктор геогр. наук

Е.Н. Вилесов

В.И. Морозова

Обсуждаются результаты картографо-аналитических исследований современного оледенения бассейна р. Каратал (западная часть Джунгарского Алатау), изменения морфометрических характеристик ледников и величин абляции и ледникового стока во второй половине XX века.

Согласно [14], глобальный климат Земли за последние 500 тыс. лет колебался с главным 100000-летним циклом, включающим периоды ледниковых эпох и более коротких межледниковий с длительностью около 10000 лет. Размах колебаний температуры в голоцене (последние 10000 лет) составил 6 °С, а после климатического оптимума, который имел место примерно 6,5 тысяч лет назад, когда температура была на 2 °С выше современной, она приобрела глобальную тенденцию к понижению. Это понижение, как и в предыдущие периоды, не монотонно, а имеет более короткопериодный колебательный характер, и примерно с 1700 г. (минимум малого ледникового периода) наблюдается постепенное повышение температуры. На рис.1 представлены оценки зимних условий в Восточной Европе, основанные на анализе летописей и других исторических материалов. Во время малого ледникового периода (1450...1850 гг.) происходило существенное понижение температуры, увеличение атмосферных осадков в твердом виде, снижение высоты снеговой линии на 100...150 м, повсеместное быстрое наступание горных ледников, размеры которых значительно превосходили современные.



Рис. 1. Температурные изменения последнего тысячелетия

В XX веке, особенно во второй его половине, во всех ледниковых районах Земли фиксируется повышение температуры воздуха, сопровождающееся отступанием ледников, сокращением их площади и объема вплоть до настоящего времени. При составлении Атласа снежно-ледовых ресурсов мира [9] указывается, что многие климатологи в своих предположениях о прогнозе изменений гляциосферы Земли более вероятными считают «теплые сценарии», то есть на естественные тренды и ритмы накладывается сильное антропогенное потепление, связанное с парниковым эффектом CO_2 накапливающегося в атмосфере в результате сжигания минерального топлива. Ожидается, что к 20-м годам XXI в. средняя годовая температура приземного слоя атмосферы повысится на 1,5...2 °C, а концу этого века – на 4...5 °C.

Современное антропогенное изменение глобального климата в результате сжигания углеродного топлива и других форм воздействия хозяйственной деятельности на атмосферу весьма заметно проявилось и на территории Казахстана [11] и, соответственно, в горах юго-востока страны [7]. Очевидно, это потепление, выразившееся прежде всего в повышении летних средних месячных и годовых температур приземного воздуха (при том же режиме атмосферных осадков) не могло не отразиться на состоянии современных горных ледников реги-

она. Вместе с тем колебания самих ледников служат превосходным индикатором изменения климатических условий [4].

В предлагаемом сообщении авторы попытались проанализировать обусловленное потеплением изменение состояния оледенения Западной Джунгарии, охватывающей горно-ледниковый бассейн р. Каратал.

Бассейн р. Каратал с площадью водосбора 5300 км² является самым большим на территории хр. Джунгарского Алатау. Он складывается из двух самостоятельных (в горной части) бассейнов рек: собственно р. Каратал и его крупного притока, впадающего в него уже на равнине, р. Коксу. Река Каратал образуется от слияния почти в одном месте трех рек: Кора, Чижа и Текели. Последняя лишена ледникового питания.

Границами территории бассейна р. Каратал служат на севере Северный Центральный хребет, а на юге – Южный Центральный хребет (в этом месте носящий название Токсанбай) и хребты Ит-Чеку, Коянды и Алтынэмель. Эти хребты между собой имеют перемычки, образующие основной водораздел между бассейном Каратала и бассейнами рек Борохузир и Усек, расположенных на южном склоне Джунгарского Алатау. На востоке (в истоках р. Коксу) граница территории проходит по горной перемычке между Северным Центральным и Южным Центральным хребтами Джунгарского Алатау, носящей название гор Конгоробо. На западе горы постепенно понижаются и переходят в прибалхашскую равнину.

Общая протяженность Северного Центрального хребта, покрытого ледниками, составляет 84 км, а Южного Центрального хребта – 60 км. Средняя высота названных хребтов 3800...3850 м.

Основой для получения информации о колебаниях ледников бассейна р. Каратал являются материалы повторных аэрофотосъемок (АФС) и созданные на их базе крупномасштабные карты горно-ледниковых районов и Каталоги ледников [6]. Было проведено сравнение морфометрических характеристик ледников в 1956 г. (откорректированные данные Каталога [15]) и в 1990 г., когда была проведена последняя АФС этой территории. Также для уточнения контуров некоторых ледников и общего суждения о современном состоянии ледников района был использован космоснимок Landsat 2000 г. с разрешением 15 м, бесплатно распространяемый в сети Интернет National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Первый Каталог ледников [15] был составлен по известной методике, подробно изложенной в [18].

Данные по 1990 г. были получены с помощью методики цифрового картографирования и ГИС-технологий (программные пакеты MapInfo, ArcGIS, EasyTrace, Geotransformer и др.). Составлены новый Каталог ледников Западной Джунгарии и крупномасштабная карта оледенения, отражающая его состояние в 1990 г. и являющаяся неотъемлемой частью региональной ГИС «Ледники Джунгарского Алатау».

По данным Каталога 1956 г. [15], в Западной Джунгарии тогда насчитывалось 358 ледников общей площадью (без морен) 202,5 км². Однако при «переносе» контуров ледников с карт М 1:100 000 на карты М 1:25 000 площади 62 мелких висячих и каровых ледников увеличились в среднем на 0,15 км². За счет этой «прибавки» к площади льда 1956 г. добавилось 9,2 км². Кроме того, в [15] ледник № 109 неоправданно разделен на два самостоятельных, а ледник № 121 ошибочно перенесен с северного склона Северного Центрального хребта на его южный склон, в бассейн Каратала. После этих поправок принято, что в 1956 г. в Западной Джунгарии имелось 356 ледников общей площадью 211,7 км² (на 4,5 % больше, чем в [15]).

За 34 года в бассейне Каратала растаяли 105 ледников, или 29,5 % от их количества в 1956 г. Площадь растаявших ледников составила 9,4 км². Наиболее интенсивному стаиванию подверглись ледники в западной, пониженной, части района. Так, в бассейне р. Отсу из 7 ледников к 1990 г. остался только один с площадью 0,06 км². На космоснимке 2000 г. этот ледник ещё угадывается, но, по сравнению с 1990 г., площадь его уменьшилась на 60...70 % (к сожалению, разрешение этого космоснимка не дает нам возможности более точной оценки), и, вероятней всего, что ныне его уже нет. В бассейне левых притоков р. Коксу из 10 ледников осталось 2. Кроме того, 8 ледников распались на два. Таким образом, число ледников сократилось на 97, или на 13,7 %, и в 1990 г. оно составило 259, а средняя площадь одного ледника равна 0,57 км².

Площадь ледников бассейна к 1990 г. составила 147,26 км², т.е. она сократилась на 64,44 км², или на 30,4 %. Средняя скорость сокращения площади за весь период равна 1,9 км²/год, или по 0,89 %/год.

По данным космоснимка 2000 г., общая площадь оледенения западной части Джунгарского Алатау ориентировочно составила около 134 км². Были выявлены некоторые неточности при определении размеров

оледенения по состоянию на 1990 г. (в сторону увеличения), но общая ситуация не изменилась – ледники рассматриваемого района в отрезок времени с 1990 по 2000 г. продолжали отступать почти так же интенсивно, как в периоде 1956...1990 гг. Потеря площади льда за эти 10 лет достигла почти 13 км², что составило 8,8 % от площади 1990 г. Средняя скорость сокращения площади за этот период равна 1,3 км²/год, или по 0,88 % в год.

Сокращение площади ледников сопровождалось существенным уменьшением их длины. В некоторых бассейнах длина ледников уменьшилась на 400...500 м и даже 646 м (бассейн р. Котурганбулак). Средняя величина сокращения длины ледников в бассейне Каратала равна 310 м.

Уменьшение площадных и линейных размеров ледников обусловило соответствующее уменьшение их объема. Объем льда определялся по известной формуле Н.В. Ерасова [12], точнее – по уравнению полукубической параболы Нейля с коэффициентом Ерасова. Расчеты показали, что объем льда за 1956...1990 гг. сократился с 7,5358 до 5,1229 км³, т.е. на 2,4129 км³, или на 32,0 %, по 0,94 %/год.

В процессе деградации 17 ледников в разных бассейнах изменили свой морфологический тип. Большинство из них (13) из карово-долинных превратились в каровые. Из-за резкого уменьшения длины языков карово-долинный ледник № 151 (бассейн р. Коржун) стал висячим каровым, долинный ледник № 144 (бассейн р. Куркульдек) трансформировался в карово-долинный, а долинные ледники № 72 и № 84 (бассейн р. Казан) в – котловинные.

Наибольшие потери испытали ледники склонов – каровые, висячие, карово-висячие. В 1956 г. их было 296, в 1990 г. осталось 199. За 34 года склоновые ледники потеряли 39,3 км², или 40 % от своей площади в 1956 г. Потери долинных ледников были значительно меньше – 25,13 км², или 22 % первоначальной площади. Их средняя площадь сократилась на 0,43 км², с 1,92 до 1,49 км², т.е. на 22,4 %.

Примечательно, что ледники разных экспозиций деградировали примерно одинаково. При этом площадь ледников с «теневыми» экспозициями (СЗ, С, СВ) сократилась на 50,36 км², а ледников «солнечных» экспозиций (ЮЗ, Ю, ЮВ) – только на 2,68 км². На первый взгляд, создается впечатление, что якобы ледники с северной ориентацией стаивают почти в 20 раз интенсивнее, чем ледники с южной ориентацией. Но ведь и площадь «северных» ледников в 1956 г. была в 20 раз больше площади «южных». Поэтому относительное сокращение площадных размеров у различ-

но ориентированных групп ледников довольно близко по величине: у «северных» оно составило 28,3 %, а у «южных» чуть больше – 31,0 %.

В 1990 г. ледников с северными составляющими ориентации стало 209 (80,7 % от их общего числа) с площадью 127,34 км² (86,5 % от общей площади), с южными – лишь 13 ледников (5,0 %) с площадью 6,02 км² (4,1 %). Остальные 37 ледников (14,3 %) с площадью 13,9 км² (9,4 %) имели западную и восточную экспозиции. Причем площадь 30 «восточных» ледников (12,51 км²) больше площади 7 «западных» (1,39 км²) ровно в 9 раз, что обусловлено существованием западного переноса воздушных масс, способствующего переметанию снега с западных склонов отрогов хребта на их восточные склоны.

Важными показателями эволюции оледенения служат также изменения абсолютных высот характерных точек ледников – их концов, высших точек, фирновой линии. Средняя высота концов языков ледников за 1956...1990 гг. увеличилась с 3232 м до 3300 м, т.е. на 68 м, при средней скорости 2 м/год. Особенно интенсивно «втягивали» свои языки ледники бассейнов левых притоков р. Коксу и р. Казан, соответственно, на 115 м и на 95 м. Языки отдельных ледников в бассейне р. Казан поднялись на 180...220 м [2].

В соответствии с поднятием концов ледников произошло уменьшение вертикального диапазона оледенения, особенно в бассейнах рек Казан, Отсу и Тайбуга, где оно составило 107, 116 и 127 м. Средняя же величина уменьшения вертикального диапазона оледенения по району в целом равна 61 м.

Осредненная по Западной Джунгарии высота фирновой линии, рассчитанная по методам Куровского и Щегловой, поднялась с 3400 м в 1956 г. [15] до 3460 м 1990 г., т.е. на 60 м. За рассматриваемый период площади областей аккумуляции и абляции уменьшились, соответственно, с 123,7 км² до 74,59 км² и с 88,0 км² до 72,67 км², в связи с чем величина ледникового коэффициента уменьшилась с 1,40 до 1,03, а коэффициента *AAR* (отношение площади аккумуляции к площади всего оледенения) – от 0,58 до 0,51. Отметим, что за счет 60-метрового повышения фирновой линии относительное сокращение площади аккумуляции было в 2,3 раза больше такового области абляции.

Величина годового удельного баланса массы ледников района была отрицательной и равной - 35,6 г/см². Иначе говоря, с учетом изменения

площади льда за последнее десятилетие XX века, за 45 лет со всей своей ледники потеряли примерно 15 м в слое воды.

Наряду с выяснением направленности эволюции оледенения и установлением его баланса массы одной из главных задач гляциологии является определение величины ледникового стока и его роли в общем речном стоке. За последние полвека со стороны гидрологов и гляциологов было предпринято, по крайней мере, полдесятка попыток таких определений, основанных на данных кратковременных натуральных измерений таяния льда и применении разных методов расчета абляции.

При этом в большинстве случаев использовались данные по гидрометрии обеих основных рек района – собственно Каратала и Коксу. Средняя высота водосбора р. Каратал равна 2400 м, а его площадь, замыкаемая гидростом с. Каратальское, – 1160 км². Средний за 45 лет (1956...2000) годовой расход этой реки составляет 30,3 м³/с, а норма годового стока – 955 млн. м³. Характеристики бассейна р. Коксу на замыкающем гидростворе свх. Коксу таковы: средняя высота водосбора – 2810 м, его площадь – 1590 км², годовой расход – 37,0 м³/с, норма годового стока – 1167 млн. м³.

Впервые полевые наблюдения за таянием льда на ряде ледников в верховьях р. Коры Каратальской (Лагерном-№ 273, Безсонова-№ 275, Сапожникова-№ 276, Алтынсарина-№ 277 и Круглом-№ 278) были проведены в 1950...52 гг. экспедицией Сектора географии АН КазССР под научным руководством акад. Н.Н. Пальгова. Результаты экспедиции опубликованы в работе [13]. Однако получить из неё конкретные сведения об общем и ледниковом стоке р. Коры не представляется возможным, т.к. все величины даны не в абсолютных значениях, а в процентах.

Первый опыт расчета стока с ледников всего бассейна Каратала принадлежит П.Ф. Лаврентьеву [17]. В основу оценки ледникового стока была положена зависимость модуля талого стока, отнесенного к площади оледенения, от высоты концов языков ледников. Этот способ не очень точен, в т.ч. из-за ошибок в определении высот ледниковых языков, снятых с топоосновы 1943 г. издания. Поэтому рассчитанный в [17] объем ледникового стока обеих рек в указанных створах, равный 176,5 млн. м³, оказался сильно заниженным (по крайней мере, на 1/3).

Чуть позже С.В. Гринберг [10] долю ледникового стока рек Западной Джунгарии определил 14,1 %, или 300 млн. м³ воды, при слегка завы-

шенной для того времени (1956 г.) площади оледенения – 235 км² (вместо 211,7 км²).

В монографии А.Н. Кренке [16] величина ледникового стока западноджунгарских рек, рассчитанная по его знаменитой глобальной формуле связи суммарной абляции с летней температурой воздуха на высоте границы питания, определена в 400 млн. м³ (18,8 % от общего речного стока). Эта цифра явно завышена (примерно на 20 %) из-за того, что в площадь оледенения была включена площадь морен, равная 42 км².

И.С. Соседов в монографии [8] по ранее разработанной нами методике [3], учитывающей все виды стока с площади ледников и морен, рассчитал норму ледникового стока рек района, составившую 326 млн. м³, или 13 % от общего стока. Можно полагать, что эти цифры достаточно адекватно отражают долю ледникового питания рек в 60-е гг. XX века.

В своей последней книге П.А. Черкасов [19] изложил разработанную им весьма громоздкую методику расчета составляющих баланса массы ледников, в т.ч. абляции снега и льда. Для установления нормы ледникового стока он вполне произвольно выбрал «1976...1977 балансовый год, средний по условиям режима за период наблюдений» (1967...1991 гг.).

Однако в 25-летнем ряде этот год никак нельзя считать средним. Напротив, он был исключительно теплым, занимая второе место по интенсивности таяния после 1974 г. Кроме того, в суммарную абляцию в [19] включено и таяние сезонного снежного покрова на конечных моренах. Поэтому норма ледникового стока, рассчитанная для «среднего» 1977 г., оказалась сильно завышенной, составив 343,8 млн. м³ (стр. 273). Мало того, через три страницы автор, непонятно из каких соображений, увеличил слой стаивания снега и льда до 2 м (со всей площади ледников) и, соответственно, норму ледникового стока до 432 млн. м³. Между прочим, такое сверхвысокое значение удельной абляции на ледниках южнее лежащего Заилийского Алатау за те же 25 лет имело место только один раз – в экстремально теплом 1978 г. [5]. По сути, этот объем, 432 млн. м³, представляет собой не норму ледникового стока, а его абсолютный максимум, приходящийся, кстати, на 1962 г.

Как видим, представленные в работах [10, 16, 17, 19] значения нормы ледникового стока рек Западной Джунгарии колеблются в сравнительно небольших пределах – от 300 до 432 млн. м³. Ещё раз повторим, что эти величины в той или иной степени завышены, т.к. для расчетов у всех авторов взята стокообразующая площадь льда только одного 1956 г.

из [15], т.е. без учета сокращения этой площади за счет дегляциации в последующие десятилетия.

Для определения действительного среднего многолетнего значения ледникового стока по удельной суммарной абляции мы использовали тесную связь последней со средней летней (июнь-август) температурой воздуха на высоте фирновой линии. Формула этой связи получена нами на основе анализа того же 25-летнего (1967...1991) ряда массбалансовых измерений на леднике Шумского (бассейн р. Баскан, северный макросклон Джунгарского Алатау):

$$A = (t_{л} + \Delta t + 10,6)^3,$$

где A – суммарная абляция, мм; $t_{л}$ – средняя летняя температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; Δt – температурный скачок при переходе с морены на ледниковую поверхность, равный минус 1°C .

В качестве базовой взята длиннорядная метеостанция Сарканд, расположенная в долине р. Саркан на высоте 764 м, в 70 км к северо-востоку от основного массива оледенения нашего района. Величина вертикального температурного градиента, согласно специальным проработкам А.Н. Кренке [16] и В.П. Благовещенского [1], принята равной $7,1^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Средняя температура лета на высоте фирновой линии (3460 м), с учетом Δt , равнялась $1,0^{\circ}\text{C}$. Таким образом, среднее годовое значение удельной суммарной абляции, рассчитанное по приведенной формуле, оказалось равным 1570 мм. Средняя за 45 лет (1956...2000) площадь ледников равна 72 км^2 в бассейне Каратала, 100 км^2 – в бассейне Коксу, 172 км^2 – в сумме. Результаты расчетов нормы общего речного и ледникового стока в замыкающих створах обоих бассейнов, с учетом приведенных выше показателей температуры и площади льда, представлены в таблице.

Как следует из данных таблицы, средний многолетний ледниковый сток в обоих бассейнах составляет 267 млн. м^3 и 12,6 % от общего речного стока. Максимум ледникового стока равен $442,7 \text{ млн. м}^3$ в 1962 г., а минимум – 125 млн. м^3 в 1993 г. В период абляции доля ледникового стока в замыкающих створах увеличивается до 25-30 %. За 45 лет в общий речной сток за счет талых ледниковых вод поступило около 12 км^3 воды.

В связи с уменьшением площади ледников и степени оледенения от 7,6 % в пентаде 1956...1960 до 5,0 % в 1996...2000 гг. фиксируется заметное сокращение ледникового стока (рис. 2).

Уравнение тренда имеет следующий вид:

$$W_{\text{л}} = -1,9612t + 312,14,$$

где $W_{\text{л}}$ - ледниковый сток, млн.м³; t - число лет, начиная с 1957 г.

Таблица

Средний многолетний сток бассейнов рек Каратал и Коксу

Река - пункт	Общий сток			Ледниковый сток			$F_{\text{л}} / F$	$W_{\text{л}} / W$
	F	Q	W	$F_{\text{л}}$	$Q_{\text{л}}$	$W_{\text{л}}$		
Каратал – с. Каратальское	1160	30,3	955	72	3,6	112	6,2	11,7
Коксу – свх. Коксу	1590	37,0	1167	100	4,9	155	6,3	13,3
Сумма (среднее)	2750	67,3	2122	172	8,5	267	6,2	12,6

Примечание. F и $F_{\text{л}}$ – общая площадь водосбора и площадь ледников, км²; Q и $Q_{\text{л}}$ – средний годовой расход общего и ледникового стока, м³/с; W и $W_{\text{л}}$ – объем общего и ледникового стока, 10⁶ м³; $F_{\text{л}} / F$ – доля площади ледников в общей площади бассейна, %; $W_{\text{л}} / W$ – доля ледникового стока в общем речном стоке, %.

Средний за 5-летие максимум ледникового стока пришелся на пентаду 1961...1965 – 354,3 млн. м³, а минимум – на пентаду 1986...1990 – 210,0 млн. м³. В последнюю пентаду XX века (1996...2000) в связи с повышенным температурным фоном (известно, что 1998 г. был вообще самым теплым на планете за период инструментальных наблюдений) ледниковый сток увеличился до 264,4 млн. м³.

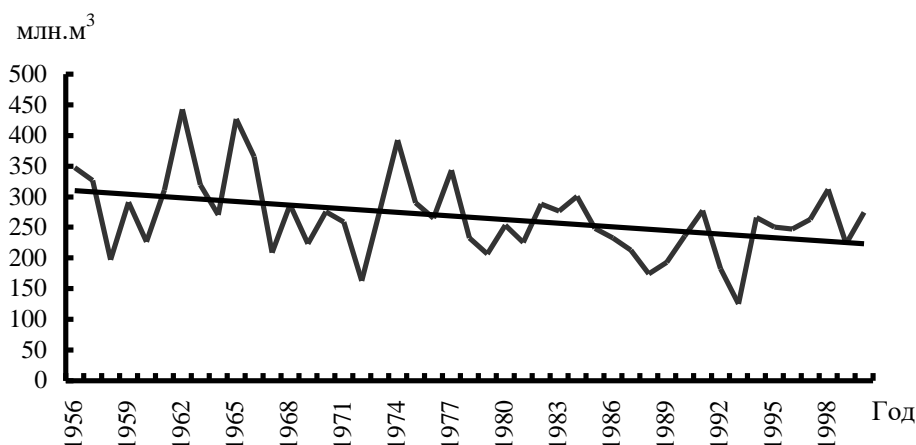


Рис. 2. Годовой ход и тренд ледникового стока за 1956...2000 гг.

Несмотря на то, что Западная Джунгария является наиболее увлажненным районом всей Джунгарской горной системы, слой ледникового стока (1570 мм), как и его модуль ($49,2 \text{ л/с} \times \text{км}^2$), в 2,2 раза превышает слой стока с неледниковой части бассейнов.

Образующийся за счет таяния сезонного снега слой ледникового стока, определенный из разности величины суммарной абляции и «чистого» баланса массы, равен 1205 мм. Таким образом, ледниковый сток на 77 % обусловлен таянием снега на поверхности ледников (205,6 млн. м³) и лишь на 23 % - таянием глетчерного льда (61,4 млн. м³). Эти соотношения ещё раз подтверждают существующие в гляциогидрологии представления о ведущей роли сезонных осадков в формировании ледникового стока в горах юго-восточного Казахстана.

По результатам различных вариантов определений стока в более изученном соседнем Заилийском Алатау [5, 8, 16] можно полагать, что вероятная ошибка приведенных здесь нормированных величин ледникового стока не выходит за пределы 20 %, что вполне достаточно для водобалансовых расчетов и региональных обобщений, а также для прогноза изменений ледникового стока в ближайшие десятилетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благовещенский В.П. Температурный режим высокогорных районов Средней Азии и Казахстана // Ледники, снежный покров и ла-

- вины горных районов Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1983. – С. 53-73.
2. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Динамика современного оледенения бассейна р. Казан, Джунгарский Алатау // Вестник КазГУ. Серия геогр.- 2000.- № 2 (11). – С. 3-9.
 3. Вилесов Е.Н., Соседов И.С. и др. Опыт оценки ледникового стока рек северного склона Заилийского Алатау // Вестник АН КазССР.- 1973.- № 11. – С. 25-31.
 4. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Колебания горных ледников как индикатор изменения климата // Гидрометеорология и экология.- 1997.- № 3. – С. 165-175.
 5. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы, 2001. – 252 с.
 6. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., Хонин Р.В. Методические основы и программа аэрофототопографического мониторинга современного оледенения Казахстана // Вестник КазГУ. Серия геогр.- 1995.- Вып. 2. – С. 169-177.
 7. Вилесов Е.Н., Шибутов М.М., Кочина Т.В. Проявление глобального потепления в условиях северного макросклона Заилийского Алатау // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем.- Алматы, 2000. – С. 170-175.
 8. Гидрологические и водохозяйственные аспекты Или-Балхашской проблемы.- Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 310 с.
 9. Гляциологическая индикация и прогноз состояния и эволюции природной среды (В.М. Котляков, А.Н. Кренке) // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – Т. II. Книга 2.- М.: РАН, 1997. – С. 229-240.
 10. Гринберг С.В. Условия формирования и расчет максимального стока рек северного склона Джунгарского Ала-Тау.- Алма-Ата: Казгосиздат, 1963. – 156 с.
 11. Долгих С.А. О многолетних тенденциях термического режима на территории Республики Казахстан // Гидрометеорология и экология.- 1995. – № 3. – С. 68-75.
 12. Ерасов Н.В. Метод определения объема горных ледников // Материалы гляциологических исследований. – Вып.14.- М., 1968. – С. 307-308.

