

**ГЕОГРАФИЯ
И
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ
СИБИРИ**

Выпуск 7

Министерство образования и науки Российской Федерации
Алтайский государственный университет

**ГЕОГРАФИЯ
И
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ СИБИРИ**

Выпуск седьмой

**Под редакцией профессора
Г. Я. Барышникова**

ИЗДАТЕЛЬСТВО  АЛТАЙСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
Барнаул – 2004

О.В. Останин, Н.Н. Михайлов, С.М. Архипов*
Алтайский государственный университет, г. Барнаул

**Институт географии РАН, г. Москва*

**ИЗМЕНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ ЮЖНОГО
И ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ С КОНЦА XIX в.
И ТЕНДЕНЦИИ ИХ РАЗВИТИЯ В XXI в.***

Наиболее крупными областями оледенения на Алтае, как известно, являются его центральная и южная части. Центральнo-Алтайская область объединяет ледниковые комплексы Катунского, Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов (рис. 1), группирующиеся вокруг наиболее высоких вершин и массивов (г. Белуха – 4506 м; массив Биш-Иирду – 4177 м и г. Иикту – 3936 м над у.м.). Южно-Алтайская область оледенения представлена ледниками хребта Южный Алтай (Алахинский центр оледенения) и самым крупным центром оледенения Алтая – горным массивом Табын-Богдо-Ола (г. Найрамдал – 4374 м над у.м.). Наряду с крупными областями на Алтае существуют и очаги малого оледенения на хребтах Сайлюгем, Чихачева, Шапшальском, Сумультинском и др.

Оледенение Центрального Алтая исследовано достаточно подробно, особенно в последнее время (Агатова А.Р. и др., 2002; Арфьев В.Е., Мухаметов Р.М., 1996; Нарожный Ю.К., Адаменко М.Ф., 2000; Нарожный Ю.К., Никитин С.А., 2003; Нарожный Ю.К., Окишев П.А., 1999; и др.). Ледники Южного Алтая также хорошо известны и часто упоминаются в различных работах (Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001; Михайлов Н.Н., 1998; Михайлов Н.Н., Останин О.В., 2001; Нарожный Ю.К., Адаменко М.Ф., 2000; и др.). Однако наблюдения за их динамикой более эпизодичны.

* Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования РФ (проект А03-2.13-534), программы «Университеты России» (проект ур.08.01.002) и ФЦП «Интеграция» (проект № С0051).

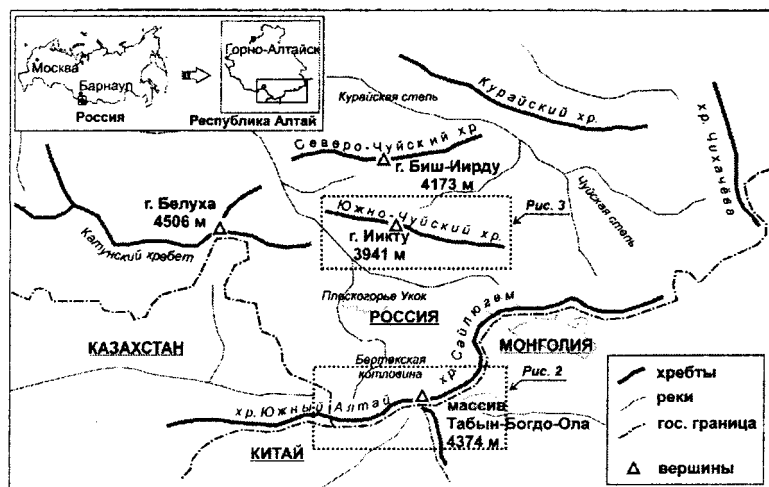


Рис. 1. Орографическая схема Центрального и Южного Алтая

Например, последний раз исследования на ледниках хр. Южный Алтай проводились в середине 80-х гг. прошлого столетия, а на Монгольских ледниках (Потанина и Козлова) – в начале 1990-х гг. Современные сведения о ледниках Южного Алтая (Нарожный Ю.К., Никитин С.А., 2003) получены по результатам дешифрирования космических снимков 1998 г., что значительно отличает их результаты от работ других исследователей. Эта разница, очевидно, связана как с относительно быстрыми изменениями параметров оледенения, так и с точностью их измерения или оценки. Неясно в этом случае, как учитывались части ледников, перекрытые мореной или снегом.

Все эти нерешенные проблемы и предопределили программу и содержание экспедиционных исследований географов Алтайского государственного университета в 1998–2003 гг. В ходе проведенных экспедиций нами были обследованы ледники Южного и Монгольского Алтая и также отдельные ледники Центрального Алтая. С помощью теодолита, альпинистского альтиметра и геодезической рулетки были качественно определены морфологические и количественно морфометрические характеристики этих ледников и приледниковых образований, создана система реперов у их краев (табл.), позволяющая в дальнейшем оценить направление и контролировать скорости перемещения и границы ледниковых потоков.

Основные сведения о реперах, установленных перед ледниками
Южного, Монгольского и Центрального Алтая

Название ледника	Год установки реперов	Отличительные черты реперов	Маркировка на реперах
Большой Бухтарминский (№ 101 по Вилесову Е.Н., 1969)	2000	Плоский валун серого гранита в 43,5 м от края ледника	43,5 м, АГУ, 2000
Укокский (№272 по Вилесову Е.Н., Ревякину В.С., 1972)	2000	Валун светло-серого гранита в 145 м от края	АГУ, 2000, Н.М. 145 м
	2000	Валун светло-серого гранита на правой боковой морене в 125 м от края ледника	АГУ, 125 м
Алахинский (№270 по Вилесову Е.Н., Ревякину В.С., 1972)	1998	Валун светло-серого гранита в 135 м от края ледника первого потока	АГУ, 1998, 135 м
	2000	Валун светло-серого гранита в 34 м от края ледника первого потока, азимут 180°	2000 г., АГУ, аз. 180°, 34 м, Н.М.
	2001	Валун светло-серого гранита в 68,7 м от края ледника левого потока, азимут 220°	Аз. 220°, АГУ, 68,7 м, 2001
Русский Канас (№268 по Вилесову Е.Н., Ревякину В.С., 1972)	2001	Валун серого гранита (6x4x3 м) с туром из камней в 113 м от края ледника, азимут 240°	Аз. 240°, 2001, 113 м, Н.М.
Потанина (№32 по Агаатовой А.Р. и др., 2002)	2001	Валун серого гнейса (1,5x1,5x1,2 м) в 630 м, азимут 300° (напротив края ледника Потанина)	Аз. 300°, 2001, 630 м, АГУ
Козлова (№50 по Агаатовой А.Р. и др., 2002)	2001	Валун серого гранито-гнейса в 81,5 м от края ледника, азимут 310°	АГУ, аз. 310°, 2001.07, 81,5 м
Б. Талдуринский (№93 по Каталог..., 1974)	2003	Валун светло-серого гранита в 165 м, азимут 195°	АГУ, аз. 195°, 165 м, 2003 г.
	2003	Валун светло-серого в 90 м, азимут 171°	АГУ, 2003, аз. 171°, 90 м
Софийский (№76 по Каталог..., 1974)	2003	Валун светло-серого гранита перед ледником, 0 м	АГУ, 2003, 0 м

С конца XIX – начала XX вв. крупные ледники Алтая распались на более простые и от них отсоединились притоки. Например, ледник Козлова (№50 по: Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001), согласно работам Ю.К. Нарожного и М.Ф. Адаменко (2000), братьев Б. и М. Троновых (1924) и М.В. Тронова (1949), в XIX в. объединял не менее шести ледниковых потоков, а в 1909 г. нижний правый приток уже существовал как самостоятельный ледник. На топографических картах, составленных по аэрофотосъемке 70-х гг. прошлого столетия, мы видим, что еще один приток отсоединился от основного ледника. В 2000 г. нами было отмечено отчленение еще двух притоков от основного потока: ледник Русский Канас (№268 по: Каталог..., 1977) – в 1998 г. отмечено отсоединение верхнего левого притока; Алахинский ледник (№270 по: Каталог..., 1977) – в конце 1950-х гг. (Каталог..., 1977). Л.Н. Ивановский (1961) сделал описание и зарисовки ледника, судя по которым, правый и левый потоки ледника были единым образованием. А в 1964 г. (Каталог..., 1977; Окишев П.А., Ревякин В.С., 1966) было отмечено существование двух потоков, разделенных массивом срединной мореной забронированного льда; ледник Китайский Канас (№5A255D19 по *Glaciers...*, 1982), по сравнению с началом XX в. (подробное описание этого ледника дано у В.В. Сапожникова (1949)), претерпел значительные изменения, но полного отделения одного потока от другого, согласно нашим наблюдениям, в 2001 г., еще не наблюдалось (рис. 2); Б. Талдуринский (№93 по: Каталог..., 1974). Исследования в 2003 г. показали, что крайний левый поток находится на грани отсоединения, он касается мощной стеной своего языкового льда, перекрытого сверху моренным материалом основного потока.

В итоге «сформировалось» около десяти «новых» ледников. Основной причиной было общее понижение поверхности ледников, а в области абляции – интенсивное таяние, не компенсируемое приходом вещества из области питания, и, соответственно, сокращения размеров языков (Каталог..., 1969). По мере деградации оледенения наблюдается и трансформация морфологии ледников. Например, Б. Бухтарминский ледник (№101 по: Каталог..., 1969) из сложно долинного ледника, каковым он был в конце XIX в. (Тронов М.В., 1949), по нашим данным, перешел в категорию долинных; Алахинский ледник – мы считаем, что это ледник долинного типа, хотя в работах (Каталог..., 1977; Окишев П.А., Ревякин В.С., 1966) его классифицируют как котловинный; ледник Козлова – в начале XIX в. (Са-

пожников В.В., 1949) это сложно-долинный, а сейчас его относят к числу долинных (Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001).

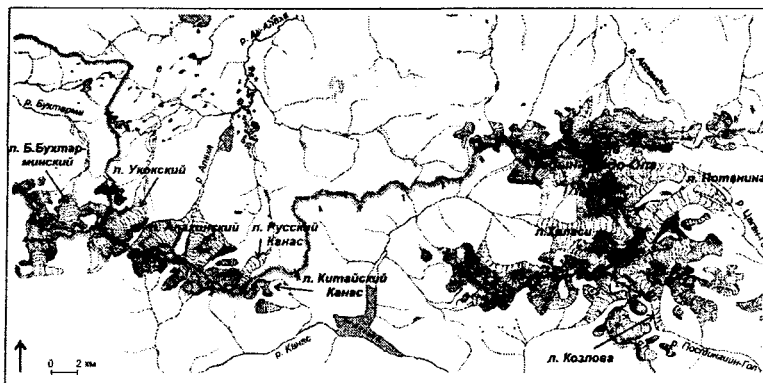


Рис. 2. Оледенение Южного Алтая

Во время полевых работ нами были зафиксированы состояния и выявлены изменения фронтов ледников с помощью новых реперов (см. табл.) и реперов предшественников. Однако часть последних реперов не найдена, что говорит о безвозвратной их утрате: репера 50-х и 60-х гг. прошлого столетия (Окишев П.А., Ревякин В.С., 1966) перед Алахинским ледником обнаружить не удалось. В долине ледника Козлова не удалось обнаружить репер «1909. 23. VII. Эксп. В.В.С.», о котором говорится в (Сапожников В.В., 1949) и др. При этом состояние фронтов большинства ледников наглядно «задокументировано» в фотоматериалах предшественников, что является важным источником при изучении динамики оледенения.

Детальный анализ литературы, опубликованных фотоматериалов в (Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М., 1996; Каталог..., 1969; Каталог..., 1977; Сапожников В.В., 1949; Тронов Б. и М., 1924; Тронов М.В., 1949) и наших полевых данных позволил нам определить средние скорости деградации ледников: для Б. Бухтарминского, по некоторым косвенным признакам, отступление составило 25–27 м/год; Укокский ледник с 1994 по 2000 г. отступал со скоростью 17,5 м/год; Алахинский ледник по данным Р.М. Мухаметова (1988) и П.А. Окишева, В.С. Ревякина (1966) до 1916 г. отступал по 4 м/год, в период с 1916 по 1950 г. – по 51 м/год, с 1956 по 1964 г. –

по 16 м/год. По нашим расчетам, на основе найденных реперов: 1984–1994 гг. – 13,5 м/год; 1994–1998 гг. – 13,75 м/год и на основе инструментальных исследований в период 1998–2000 гг. – 20 м/год.

Ледник Русский Канас, по нашим инструментальным данным, сокращался со скоростью 12 м/год, а в 2000–2002 гг. – 10 м/год; Потанина – по нашим расчетам, 43 м/год (левый поток) и 15 м/год (поток Александры); Козлова – по приблизительным подсчетам около 10 м/год; ледник Софийский (№76 по Каталог..., 1974), согласно работе А.Р. Агатовой (2002), средняя скорость отступления за последние сто лет – 18 м/год.

Нами были также получены материалы по отступанию фронтов ледников относительно современной конечной морены (максимума Малого ледникового периода). Например, современный конечный моренный комплекс Укокского ледника (№272 по: Каталог..., 1977) фиксируется в 1100 м от окончания современного ледника; Алахинский ледник – в 2350 м; Русский Канас – в 1400 м; Козлова – в 1000 м; Потанина – в 1987 г., по данным Б. и М. Троновых (1924) и М.В. Тронова (1949), язык ледника правый поток находился в 1970 м, а левый – в 2200 м.

При отступании фронтов ледников повышаются и абсолютные высоты их концов, являющиеся важнейшей характеристикой состояния и региональных особенностей оледенения. Язык Большого Бухтарминского ледника, по данным (Каталог..., 1969), на 1969 г. располагался на высоте 2520 м над у.м., а по нашим данным, в 2000 г. – на высоте 2680 м над у.м. Укокский ледник – в 1916 г. на высоте 2500 м (Тронов Б. и М., 1924; Тронов М.В., 1949), в 1977 г. – 2610 м (Каталог..., 1977), по нашим данным, на 2000 г. – 2650 м. Красная часть Алахинского ледника в 1914 г. по (Тронов Б. и М., 1924) была зафиксирована на высоте 2400 м над у.м., в 1957–1958 гг. – 2450 м (Ивановский Л.Н., 1961), в 1984 г. – 2550 м (Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М., 1996), а в 2000–2001 гг., по нашим данным, – на высоте 2570 м. Конец ледника Русский Канас в 1905 г. (Сапожников В.В., 1949) располагался на высоте 2356 м над у.м., в 1977 г. – 2400 м (Каталог..., 1977), по нашим данным, в 1998 г. – 2460 и в 2001 г. – 2470 м над у.м. Ледник Потанина зафиксирован в 2001 г. на высоте 2920 м (левая часть) и 2890 м над у.м. (поток Александры). Ледник Козлова в 2001 г. – на высоте 2630 м над у.м. Ледник Большой Талдуринский в 2003 г. – на высоте 2480 м над у.м. Язык ледника Софийский по данным, опубликованным в (Агатова А.Р. и др.,

2002), в 1898 г. располагался на высоте 2510 м, в 2000 г., по их же данным, – на высоте 2484,5 м над у.м.

Возможность использовать этот параметр крайне сложно, так как относительные изменения высот концов большинства ледников за 10–30 лет не превышают первых десятков метров, что сопоставимо с точностью измерения абсолютных высот.

Полевые наблюдения позволили выявить и некоторые особенности оледенения данного района. Например, под фронтальным моренным материалом Уюкского ледника сохраняется погребенный лед, не потерявший связи с основным ледниковым потоком. При описании языка этого ледника М.Б. Тронов (1924, 1949) обращал внимание на уточнение конца языка. Аналогичная картина наблюдалась и в 2000 г. Язык ледника заканчивался тонким слоем льда (1–3 м).

Важной особенностью ледника также является залегание его языка на достаточно мощной толще рыхлых пород, что подтверждает, во-первых, слабость процессов ледниковой экзарации, во-вторых, устойчивую тенденцию отступления этого ледника. Еще одна его особенность, в отличие от исследованных ледников западной части хребта Южного Алтая ледник Канас и некоторые потоки ледника №253 (Каталог..., 1977) не имеют мощной современной конечной морены. Морена, отражающая максимальное продвижение ледников в период последней стадийальной подвижки, представлена невысоким – 2–3 м – валом (!).

В последние годы начинает активно развиваться на Алтае керновое бурение ряда ледников. Так, в 2000 г. российско-японская исследовательская экспедиция проводила бурение ледника Софийский (автор С.М. Архипов принимал непосредственное участие в этой работе) (рис. 3) с целью изучения зональности льдообразования и ее пространственной вариации, а также загрязнений природной среды, вызванных деятельностью человека. Первые результаты этих работ опубликованы (Fujii Y. etc., 2002; Kameda T. etc, 2004). Как выяснилось, ледники Алтая – не самый «благоприятный» объект для подобного рода исследований. Интенсивное таяние на поверхности приводит к инфильтрации воды в снежно-фирново-ледяную толщу до глубины нескольких метров и даже десятков метров (Fujii Y. etc., 2002), гомогенизации разрезов и «смазыванию» сезонных вариаций изотопно-химического состава, что затрудняет годичное стратифицирование и датирование керна.

При изучении динамики современного оледенения Алтая особое внимание уделялось выделению ледниковых комплексов. Многие ледники являются частью крупных ледниковых комплексов, разделение которых на самостоятельные достаточно субъективно и в основном определяется исторически сложившейся практикой присвоения имен собственных наиболее крупным фрагментам ледниковых комплексов. И наоборот, многие крупные ледники фактически представляют собой сложные ледниковые комплексы. При этом сам факт существования ледниковых комплексов, не говоря уже об их морфологии и других характеристиках, никак не отражен в наиболее часто используемой для ледников Алтая морфологической классификации, принятой в Каталоге ледников СССР (Каталог..., 1969; Каталог..., 1974; Каталог..., 1977).

Районирование ледников по речным бассейнам, вполне оправданное и даже необходимое для оценки «ресурсов поверхностных вод СССР» как основной цели составления, применительно к решению многих собственно гляциологических задач отнюдь не оптимально.

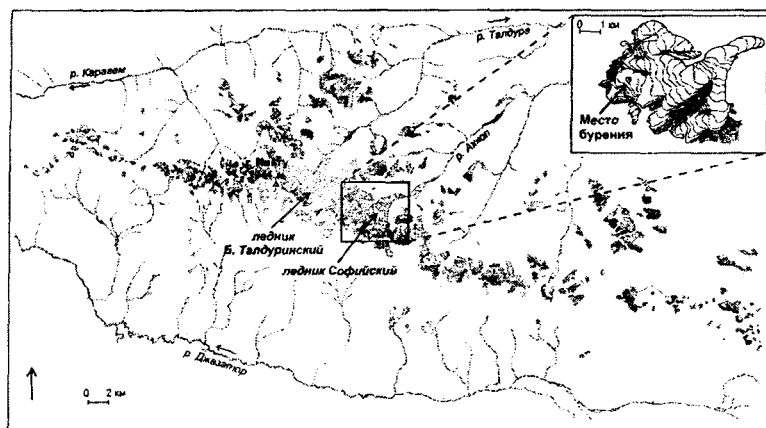


Рис. 3. Оледенение Южно-Чуйского хребта

При исследовании современного оледенения представляется целесообразным провести анализ параметров крупных узлов оледенения как единых ледниковых комплексов. Именно распад по-

следних может оказаться одним из ключевых показателей нового этапа современной деградации оледенения.

Одной из важных задач изучения современного оледенения Алтая и его динамики является координация действий различных групп и отдельных исследователей в изучении ледников, включающего все части Алтайских гор (на территории России, Монголии, Китая и Казахстана) в рамках одной или нескольких программ.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. С конца XIX в. сохраняется устойчивая тенденция деградации ледников, что выражено в изменении плановых очертаний краевых частей ледников, в сторону сокращения, уменьшения площадей, понижения их поверхности и тем самым сокращения мощности, формирования новых конечно-моренных комплексов с серией малых валов, образования залежей погребенных глетчерных льдов с последующим их разрушением.

Языки всех ледников значительно отступили в глубь долин, а некоторые стали достигать участков, ранее бывших областями питания. Абсолютные отметки расположения нижних частей языков ледников поднялись на 100–120 м по сравнению с их положением в середине XIX в. Некоторые ледники разделились на более простые: котловинные превратились в карово-долинные, карово-долинные – в каровые, а каровые ледники деградировали практически до полного исчезновения.

По длине ледники Южного и Монгольского Алтая сократились почти на 1500–2500 м. Скорость отступления фронтов крупных ледников Южного Алтая в конце XX – начале XXI вв. в среднем составляла 15–20 м/год. Наибольшим изменениям подверглись краевые части ледников. В областях питания этот процесс проявлялся в меньшей степени, хотя и здесь отдельные участки стали освобождаться от многолетних снегов. Наибольшее понижение поверхности ледников за это время наблюдается в нижней части области абляции, достигая величины 50–70 м, о чем свидетельствуют уровни боковых морен. Постепенно стайвание поверхности ледников к границе питания уменьшается, но и здесь эта величина достигает 5–10 м.

Сохранение существующей тенденции деградации современного оледенения в ближайшие 10–20 лет приведет к дальнейшему сокращению ледников и ледниковых комплексов Алтая и к их распаду на более простые морфологические типы. Например, этот

процесс сейчас активно наблюдается на таких ледниках Южного Алтая, как Алахинский, Канасские, на ледниках массива Табын-Богдо-Ола.

Литература

Агатова А.Р., Ван Хьюл, Мистрюков А.А. Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – XX век // Геоморфология. М., 2002. №2. С. 92–104.

Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М. На ледниках Алтая и Саян. Барнаул, 1996. 176 с.

Вилесов Е.Н. Современное оледенение Казахстанского Алтая. Гляциологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1969. Вып. 8. С. 17–27.

Вилесов Е.Н., Ревякин В.С. Ледники Казахстанской части Алтая // Гляциология Алтая. Томск, 1972. Вып. 7. С. 210–222.

Галахов В.П., Редькин А.Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири. Барнаул, 2001. Вып. 4. С. 153–175.

Ивановский Л.Н. Изучение морен ледников Алтая в период Международного геофизического года // Исследование ледников и ледниковых районов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 1. С. 185–194.

Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 3: Бассейн р. Курчум, Бухтарма, Ульба, Уба. Л.: ГИМИЗ, 1969. 47 с.

Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5: Бассейн р. Аргут. Л.: ГИМИЗ, 1977. 47 с.

Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 6: Бассейн р. Чуи. Л.: ГИМИЗ, 1974. 52 с.

Михайлов Н.Н. Геоморфологическое строение юга плоскогорья Укок (Горный Алтай) // Изв. РГО/ Т. 130. 1998. Вып. 3. С. 65–72.

Михайлов Н.Н. Еще раз о позднеплейстоценовом оледенении Юго-Восточного Алтая и его дегляциации // Известия АГУ. 2000. №3(17). С. 43–55.

Михайлов Н.Н., Останин О.В. Изменение ледников Южного Алтая в XX веке // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных районов. Томск: Изд-во ТГУ, 2001. С. 20–21.

Мухаметов Р.М. Колебание ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 1988. 21 с.

Нарожный Ю.К., Адаменко М.Ф. Динамика ледников и климата в горах Южной Сибири. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4: Природно-климатические изменения. Томск: Раско, 2000. С. 164–199.

Нарожный Ю.К., Галахов В.П., Редькин А.Г., Суразаков А.Б. Оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола и его режим // Изв. РГО. Т. 131. Вып. 3. 1999. С. 57–60.

Нарожный Ю.К., Никитин С.А. Современное оледенение Алтая на рубеже XXI века // МГИ. 2003. Вып. 95. С. 93–101.

Нарожный Ю.К., Окишев П.А. Динамика ледников Алтая в регрессивную фазу малого ледникового периода // МГИ. 1999. Вып. 87. С. 119–123.

Окишев П.А., Ревякин В.С. Алахинский ледник и особенности его сокращения // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 273–274.

Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Изд-во геогр. лит., 1949. 579 с.

Тронов Б. и М. Исследования в Южном Алтае – краткие сообщения о поездках на Алтай в 1912, 1913, 1915 и 1916 гг. // Известия ТГУ. Томск, 1924. Т. 24. 210 с.

Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Изд-во геогр. лит., 1949. 375 с.

Fujii Y., Kameda T., Nishio F., Suzuki K., Kohno M., Nakazawa F., Uetake J., Savatyugin L.M., Arkhipov S.M., Ponomarev I.A., Mikhailov N.N. Outline of Japan-Russia joint glaciological research on Sofiyskiy Glacier, Russian Altai Mountains in 2000 and 2001. Tokyo, 2002, Bulletin of Glaciological Research. №19. P. 53–58.

Glaciers inventory of China. II. Altay mountains. Lanzhou: Acad. sinica, 1982. 62 p.

Kameda T., Fujii Y., Suzuki K., Kohno M., Nakazawa F., Uetake J., Savatyugin L.M., Arkhipov S.M., Ponomarev I.A., Mikhailov N.N. Stratigraphy and ice grains of a 25,3 m ice core from Sofiyskiy Glacier, Russian Altai Mountains in 2001. Tokyo, 2004, Bulletin of Glaciological Research, №21. P. 65–69.