

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЯ ГОДОВЫХ СУММ ОСАДКОВ В ГОРНОМ АЛТАЕ ПО ГЛЯЦИОКЛИМАТИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ

В.В. Севастьянов, Л.Н. Шантыкова

Томский государственный университет

В работе рассмотрены характеристики поля увлажнения в высокогорных районах юга Сибири. Косвенными признаками увлажнения выбраны высоты нижней границы хionoсферы и границы питания ледников. Построены непрерывные поля высоты нижней границы хionoсферы и годовых сумм осадков на этом уровне над Горным Алтаем. Выделена ведущая роль осадков в изменении высоты нижней границы хionoсферы по сравнению с температурным фактором.

Общезвестно, что в горных районах очень ограничено количество метеорологической информации. Поэтому особое значение при исследовании климатов горных стран могут иметь высотные ландшафтно-климатические границы. На необходимость широкого использования показателей таких границ для оценки климатических условий неоднократно указывал М.В. Тронов [9, 11]. В первую очередь это относится к высоте снеговой границы и границе леса.

Граница леса представляет ландшафтно-климатическую границу, располагающуюся ниже границы вечных снегов. Хотя в гляцио-климатических исследованиях ранее на нее не было обращено особого внимания, тем не менее, можно сделать важные выводы.

Граница леса – это температурная граница, соответствующая в Центральном Алтае июльской изотерме около 9,5°C. Большая или меньшая степень увлажненности склонов сказывается лишь в том, что кедр или лиственница представлены на границе леса.

Имеет место закономерное и постепенное изменение вертикального расстояния между снеговой линией и границей леса вдоль линии Катунского хребта. На западе хребта граница леса находится на высоте 2000 м, снеговая граница – 2400 м, на востоке – 2400 и 3400 м, соответственно. Из сравнительного анализа вытекают заключения: во-первых, о том, что на крайних западных и северных форпостах Алтая, где ледников нет, возможная высота снеговой границы составляет 2300 м; во-вторых, о том, что главной причиной повышения снеговой линии при приближении к Монголии является не повышение летних температур, а уменьшение количества осадков [11].

Таким образом, зная высотное расположение одной ландшафтно-климатической границы, можно оценить расположение другой.

Практически результаты наблюдений за указанными природными границами используются мало при изучении горных климатов. Это связано с тем, что ландшафтные наблюдения имеют обычно узкую научную направленность и ограничены по территории.

Гляциологические наблюдения за высотой снеговой границей трудны и сложны, а вследствие этого не могут быть регулярными. При этом остаются невыполненными естественные для климатологии требования о множественности и сопоставимости данных наблюдений. В этом заключается главная причина отказа климатологов от их использования. В результате

обедняется представление о климате горных стран и ослабляется климатологическая база, необходимая для комплексного изучения и освоения территории. Вопросы эти требуют пристального научного внимания.

Особый интерес при изучении режима осадков в горных районах вызывает использование информации о высоте снеговой границы. Вопросы определения снеговой границы, границы питания на ледниках, фирновой линии и их разновидностей достаточно подробно освещены в обзорных работах [2, 6, 12].

Объединяющим все эти показатели может служить понятие хionoсферы [1]. Можно воспользоваться определением понятия хionoсферы по В.М. Котлякову [2, с. 137]: «Хionoсфера является частью тропосферы, в пределах которой при благоприятном рельефе возможно зарождение и существование ледников». М.В. Тронов [12] предложил считать основным (климатическим) нижним граничным уровнем хionoсферы высоту климатической снеговой границы. Она определяется по многолетним наблюдениям на ледниках, может относиться или к определенному пункту или же осредняться для значительной территории.

О необходимости исследования хionoсферы с помощью аэрологических данных неоднократно указывалось в литературе [2, 6, 10]. Опыт проведения аэрологических исследований в горноледниковом бассейне Актру, а также использование данных сетевых аэрологических станций подтвердили необходимость специальных исследований хionoсферы. При этом гляциоклиматические данные вполне могут быть использованы в горной климатологии.

С методологической точки зрения надо считать правильным и целесообразным использование понятия хionoсферы и климатических значений на этом природном уровне, как в теоретических разработках современного и древнего оледенения, так и в практических целях для достижения наибольшей эффективности при изучении климата горных стран.

Наиболее информативной для суждения о климате и стоке является граница питания ледников, одна из производных от хionoсферы, требующая самого пристального изучения.

В настоящей работе мы не будем останавливаться на множественности определений и терминологий, относящихся к уровню хionoсферы и ее производных. Эти вопросы подробно изложены во многих работах по гляциологии [1, 12]. Остановимся лишь на опреде-

лениях, необходимых для гляциоклиматических расчетов используемых в данной работе.

Высота границы питания ледника – уровень, на котором аккумуляция снега равна абляции. С границами питания на леднике связаны снеговая и фирновая границы. В отдельные годы эти границы могут существенно отличаться друг от друга по высоте, но в среднем многолетнем они различаются не очень сильно – в пределах нескольких десятков метров. В настоящей работе мы будем опираться на данные о положении границы питания ледников, которые могут определяться как в результате непосредственных наблюдений на ледниках, так и дистанционно в том числе и с помощью аэрокосмических съемок.

Гляциологические границы (границы питания ледников) реально отражают взаимодействие всех составляющих водно-ледового и теплового балансов ледников. Развитие гляциологической науки с использованием гляциогидроклиматических показателей привело к качественному скачку в развитии методов расчета количества осадков в высокогорной зоне разных горных стран. Наиболее обобщенно и подробно этот вопрос освещен в работе А.Н. Кренке [5].

Поскольку сеть метеорологических станций в горноледниковых районах очень редка, а измерение осадков, особенно твердых проводятся до сих пор со слишком большими погрешностями, то целесообразно использовать гляциологические показатели. Они заложены в самих ледниках и их, по существу, можно назвать «природными метеорологическими станциями», распределенными в ледниковой зоне в сотни и тысячи раз плотнее, чем пункты инструментальных наблюдений.

Как указывал М.В. Тронов [9], сложность использования таких «природных станций» связана с интегральным характером их показаний, отражающих влияние большого числа факторов. Однако число таких факторов для ледников меньше, чем для большинства других географических показателей климата, что облегчает задачу разделения факторов путем совместного анализа гляциологической и традиционной гидрометеорологической информации.

Для использования высоты границы питания ледников в гляциоклиматических расчетах необходимо было решить, по крайней мере, четыре проблемы [5].

1. Каким способом определять высоту границы питания на ледниках для данного года и в среднем за многолетний период, как сопоставлять неоднородные данные о ней, каким периодам осреднения соответствуют косвенные методы?

2. Какой ряд наблюдений за высотой границы питания достаточен для определения ее многолетнего среднего положения – климатической нормы, иначе, какова погрешность такого определения по одному году или ограниченному числу лет наблюдений?

3. Как заполнять пропуски в рядах наблюдений за высотой границы питания и как продлевать такие ряды?

4. Как разделить фоновую пространственную изменчивость высоты границы питания, отражающую макро- и мезоклиматические условия, от локальной изменчивости, отражающей микроклиматические или точнее ороклиматические условия в данном ледниковом бассейне?

На эти проблемы неоднократно обращал внимание М.В. Тронов [11], говоривший, что только с их решением высота границы питания станет таким же климатическим параметром, каким является температура воздуха или продолжительность залегания снежного покрова, и который смогут использовать в расчетах гидрометеорологи.

Высота границы питания использовалась рядом авторов как хороший предиктор в гляциологических, гидрологических и климатических расчетах, особенно информативной оказалась температура воздуха на высоте границы питания ледников.

Впервые средние летние температуры на высоте снеговой линии на ледниках в Альпах опубликованы в 1888 г. в работе [18]. Там же сделан вывод о важном вкладе условий абляции в высотное положение ледников, справедливо считая температуру воздуха на высоте снеговой линии отражением зимних осадков, на таяние которых на этой линии должно затрачиваться тепло.

Х. Альман [17] по данным наблюдений на ледниках в Альпах и Норвегии принял летние температуры на пределе оледенения за показатели твердых осадков. Их значения он пытался определить, построив связь между температурой лета на высоте предела оледенения со слоем стока горных рек.

А.Н. Кренке [5] нашел целесообразным заменить расчет осадков на пределе оледенения расчетом аккумуляции на границе питания ледников. Граница питания непосредственно наблюдается в природе. На этом высотном уровне равенство абляции и аккумуляции является не гипотезой, а строгим определением. Кроме того, знание величины аккумуляции представляет независимую ценность для всех гляциологических расчетов.

По данным о средних летних температурах на высоте границы питания А.Н. Кренке и В.Г. Ходаковым [3] была выведена связь с величинами таяния в разных ледниковых районах. Уравнение связи имеет вид:

$$A = 1,33 \cdot (T_{\text{л}} + 9,66)^{2,85}, \quad (1)$$

где A – суммарная абляция на поверхности ледника, мм;

$T_{\text{л}}$ – средняя летняя температура воздуха, °С.

Большая значимость связи абляции с температурой по сравнению с её связями с другими метеорологическими элементами объясняется тем, что она является интегральным показателем интенсивности всех составляющих прихода тепла к леднику. Более того, со значениями температуры связана и продолжительность абляционного периода.

На высоте границы питания ледников величина абляции равна аккумуляции ледников.

Преимуществом расчета аккумуляции на высоте границы питания является реализации его для больших территорий. Этот метод расчета по границе питания позволяет получить сразу многолетние значения аккумуляции при использовании данных, как косвенных расчетов, так и дистанционных данных о высоте фирновой линии.

Для построения поля осадков на высоте границы питания на ледниках были выбраны сведения о высоте границы питания в различных ледниковых районах Алтае-Саянской горной области (Каталоги ледников, 1969–1980). Примем этот уровень за нижнюю границу хионосферы (таблица).

Высота границы питания осреднена по группам ледников. Отдельно выделены западные и восточные части горных хребтов, если они расположены в широтном направлении. Выделены северные и южные районы для хребтов, расположенных в меридиональном направлении. Отдельно выделены высоты границы питания на наветренных и подветренных склонах. Таким образом, получены осредненные или генерализованные значения высот границ питания для отдельных частей горных хребтов или ледниковых систем. Такой подход позволяет сгладить микро- и мезоклиматические различия, возникающие в результате сложного взаимодействия рельефа, ветрового режима, способствующего перераспределению осадков.

Поля высоты границы питания на ледниках являются нижней поверхностью хионосферы, в понимании М.В. Тронова [12]. Этого положения будем придерживаться и мы.

Представляет интерес пространственное распределение нижнего уровня хионосферы в пределах Горного Алтая.

Представление о непрерывности нижней границы хионосферы в пределах отдельно взятой горной страны позволяет оценивать фоновые (возможные) годовые суммы осадков при положительной энергии оледенения. Пространственные характеристики нижней границы хионосферы отражают воздействие самых важных природных факторов:

- а) направления переноса влагонесущих воздушных потоков, связанных с особенностями циркуляции атмосферы;
- б) распределения составляющих теплового баланса;
- в) изменения влагосодержания в атмосфере;
- г) влияния рельефа.

Изменение высоты нижней границы хионосферы должно происходить, более плавно чем, например, граница питания на ледниках. Различия в высоте границы питания на разных ледниках объясняются разной величиной аккумуляции твердых осадков на склонах разной экспозиции в зависимости от степени концентрации снега. Концентрация снега, в свою очередь, определяется особенностями ветрового режима и особенностями орографических условий. Все эти показатели на большей части ледников не изучались.

Средняя высота нижней границы хионосферы в пределах Горного Алтая в летнее время изменяется от 2300 м на западных хребтах Алтая до 3300 м на юго-востоке.

Пространственное распределение средней высоты нижней границы хионосферы над Горным Алтаем зададим в виде плоскости (уравнения тренда), так как его размеры не слишком велики для построения моделей более высокого порядка. Уравнение поверхности нижней границы хионосферы (2) определено методом наименьших квадратов, что позволило дополнительно провести ее сглаживание.

$$H = 2690 + 137 \cdot x - 262 \cdot y, \quad (2)$$

где H – высота нижней границы хионосферы в начале координат, м;

x – координаты вдоль оси абсцисс (вдоль параллели), сотни километров;

y – координаты вдоль оси ординат (вдоль меридиана), сотни километров.

Коэффициент при X является горизонтальным градиентом наклона высоты нижней границы хионосферы с запада на восток. Коэффициент при Y – ее горизонтальный градиент в направлении с юга на север. Таким образом, было вычислено, что высота нижней границы хионосферы в пределах Горного Алтая повышается на восток на 1,4 м/км и на 2,6 м/км на юг. Общий градиент составляет около 3 м/км. Высота нижней границы хионосферы растет в направлении с северо-запада на юго-восток. Величина горизонтального градиента 3 м/км характерна для внутриконтинентальных районов. Примерно такая же его величина определена для горных районов Средней Азии. На Кавказе, на востоке Камчатки горизонтальный градиент высоты нижней границы хионосферы достигает 12 м/км, что объясняется сильным влиянием орографических барьеров и близостью морей [5].

Для определения величины аккумуляции на высоте границы питания выделенных групп ледников необходимо определить средние летние температуры воздуха на этом уровне. Средние летние температуры определяются по данным за июнь, июль, август. Расчет температуры проводился по аэроклиматическим данным. Методика расчета температуры в условиях свободной атмосферы описана в работах [7, 8]. Для расчета температуры воздуха на высоте границы питания нужны сведения о поле температуры за летние месяцы на высотах 1500, 3000 и 5000 м, а также средняя высота границы питания и координаты ледниковой системы, для которой проводится расчет. Верхние части ледников по их влиянию на термический режим приближаются к вершинам и водоразделам, то есть различия минимальны. Величина скачка температуры составляет для долинных ледников средних размеров 1,6°C. Не следует путать его со скачком температуры, возникающим при переходе с каменистой поверхности на лед. Величины средней летней тем-

Таблица

Аккумуляция твердых осадков (мм) и годовые суммы осадков (мм) на высоте границы питания ледниковых систем.
Алтай-Саянская горная область

Горный хребет	Высота границы питания, м	T _л , °C	Аккумуляция, мм	Сумма осадков, мм
Холзун	2300	5,9	3320	2910
Листвяга	2300	5,8	3260	2850
Сумультинский	2300	6,4	3020	2650
Катунский:				1490
запад, северный склон	2600	3,9	2240	
центр, северный склон	2700	3,3	1970	
бассейн р. Кочурлы	2850	2,2	1530	
бассейн р. Аккема	3000	1,1	1160	
запад, южный склон	2600	4,0	2290	
южный склон г. Белухи	2750	2,9	1800	
восточная часть	3100	0,4	960	
Южно-Чуйский				700
запад, северный склон	3100	0,3	930	
центр, северный склон	3200	-0,4	760	
восток, северный склон	3300	-1,1	610	
запад, южный склон	3100	0,3	930	
восток, южный склон	3200	-0,4	760	
Северо-Чуйский:				890
запад, северный склон	3000	1,0	1130	
восток, бассейн р. Актуру	3100	0,2	900	
Южный Алтай:				1440
северный склон	2850	2,5	1640	
запад, южный склон	2700	3,6	2100	
восток, южный склон	2900	2,1	1500	
Табын-Богдо-Ола	3150	0,2	900	790
Чихачева	3250	-0,9	650	570
Шапшальский:				1020
северная часть	2800	1,6	1320	
южная часть	3000	0,6	1010	
Монгун-Тайга	3200	-0,6	710	622
Пик топографов	3000	-0,3	780	683
Мунку-Сардык	3300	-2,1	420	370

пературы на ледниках на высоте границы питания приведены в таблице.

Важную проблему представляет оценка твердых осадков по величине аккумуляции на ледниках. Величина аккумуляции на ледниках в вогнутых формах рельефа включает выпавший снег; снег, перенесенный метелями, лавинами. В.Г. Ходаков ввел понятие коэффициента концентрации, равного отношению величины аккумуляции к сумме твердых осадков [13].

На основании анализа многочисленных полевых данных на различных ледниках принято оценивать коэффициент концентрации для долинных ледников величиной 1,4; на каровых он равен 1,5–1,6; на всячих – 1,2–1,3; на ледниках плоских вершин – 1,0 и даже менее [4]. Нами выбран коэффициент концентрации равный 1,4, поскольку суммы осадков и аккумуляция рассчитываются для ледниковых систем, включающих большое число долинных ледников, наилучшим образом отражающих взаимные связи клима-

та и оледенения. Поделив величину аккумуляции на высоте границы питания отдельных частей ледниковых систем на коэффициент концентрации, получаем количество твердых осадков.

Средние величины твердых осадков для горных хребтов (см. таблицу) являются фоновыми. Такое осреднение, как было отмечено ранее, необходимо для уменьшения влияния фактора перераспределения твердых осадков.

Количество жидких осадков на высоте границы питания ледников обычно очень мало, так как и в летнее время на больших высотах часто выпадают твердые осадки. Их доля в общей сумме осадков определяется по данным метеорологических станций и экспедиционных наблюдений.

Приведем кратко некоторые сведения о режиме осадков на экспедиционной станции Учитель (3050 м) в горноледниковом бассейне Актуру, расположенной вблизи снеговой линии. Сумма твердых осадков за

июль и август составляет 50% от их общей суммы. С учетом летних снегопадов сумма твердых осадков за год на уровне снеговой границы составляет в Горном Алтае около 80%.

Близкое к этому показателю отмечается количество твердых осадков на высоте снеговой границы в горах Средней Азии, на Кавказе, в Альпах. Выпадение всех осадков в твердом виде в центральной части Горного Алтая можно ожидать на высотах 3800–4000 м при постоянных отрицательных температурах.

Вопрос о летних снегопадах имеет для Алтая и Саян очень большое значение, и неоднократно обсуждался в литературе [1, 2, 9]. Летние снегопады оказывают двойное влияние на ледники: во-первых, как источник питания ледников; во-вторых, как фактор, резко уменьшающий абляцию ледников. На основе литературных данных можно сделать вывод, что средняя интенсивность таяния свежего летнего снега, по крайней мере, в два раза меньше интенсивности таяния старого снега. В целом за период абляции летние снегопады сокращают величину абляции на больших высотах более чем вдвое.

С учетом доли жидких осадков на высоте границы питания (около 20%) подсчитаны годовые суммы осадков для отдельных горных хребтов и ледниковых систем (см. таблицу). Эти суммы осадков следует считать фоновыми на уровне нижней границы хionoсферы.

Для оценки точности расчетов сумм осадков и величины аккумуляции можно сослаться на работу А.Н. Кренке [5]. Погрешности расчетов величин аккумуляции на высоте границы питания по сравнению со снегомерными съемками на ледниках разных горных стран, в том числе и на Алтае, в среднем не превышают 13–15%. Учитывая, что расчет температуры воздуха на высоте границы питания по аэроклиматическим данным точнее, чем по данным наземных станций, можно предположить, что полученные суммы осадков рассчитаны с более высокой точностью.

По осредненным годовым суммам осадков на высоте нижней границы хionoсферы построено поле осадков над Горным Алтаем в виде уравнения тренда (3):

$$K_{\text{хiono}} = 1797 - 358 \cdot x + 657 \cdot y, \quad (3)$$

где $K_{\text{хiono}}$ – годовая сумма осадков на уровне хionoсферы, мм.

Остальные условные обозначения те же, что и в формуле (1).

Горизонтальный градиент осадков вдоль параллели составляет 358 мм/100 км, вдоль меридиана – 657 мм/100 км. Суммы осадков убывают с запада на восток и с севера на юг, причем на юг почти в два раза быстрее. Общий градиент годовых сумм осадков равен 748 мм/100 км.

Поле осадков и поле высоты хionoсферы на Алтае имеют противоположное расположение. Там, где уровень хionoсферы минимальный, наблюдается максимум

годовых сумм осадков. Этот факт подчеркивает ведущую роль осадков в определении высоты нижней границы хionoсферы, хотя определенную роль играет и поле температуры, но роль его существенно меньше.

Следует отметить несогласованность поля осадков с распределением влагосодержания в нижней тропосфере. Напомним, что влагосодержание в тропосфере увеличивается к югу в связи с общим повышением температуры. В теплый период влагосодержание увеличивается на восток. Таким образом, можно сделать вывод, что режим осадков связан, прежде всего, с орографическими факторами и связанными с ними вертикальными движениями воздушных масс. Изменение влагосодержания в атмосфере носит второстепенный характер.

Годовые суммы осадков на уровне хionoсферы отражают крупномасштабное влияние орографии, взаимного расположения и взаимодействия высоких хребтов.

Особо следует остановиться на количестве осадков и аккумуляции на ледниках Кузнецкого Алатау. Низкое положение границы питания на высоте 1300 м, при средних летних температурах выше 10°C обеспечивается аккумуляцией 7240 мм твердых осадков. Это – очень большая величина и фоновым количеством осадков в условиях Сибири она не может быть обеспечена, даже при увеличенных коэффициентах концентрации снега. Речь может идти только о многократной концентрации твердых осадков. Подобные условия существования оледенения на предельно низких уровнях известны на Полярном Урале [13]. Эти особенности связываются с сильными ветрами, способными вызывать исключительно мощный метелевый перенос снега и его концентрацию на подветренных участках склонов. В еще большей степени этот эффект проявляется в условиях Кузнецкого Алатау.

При анализе ветрового режима на высокогорных станциях Кузнецкого Алатау и северной части Западного Саяна было выявлено, что средние месячные скорости ветра на станциях Ненастная, Голец Подлунный превышают скорости ветра в свободной атмосфере. Такое явление можно найти на некоторых перевальных станциях на Кавказе и в некоторых других районах. Причину такого явления можно только предположить. На стыке горных систем Кузнецкого Алатау и отрогов Алтая и Западного Саяна происходит конвергенция воздушных потоков с заметным усилением ветра. Это постоянно действующий климатический фактор, особенно проявляющийся в холодный период года, то есть в период снегонакопления. По данным П.С. Шпиня [14, 15, 16] в районе сосредоточения ледников в Кузнецком Алатау наблюдаются очень сильные метели, которые на наветренных склонах почти полностью сдирают снег. Перенесенный снег откладывается в кары на подветренном склоне. При этом действует дополнительно фактор смкости. Для надежной оценки коэффициента концентрации на

ледниках Кузнецкого Алатау нужны специальные наблюдения, но представляется, что лишь особенно высокие скорости ветра, могут обеспечить аномально большую степень концентрации снега.

В заключение отметим, что использование аэроклиматической информации совместно с гляциокли-

матическими показателями позволяет построить непрерывное поле годовых сумм осадков над высокогорными районами. Эти суммы осадков можно считать фоновыми на высоте границы питания для ледниковых районов.

Литература

1. Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1963. 551 с.
2. Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.
3. Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Мат-лы гляциол. исслед.: Хроника. Обсуждения. 1966. Вып. 12. С. 153–164.
4. Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н. Использование высоты границы питания на ледниках в гидрометеорологических расчетах // Мат-лы гляциол. исслед.: Хроника. Обсуждения. 1978. Вып. 34. С. 167–178.
5. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
6. Ревякин В.С. Атмосферная база гляциосферы Земли // Мат-лы научной конфер: «Проблемы гляциологии Алтая». Томск, 1974. Вып. 2. С. 21–46.
7. Севастьянов В.В. Оценка температурных условий в нивально-гляциальной зоне Алтая численными методами // Гляциология Сибири. Томск, 1993. Вып. 4 (19). С. 170–181.
8. Севастьянов В.В. Изучение тепловых ресурсов горных территорий с использованием аэроклиматической информации (на примере Горного Алтая) // География и природные ресурсы. Новосибирск, 1994. № 4. С. 139–143.
9. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966.
10. Тронов М.В. Проблемы гляциоклиматологии // Гляциология Алтая. Томск, 1978. Вып. 13. С. 5–24.
11. Тронов М.В. О гляциоклиматических показателях // Гляциология Алтая. Томск, 1970. Вып. 6. С. 8–18.
12. Тронов М.В., Лупина Н.Х. Основы учения о снеговой границе и хionoсфере. Л.: Наука, 1977. 168 с.
13. Ходаков В.Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала // Исследование ледников и ледниковых районов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 2. С. 41–49.
14. Шпинь П.С. К вопросу об особенностях современного оледенения Кузнецкого Алатау // Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. Новокузнецк, 1970. Вып. 3. С. 118–123.
15. Шпинь П.С. Термический режим теплого периода в высотной-гляциальной зоне Кузнецкого Алатау // Гляциология Алтая. Томск, 1978. Вып. 13. С. 44–58.
16. Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау // Гляциология Алтая. Томск, 1981. Вып. 15. С. 27–37.
17. Ahlmann H.W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. London. 1948. 83 p.
18. Hess H. Die Gletscher. Braunschweig: Verlag von F. Vieweg U. S., 1904. 426 p.