

УДК 551.324.86

Доктор геогр. наук Е.Н. Вилесов *
В.И. Морозова *

**ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ БАССЕЙНА РЕКИ ЧЕРНЫЙ ИРТЫШ
(КАРА ЕРТИС) В ГРАНИЦАХ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ ВО
ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ 20 – НАЧАЛЕ 21 ВВ.**

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

Рассматриваются пространственно-временные изменения размеров оледенения китайской части Монгольского Алтая в верховьях р. Черный Иртыш (Қара Ертіс) за 1959...2011 гг. Установлено, что за 52 года площадь оледенения сократилась на 116,88 км² (42 %). Объём ледников уменьшился на 5,7655 км³ (48 %). Среднее значение баланса массы оледенения составило 46 г/см². Безвозвратная потеря массы со всей площади ледников равна 24 м в слое воды. Даже полное исчезновение оледенения к концу 21 в. не скажется, сколько-нибудь заметно, на водности Черного Иртыша, обусловленной количеством осадков в высокогорье бассейна и забором воды по каналу Иртыш – Карамай.

В последние годы политики, общественные деятели и географы нашей Республики обеспокоены решением вопросов использования стока трансграничных рек, в первую очередь, Или и Черного Иртыша (его протяженность до границы Казахстана и КНР – 583 км), истоки которых находятся на территории Китая. В частности, Китай в одностороннем порядке форсирует гидротехнические работы на Черном Иртыше, где построены плотина и отводной канал к нефтяным промыслам и г. Карамай. В виде отклика на эти события в различных научных изданиях появились публикации ведущих специалистов-водников – Р.И. Гальперина, К.К. Дускаева, В.В. Голубцова и др., посвященные характеристике современных и ожидаемых водных ресурсов региона, изменению гидрографов стока и его внутригодового распределения, оценке возможных экологических последствий забора воды из реки по каналу Черный Иртыш – Карамай.

* КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

Одной из составляющих водных ресурсов бассейна Черного Иртыша на территории Китая являются современные ледники, залегающие преимущественно на юго-западных склонах хребта Монгольский Алтай. Цель предлагаемого сообщения – охарактеризовать пространственно-временные изменения ледников региона за последние десятилетия, оценить сокращение запасов сосредоточенной в них воды. Основой для объективного суждения о темпах обусловленной потеплением климата деградации оледенения Монгольского Алтая послужили данные о его состоянии за два «реперных» года – 1959 и 2011. Для первого года использованы материалы Каталога ледников Монгольского Алтая, составленного на основе дешифрирования аэрофотоснимков и изданного на китайском языке [13], а для 2011 г. – космоснимки Landsat с разрешением 15 м, обработанные с помощью ГИС-технологий (программные пакеты MapInfo, ArcGIS и др.) и метода цифрового картографирования. Для 2011 г. составлены новый Каталог ледников и карта оледенения в масштабе 1:25000, анализ которых позволил выявить изменения в количестве ледников, их площади и объеме за 52 года.

Орогидрографическим центром и главным фокусом оледенения региона является массив Таван-Богдо-Ула (Табын-Богдо-Ола), расположенный на стыке границ России, Монголии, Китая и Казахстана, и поднимающийся до высоты 4082 м. К востоку от него отходит среднегорный хребет Сайлюгем, а к западу, вплоть до истоков р. Кара-Кабы (уже на территории Казахстана), – высокий хребет Южный Алтай. На востоке он поднимается значительно выше снеговой линии – до 3900 м. Гребни хребта часто представляют собой выровненные поверхности без выдающихся вершин. Но на самых высоких участках, благодаря интенсивному развитию каров, хребет приобретает типично альпийские формы в виде зубчатых гребней и пиков, увенчанных снегами.

К юго-востоку от массива Таван-Богдо-Ула отходит мощная горная система Монгольского Алтая, по водораздельному гребню которого проходит граница Китая и Монголии. Монгольский Алтай имеет протяженность почти 1200 км, имея ширину от 300 км на северо-западе до 150 км на юго-востоке, где он переходит в безледниковый Гобийский Алтай. На стыке Таван-Богдо-Ула и Монгольского Алтая расположена самая высокая вершина региона – гора Куйтэн-Уул («Холодная») – 4374 м (рис. 1). Ранее, в социалистический период она называлась Найрамдал («Дружба») и символизировало дружбу трёх братских соцстран – СССР, КНР и МНР. В постсоциали-

стической Монголии её высочайшей вершине было возвращено исконное наименование. С целью благозвучности первая буква «Х» монгольского наименования была заменена на «К» – Куйтэн-Уул. Постоянно покрытая льдом вершина Куйтэн-Уул – одна из пяти вершин массива Таван-Богдо-Ула («пять священных вершин»). Вторая по высоте вершина Мунх-Хайрхан (4362 м) находится в центральной части хребта, в истоках реки Булган-Гол, левой составляющей реки Улюнгур. Протяженность хребта, несущего ледники, между этими двумя вершинами около 400 км. К юго-востоку от г. Мунх-Хайрхан ледников практически нет.



Рис. 1 Высшая точка региона – гора Куйтэн-Уул (4374 м).

Монгольский Алтай состоит из ряда параллельных хребтов и отрогов, разделенных грабенообразными долинами. В целом рельеф характеризуется преимущественно мягкими, сглаженными формами. Весьма типичны платообразные гребни с округлыми вершинами. Поверхности остаточного пенепплена приурочены к высотам от 2000 до 2800 м. Альпийский рельеф представлен только в наиболее высоких участках хребта (выше 3500 м), для которых характерны острые гребни вершин, разветвленная сеть трогов основных долин и притоков, цирки в истоках рек, системы каров на склонах, моренные нагромождения у концов ледников.

Северо-восточные предгорья Монгольского Алтая и прилегающие к ним с востока обширные территории пустыни Гоби имеют резко континентальный климат. Зимой здесь господствует мощный Сибирский антициклон, обуславливающий морозную и малоснежную погоду. Летом в результате сильного прогрева поверхности и воздуха устанавливается пониженное

давление, но осадков выпадает также немного. Для западных предгорий, на территории КНР, характерен континентальный климат (степень континентальности, определенная по формуле В. Горчиньского, менее 70 %). По данным метеостанций Акчий (Кабахе), Бурчум и Алтай, средние годовые температуры воздуха составляют здесь 4 °С, средние летние (май – сентябрь) – 18,0...18,5 °С, атмосферные осадки – 120...180 мм/год.

В высокогорье осадков выпадает, по крайней мере, на порядок больше, особенно в северной трети хребта, в районе массива Таван-Богдо-Ула. Существенная часть осадков зимой выпадает в твердом виде. Ледники в верховьях Ак-Кабы и Бурчума основное питание получают именно в холодный сезон года. Во всяком случае, судя по соответствующим картам Атласа снежно-ледовых ресурсов мира [1], максимальные снегозапасы в высокогорье хребта достигают 1000 мм. Здесь летом, на восточноазиатской ветви полярного фронта, периодически проходят циклоны, приносящие обильные осадки – до 30...40 % годовой суммы. Летняя погода циклонического типа, нередко со снегопадами, способствует уменьшению абляции и сохранению ледников.

В распределении климатических элементов в горах проявляются закономерности вертикальной поясности. Летом температура воздуха понижается в среднем на 0,67 °С/100 м. Зимой температурный градиент значительно меньше, и нередко возникают инверсии температуры.

Современные ледники в бассейнах правых притоков р. Черный Иртыш на территории Китая располагаются в пределах 45°47' и 49°10' с.ш. и 85°27' и 91°01' в. д. (рис. 2).



Рис. 2. Оледенение Монгольского Алтая. Космоснимок 22 мая 2011 г.

Крайней с запада рекой с ледниковым питанием является р. Каба, образованная слиянием рек Кара-Каба и Ак-Каба. Бассейн р. Кара-Кабы лежит на территории Казахстана (Курчумский и Катон-Карагайский районы Восточно-Казахстанской области), а верховья р. Ак-Кабы – в Китае. Далее к востоку располагается бассейн р. Бурчум, в долине правой составляющей которой (р. Канас) находятся два больших живописных озера – Канас и Верхний Канас. Именно к истокам р. Канас приурочен главный очаг оледенения региона. Ледники здесь сосредоточены вокруг вершины Куйтэн-Уул. С нее на юго-восток спускается крупнейший в Монгольском Алтае ледник Потанина длиной до 20 км и площадью 56,5 км². Он лежит на территории Монголии и служит истоком р. Цаган-Гол – левого притока р. Кобдо. С западных склонов г. Куйтэн-Уул в долину Канаса стекает второй по величине на хребте и самый крупный в бассейне Черного Иртыша ледник Пржевальского длиной 10,8 км и площадью 30,13 км². Этот ледник назван его первооткрывателем В.В. Сапожниковым [11] в начале XX в. В [13] он фигурирует под названием Канас. Кстати, это единственный в регионе ледник с собственным именем, остальные ледники обозначены номерами. Бассейн р. Бурчум – самый «оледенелый» в бассейне Черного Иртыша.

Еще восточнее лежат истоки собственно Черного Иртыша с мелкодисперсным оледенением. Ледники теряются среди множества малоснежных вершин, в изгибах гребней, среди многочисленных пустых каров. Большинство из них находятся на грани своего существования.

Крайнее восточное положение занимает бассейн р. Кайрты, где верхний гребень хребта с высотами 3300...3500 м имеет весьма извилистую линию главного водораздела, в закоулках которого и скрываются местные ледники.

Наконец, совсем уже на востоке участка хребта, несущего оледенение, в верховьях р. Чингиль, правого истока р. Улюнгур, находится последний очаг оледенения Монгольского Алтая, содержащий 7 ледников площадью 1,22 км². Эти ледники питают р. Улюнгур, впадающую в бессточное озеро того же названия, и к бассейну Черного Иртыша уже не относятся. Поэтому ледники бассейна р. Улюнгур из дальнейшего анализа морфометрии оледенения региона исключены.

По данным первого Каталога [13], в 1959 г. в китайской части Монгольского Алтая насчитывалось 389 ледников с площадью 275,74 км² и объемом 11,91 км³. Однако при проведенном нами позднее более детальном дешифрировании тех же аэрофотоснимков были обнаружены

пропущенные в [13] 14 «новых» ледников общей площадью 0,99 км² и объемом 0,0075 км³. Поэтому было принято, что в 1959 г. здесь имелись 403 ледника с площадью 276,73 км² и объемом 11,92 км³.

Далее рассмотрим изменения основных характеристик ледников региона, выявленные в результате сравнительного анализа материалов Каталогов 1959 и 2011 гг.

Изменение количества ледников произошло за счет их полного стаявания и распада крупных ледников на более мелкие. За 52 года по региону в целом заметно преобладал первый процесс. За это время здесь полностью растаяли 150 ледников общей площадью 21,82 км². Наибольшее число стаявших ледников (97), зафиксировано в самом «оледенелом» бассейне Бурчума. В верховьях Черного Иртыша из 52 ледников растаяли 39, т.е. 75 %. Большинство из 150 растаявших ледников относится к группе склоновых (висячие, каровые, карово-висячие, шлейфовые), имевших площадь порядка 0,1 км². Самым крупным из них является карово-долинный ледник № 6 площадью 0,48 км² в бассейне Ак-Кабы. Все ледники долинного типа остались «живы» и продолжают свое существование.

В рассматриваемом регионе за 52 года 24 ледника распались на 2, 7 ледников – на 3, а самый крупный ледник Пржевальского (Канасский, № 21 по Каталогу) – на 7 отдельных ледников. Всего же в результате распада здесь появились 45 ледников. Только в трех бассейнах – Ак-Кабы, Акульгуна и верховьев Канаса – за счет распада произошло некоторое увеличение численности ледников. В остальных частных бассейнах она сократилась за счет растаявших ледников. В итоге количество ледников в регионе сократилось на 105 единиц, с 403 до 298, или на 26 % от их числа в 1959 г. При этом подавляющее большинство ледников, более 86 %, сосредоточено в бассейне р. Бурчум (табл. 1).

Таблица 1
Изменение численности ледников региона за 1959...2011 гг.

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011 гг.	в %
Каба	37	27	-10	27
Бурчум	314	258	-56	18
Верховья Иртыша	52	13	-39	75
Всего	403	298	-105	26

Изменение площади оледенения. Сопоставление откорректированных данных Каталога 1959 г. с космоснимками 2011 г. показало существенное сокращение площади оледенения региона (имеется в виду чистая площадь ледников, без морен стадии фернау и современных) (табл. 2).

Таблица 2

Изменение площади ледников региона за 1959...2011 гг., км²

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011гг.	в %
Каба	19,58	8,63	-10,95	56
Бурчум	248,44	149,75	-98,69	40
Верховья Иртыша	8,71	1,47	-7,24	83
Всего	276,73	159,85	-116,88	42

Величина сокращения площади ледников в разных бассейнах различная и зависит от характера оледенения. Очевидно, наибольшие потери площади понесло оледенение верховьев Иртыша (на 83 %), где оно носит дисперсный, рассредоточенный характер и в 1959 г. было представлено мелкими ледничками со средней площадью 0,15 км². Оледенение же значительной части бассейна Бурчума – среднее полудисперсное со средней площадью ледников в 1959 г. 0,8 км² [4], оно потеряло лишь 40 % площади льда. В связи с резким сокращением размеров оледенения средняя площадь ледника в регионе уменьшилась на 0,15 км² – с 0,69 до 0,54 км².

В 1959 г. самыми крупными по размерам были три бурчумских ледника в верховьях Канаса:

- 1) ледник Пржевальского (Канасский, № 21) площадью 30,13 км² и длиной 10,8 км;
- 2) № 18 – 12,99 км² и 7,1 км;
- 3) № 24 – 11,12 км² и 6,3 км.

Несмотря на то, что ледник Пржевальского, как сказано выше, распался на 7 отдельных ледников, его основной ствол под № 21 левый все равно остался первым по размерам. В 2011 г. размеры этих трех ледников были следующими:

- 1) ледник Пржевальского (№ 21 лев.) – площадь 11,77 км², длина – 8,4 км;
- 2) № 18 – 9,16 км² и 6,6 км;
- 3) № 24 – 8,42 км² и 5,8 км.

Средняя скорость сокращения площади оледенения за 52 года составила 2,25 км²/год, или по 0,8 %/год. Отметим, что площади ледников в горах Заилийского и Джунгарского Алатау в эти годы уменьшались с такой же скоростью.

Изменение объема ледников и оценка баланса их массы. Сокращение численности и площади ледников, сопровождающееся понижением уровня поверхности льда, естественно, привело к уменьшению их толщины и объема содержащегося в них льда.

Китайские гляциологи в [13] для ледников площадью 0,1...5,0 км² объем льда определяли по средней толщине ледников H , которая рассчитывалась по ее связи с площадью ледника F :

$$H = 34,4 \cdot F^{0,45}. \quad (1)$$

Для ледников площадью 10...15 км² они приняли среднюю толщину льда 100 м, с площадью 15,1...20 км² – 110 м, площадью > 30 км² – 130 м. Рассчитанный таким способом объем ледников региона оказался равным 15,79 км³.

Мы произвели расчет объема ледников по более корректной, на наш взгляд, формуле Мазо-Глазырина [7], учитывающей реологию и уклон ледника:

$$V = 1,63 \cdot F \frac{h_0}{(1 + z/h_0)^{0,774}}, \quad (2)$$

где V – объем ледника, км³; F – площадь ледника, км²; $h_0 = 0,073/L$, L – длина ледника, км; z – разность высот высшей и низшей точек ледника, км. Результаты расчетов по этой формуле приведены в табл. 3.

Таблица 3

Изменение объема ледников региона за 1959...2011 гг., км³

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011гг.	в %
Каба	0,6703	0,3118	-0,3585	53
Бурчум	11,1251	5,8189	-5,3062	48
Верховья Иртыша	0,1259	0,0251	-0,1008	80
Всего	11,9213	6,1558	-5,7655	48

Таким образом, объем льда в 1959 г, рассчитанный по формуле Мазо-Глазырина, равен 11,92 км³, или на 25 % меньше, чем в [13]. В 2011 г. средний объем ледника составил 0,021 км³, а средняя толщина – 38,5 м. Более 9/10 объема льда аккумулировано в ледниках бассейна р. Бурчум. Только в четырех крупнейших ледниках в истоках р. Канас (№№ 18, 21 лев. и прав. и 24) содержится 2,42 км³ льда – около 40 % объема льда региона. По нашим оценкам, максимальной толщиной обладает, очевидно, ледник Пржевальского (№ 21 лев.) – 150 м.

За 52 года относительное уменьшение объема отдельных ледников по частным бассейнам варьируется в довольно широких пределах – от 10 до 100 % (в случаях полного стаивания), составляя по ледниковой системе в целом 48 %. Средняя скорость сокращения объема льда составила 0,111 км³/год, что соответствует скорости относительного сокращения объема льда – 0,92 %/год.

Исходя из изложенных выше результатов изменения основных гляциологических показателей, можно оценить величину и знак баланса массы, как отдельных ледников, так и ледниковой системы в целом за период между измерениями в «реперные» годы по формуле:

$$B = \frac{(V_2 - V_1) \cdot \rho}{TF} \cdot 10^5, \quad (3),$$

где B – баланс массы ледника, г/см²·год; $(V_2 - V_1)$ – изменение объема ледника за расчетный интервал времени, км³; T – расчетный интервал времени, число лет; F – средняя площадь оледенения за расчетный интервал времени, км²; ρ – плотность льда, принятая равной 0,9 г/см³.

Рассчитанный по формуле (3) средний годовой удельный баланс массы ледниковой системы китайской части Монгольского Алтая за 1959...2011 гг. оказался существенно отрицательным и равным -46 г/см². Иными словами, за 52 года со всей своей площади ледники потеряли 24 м в слое воды.

При допущении о том, что дегляциация рассматриваемого региона происходит по линейному закону, как это имеет место в Заилийском и Джунгарском Алатау [2, 3], то динамика оледенения Монгольского Алтая за 52 года может быть представлена линией тренда, показанной на рис. 3.

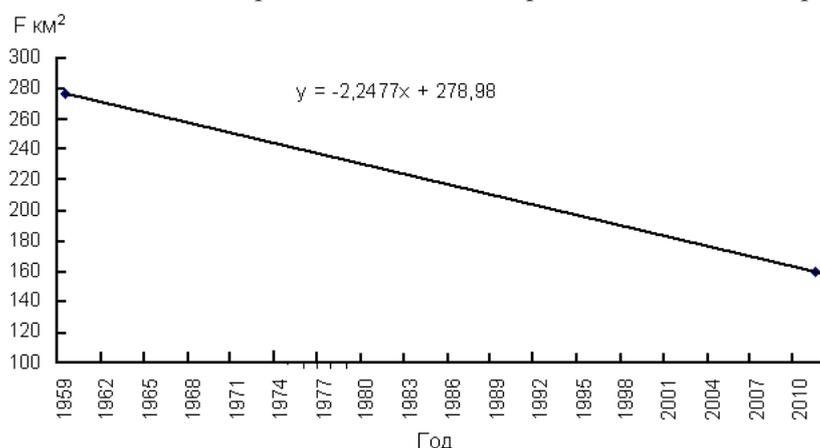


Рис. 3. Динамика сокращения площади оледенения Монгольского Алтая за 1959...2011 гг.

Таким образом, тенденция дегляциации Монгольского Алтая, проявившаяся еще с середины 19 в. и установленная В.В. Сапожниковым в начале 20 в.[11], устойчиво сохраняется. В настоящее время это четко отражается в уменьшении числа, площади, толщины и объема ледников, отрицательном балансе их массы, формировании свежего конечно-

моренного комплекса, представленного невысокими (1...1,5 м) валами. Ряд ледников из карово-долинных перешел в каровые и присклоновые. Отступление ледников шло со скоростью 8...12 м/год. Эти особенности дегляциации Монгольского Алтая отмечены и в работах [8-10, 15].

В 2011 г. 40 %, т.е. 120 из еще сохранившихся 298 ледников, имеет такие малые размеры ($< 0,1 \text{ км}^2$), что дальнейшая их деградация в ближайшие десятилетия приведет к полному их стайванию. Согласно уравнению линии тренда (в поле рис. 3), ледники здесь могут исчезнуть к 2085 г., кроме 3...4-х наиболее крупных долинных ледников. По модельным расчетам авторов работы [14], при потеплении на $0,05 \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$ к концу 21 в. в китайской части Монгольского Алтая останется лишь 3 % от площади льда 1959 г.

Оценка величины ледникового стока и его роли в питании реки. Для оценки величины суммарной абляции A и ледникового стока мы использовали «глобальную» формулу Кренке-Ходакова [6]:

$$A = (t_{\text{л}} + 9,5)^3, \quad (4)$$

в которой $t_{\text{л}}$ – средняя летняя (июнь – август) температура воздуха на высоте границы питания ледников (3100 м).

В качестве базовой взята М Катон-Карагай, расположенная на высоте 1081 м в 60...70 км от ледников. Средняя многолетняя температура воздуха за летний период на этой станции равна $15,8 \text{ }^\circ\text{C}$. С учетом температурного градиента в $0,67 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ и температурного скачка (при переходе с неледниковой поверхности на ледниковую) в $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ на границе питания ледников она понижается до $1,3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Рассчитанная по формуле (4) величина удельной суммарной абляции на ледниках региона равна 1260 мм. Отсюда средняя годовая величина ледникового стока в регионе за последние два десятилетия, при средней площади льда в 200 км^2 , составила 250 млн. м^3 при годовом расходе $8 \text{ м}^3/\text{с}$.

По расчетам В.В. Голубцова и М.М. Азнабакиевой [5], средний годовой расход Черного Иртыша (в створе гидропоста с. Буран) за 1996...2005 гг. оказался равным $278 \text{ м}^3/\text{с}$. Значит, доля ледникового питания в общем стоке реки составляет менее 3 %.

Следовательно, даже при сохранении в будущем современных тенденций потепления климата, нет оснований опасаться значительного сокращения стока Черного Иртыша вследствие деградации оледенения, так как режим и колебания стока этой реки обусловлены количеством осадков в высокогорье бассейна и изъятием части стока в канал Иртыш – Карамай.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: РАН, 1997. – 392 с.
2. Вилесов Е.Н., Морозова В.И., Северский И.В. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее, будущее. – Алматы: КазНУ, 2013. – 244 с.
3. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в 20 веке. – Алматы: Казак университеті, 2001. – 252 с.
4. Вилесов Е.Н., Хасанова З.Я. Современное оледенение китайской части бассейна реки Черный Иртыш // Вестник КазНУ. Серия геогр. – 2002. – № 1 (14). – С. 10-17.
5. Голубцов В.В., Азнабакиева М.М. О сокращении стока р. Черный Иртыш – с. Буран в связи с водопотреблением в КНР // Гидрометеорология и экология. – 2012. – № 2. – С. 88-92.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. – Л.: Гидрометеоздат. – 1982. – 288 с.
7. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Труды САРНИГМИ. – 1986. – № 117 (198). – С. 88-98.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в 20 в. // География и природопользование Сибири. – 2002. – Вып. 5. – С. 3-20.
9. Нарожный Ю.К., Отгонбаяр Д. Режим и динамика ледников Монгольского Алтая // Климатология и гляциология Сибири: Международная научно-практ. конф., Томск, 16-20 октября 2012 г. – Томск, 2012. С. 173-174.
10. Отгонбаяр Д. Водно-ледниковые ресурсы бессточных районов Западной Монголии: современная оценка и тенденции изменения: Автореф. дис. ... канд.геогр. наук – Барнаул, 2012, 24 с.
11. Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. – Томск: 1911. – 416 с.
12. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. – М.: Географгиз, 1949. – 376 с.
13. Glacier Inventory of China. 2 . Altay Mountains. Ed. Lin Chaohai et al. – Lanzhou Institute of Glaciology and Gryopedology, Academica Sinica, 1982. – 87 p. (на китайском языке).
14. Kotlyakov V.M., Xie Zi-chu, Wang Shu-hong, Wang Xin, Khromova T.Y., Nosenko G.A. Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future // Лед и Снег. – 2012. – № 3 (119). – С. 17-24.

