



**ГЕОГРАФИЯ И  
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ  
СИБИРИ**

Министерство образования Российской Федерации  
Алтайский государственный университет

2002 Международный год гор ООН



**ГЕОГРАФИЯ  
И  
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ СИБИРИ**

**Выпуск пятый**

*Под редакцией профессора  
Г.Я. Барышникова*

ИЗДАТЕЛЬСТВО  АЛТАЙСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА

Барнаул – 2002

**Н.Н. Михайлов, О.В. Останин**

*Алтайский государственный университет, г. Барнаул*

## **ЛЕДНИКИ ЮЖНОГО И МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ В XX в.**

Хребет Южный Алтай входит в компактную систему хребтов Юго-Западного Алтая, представляющих собой юго-западный сегмент Алтайского свода. От Рудного и частично Горного Алтая с севера Юго-Западный Алтай ограничен четкой широкой серией вытянутых котловин: Нарымской, Катонской, Урыльской, долиной Верхней Бухтармы и Алахинской частью Бертекской котловины.

Хребет Южный Алтай – один из главных в ледниковом Алтае. Он начинается на западе от долины р. Кара-Кабы, отделяющей его от Курчумского хребта. На востоке он доходит до горного ледникового массива Табын-Богдо-Ула, являющегося центром внутриазиатского водораздела.

От горного массива Табын-Богдо-Ула на юг и юго-восток тянется горная цепь Монгольского Алтая. На самом севере этого хребта, в районе стыка с горным массивом Табын-Богдо-Ула располагаются крупнейшие ледники Алтая – Потанина, Гране, Козлова – на территории Монголии; Пржевальского (Халаси) – на территории Китая.

Относительно роли и места горного массива Табын-Богдо-Ула есть несколько точек зрения. Некоторые исследователи считают его самостоятельной орографической единицей (Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001), другие – частью хребта Южный Алтай. Есть исследователи, которые относят его к северной части Монгольского Алтая. Но одно несомненно – то, что он является одной из самых высоких частей Алтайского свода, где сосредоточены самые крупные долинные и сложно-долинные ледники Алтае-Саянской горной области. Мы не будем вдаваться в подробное рассмотрение характеристик оледенения этого участка, так как на уровне маршрутных экспедиционных работ и с использованием аэровизуальных и картографических материалов они рассмотрены в работах многих исследователей (Тронов М.В., 1897; Резниченко В.В., 1914; Тронов Б.В., Тронов М.В., 1916; Сапожников В.В., 1949; Тронов М.В., 1949; Каталог ледников, 1969; 1977; Ревякин В.С., Мухаметов Р.М., 1993; Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001 и др.).

Современные ледники района дают начало рекам бассейнов Аргута (бассейн Катунь–Обь), Бухтармы (бассейн Иртыша), Канаса (бассейн Черного Иртыша) и Кобдо (бассейн оз. Хара-Ус-Нур). В рамках научной программы «Интеграция» нами изучались изменения ледников бассейна Аргута, р. Кобдо и некоторых ледников верховьев рек Бухтармы и Канаса.

Общая площадь ледников на северных склонах хребтов 77,88 км<sup>2</sup>, что составляет около 23% от площади всего оледенения бассейна Аргута, крупнейшего притока Катуня (Каталог ледников, 1977). В восточной части хребта Южный Алтай (на территории России) располагается 17 ледников общей площадью 40,1 км<sup>2</sup>. Наиболее крупными ледниками в хребте Южный Алтай являются Алахинский (19,2 км<sup>2</sup>), Укокский (7,1 км<sup>2</sup>) и Канасский (7,1 км<sup>2</sup>).

Общая площадь оледенения всего горного массива Табын-Богдо-Ула в 1987 г. (Ревякин В.С., Мухаметов Р.М., 1993) составила 222,3 км<sup>2</sup>. На территории Российской Федерации в массиве находится 5 ледников общей площадью 32,6 км<sup>2</sup>. Наиболее крупными ледниками являются Аргамджи-2 (№253), ледники №252, №254 (нумерация приводится по «Каталогу»).

Наиболее крупные современные ледники Алтая сосредоточены именно в северной части хребта Монгольский Алтай, представленной сложной системой горного узла Табын-Богдо-Ула. На северных склонах преобладают ледники куполовидного типа, языки большинства из которых едва достигают 3000 м (Каталог ледников, 1977). По нашим данным, языки ледников, расположенных западнее (Аргамджи-1 и Аргамджи-2), лежат на высотах 2850–2960 м.

На западных и восточных склонах преобладают долинные и сложно-долинные ледники, которые имеют самые большие размеры. В верховьях р. Халаси (Канас) располагается сложно-долинный ледник Халаси (Пржевальского), имеющий площадь около 30 км<sup>2</sup> и длину около 10 км (Тронов В.Д., 1897). Это самый крупный ледник Монгольского Алтая на территории Китая. На восточных склонах в верховьях рек Цаган-Гол и Цаган-Ус располагается целый ряд крупных ледников: сложно-долинный ледник Потанина (по Велисову Е.Н., 1969 – №32) площадью около 38 км<sup>2</sup> и длиной около 11,5 км, сложно-долинный ледник Гране (№30) площадью около 13,4 км<sup>2</sup>, длина 6,8 км, ледники №29 и №28, Козлова (№50) площадью около 20 км<sup>2</sup>, длина 7,8 км. Кроме того, имеется множество более

мелких ледников, которые располагаются в карах и на поверхности плоских вершин. По очень приблизительным подсчетам В.П. Галахова и А.Г. Редькина (2001) площадь современного оледенения в бассейнах рек Цаган-Гол и Цаган-Ус составляет 80,96 и 53 км<sup>2</sup>, соответственно. Непосредственные наблюдения на некоторых ледниках района показывают, что данные В.П. Галахова и А.Г. Редькина, полученные камеральным путем, не всегда являются верными. Так, высоты языков ледников, измеренные на местности, не совпадают с данными, полученными этими авторами. Язык ледника Потанина располагается на высоте 2920 м (в работе – 2860 м), Козлова – 2630 м (в работе – 2500 м), ледник Козлова (правый) – 2820 м (в работе – №49 имеет высоту 2740 м).

Таким образом, современное оледенение северной части Монгольского Алтая (горного узла Табын-Богдо-Ула с учетом небольших ледников в бассейнах Цаган-Гола и Цаган-Уса) занимает площадь около 134 км<sup>2</sup> (Галахов В.П., Редькин А.Г., 2001).

Рассмотрим подробнее материалы исследований.

*Бухтарминские ледники.* Ледники в истоке Бухтармы являются наиболее крупными в казахстанской части хребта Южный Алтай. Большой Бухтарминский ледник занимает центральную часть многокамерного цирка в истоках этой реки. Из сложного долинного ледника, каковым он был в конце XIX в., он переходит в категорию долинных ледников, хотя продолжает сохранять связь с ледниковым потоком, соединяющим его с Укокским ледником. Широкий, спокойным ледяным потоком он стекает с северного склона хребта Южный Алтай (на территории Республики Казахстан). Имеет слабо развитую срединную морену, которая в рельефе самого ледника почти не выделяется. Вал конечной морены выражен хорошо. Левая боковая морена сохранилась фрагментарно, правая развита лучше. Длина ледника 5,3 км, общая площадь – 8,1 км<sup>2</sup>, высота языка ледника – 2520 м, высота фирновой линии – 2900 м (Вилесов Е.Н., 1969; Каталог ледников, 1969; Вилесов Е.Н., Ревякин В.С., 1972).

Во время исследований на Б. Бухтарминском леднике в 2000 г. в 43,5 м от языка ледника была установлена метка на плоском валуне серого гранита.

43,5 м АГУ 2000

Язык ледника в этот период находился на высоте 2680 м. Он лишь слегка перетекает через ригельную ступень, однако трещин не образуется. Правая часть языка покрыта моренным материалом. Установить скорости отступления ледника пока не представляется возможным. Однако по некоторым косвенным признакам средняя скорость деградации языка Б. Бухтарминского ледника, вероятно, составляет 25–27 м/год.

Ледник М. Бухтарминский – долинный. Он сократил свои размеры в результате отделения от него потока, выдвигавшегося из западного кара. Общая площадь его менее 2 км<sup>2</sup> (в Каталоге..., 1977 – 2,9 км<sup>2</sup>). Данных по отступлению этого ледника нет.

*Укокский ледник.* Располагается в самом западном цирке российской части хребта Южный Алтай, на границе с Казахстаном. Это ледник долинного типа, имеющий общую северную экспозицию. Длина всего ледника около 4 км. Поверхность ледника чистая, площадь – около 7 км<sup>2</sup>. Язык находится на высоте 2650 м, а в 1916 г. он находился на высоте 2500 м (Тронов М.В., 1949). Наибольшая высота обрамления в цирке ледника достигает 3600 м. Высота фирновой линии около 3000 м.

Укокский ледник по-прежнему обладает достаточно широким фирновым полем, которое переходит в узкий язык, окаймленный моренами. Левая морена состоит из темного сланца и менее мощная, чем правая. Правая сложена светло-серым гранитом и начинается от гранитного гребня – отрога главного хребта (отметка 3213 м). Правая морена имеет относительную высоту до 30 м. Под моренным материалом сохраняется погребенный лед, не потерявший связи с основным ледниковым потоком. При описании языка ледника М.В.Тронов обращал внимание на утончение конца языка. Аналогичная картина наблюдалась и в 2000 г. Язык ледника заканчивается тонким слоем льда (1–3 м). Важной особенностью ледника является залегание его языка на достаточно мощной толще рыхлых пород, что подтверждает, во-первых, слабость процессов ледниковой экзарации (Селиверстов Ю.П., 2001), во-вторых, тенденцию отступления этого ледника. В процессе деградации языка ледника продолжает наблюдаться процесс накопления рыхлого материала из внутренних его частей.

В 145 м от языка ледника установлен репер-метка на валуне светло-серого гранита.

АГУ, 2000, Н.М. 145 м

В 1994 г. этот валун находился в 40 м от языка ледника. Таким образом, за шесть лет ледник сократился на 105 м со средней скоростью 17,5 м/год. На правой боковой морене установлен второй репер: «АГУ, 125 м».

Река Укок начинается на высоте 2650 м с одноименного ледника и является наиболее протяженной из всех трех истоков Ак-Алахи. По нашим наблюдениям (Михайлов Н.Н., 2000), у Укокского ледника современный конечно-моренный комплекс фиксируется на высоте 2500–2510 м. Он представляет собой мощную незадернованную систему моренных валов, образующих язык моренно-делювиального материала на протяжении 1100 м от языка. Морена состоит из серии осцилляционных валов крупновалунно-глыбистого серого гранита, который отчетливо выделяется в верхней части долины и разительно отличается от более древних отложений.

Наиболее молодой осцилляционный вал отмечен в 250 м от языка ледника и имеет достаточно внушительные размеры (до 30 м относительной высоты). Его подножье расположено на высоте 2590 м. Ниже, в 600 м от ледника, на высоте 2560 м также отчетливо, как и предыдущая, выделяется морена высотой до 15–20 м. Четкая морена фиксируется на правом берегу р. Укок, а ее левая составляющая оказывается перекрыта моренным выбросом от небольшого ледника, располагавшегося в каре на склоне восточной экспозиции.

*Алахинский ледник.* Располагается к востоку от ледника Укок и является истоком реки Алаха. Это один из самых крупных ледников Русского Алтая. Его площадь составляет около 18 км<sup>2</sup> (Каталог..., 1977 – 19,2 км<sup>2</sup>). Описание ледника достаточно подробно приведено во многих работах (Тронов М.В., 1949; Ивановский Л.Н., 1961; Окишев П.А., Ревакин В.С., 1966). Однако по сравнению с плановыми очертаниями ледника того времени сейчас ледник достаточно сильно изменился.

Два потока Алахинского ледника сливаются на высоте около 3000 м. Ширина потока в этом месте составляет около 3,5 км, а затем резко сокращается до 1–1,5 км в выводном канале – узкой долине р. Алаха. Наибольшая высота обрамления в цирке ледника достигает 3650 м. Высота фирновой линии около 3000–3050 м.

Это ледник долинного типа, хотя в работах П.А. Окишева и В.С. Ревякина, 1966, Каталог..., 1977 его классифицируют как котловинный. Однако ледник продолжает сохранять свой язык, но он постепенно теряет свою мощность. Длина наибольшего, западного, потока около 5,8 км. Вся поверхность ледника чистая, лишенная поверхностной морены (кроме срединной морены). Язык ледника располагается в настоящее время на высоте 2590 м. Во время посещения ледника М.В. Троновым (1949) язык ледника располагался на высоте 2400 м, недалеко (122 м) от крупного валуна в нижней части самой молодой стадияльной морены. От ледника этого времени сохранился лишь узкий конечно-моренный комплекс, сложенный светло-серыми гранитами, вложенными в более мощную современную морену. Последняя чаще всего относится к середине XIX в.

Л.Н. Ивановский в 1957–1958 гг. (1961б) обратил внимание на то, что язык ледника находится на высоте 2450 м, и попытался установить время формирования малых моренных валов ниже языка ледника. Судя по рисунку и некоторым особенностям описания в его работах, язык ледника, несмотря на формирование срединной морены, был единым образованием. Уже в 1964 г. он отчетливо стал разделяться на два потока, разделенных массивом забронированного срединной мореной льда (Окишев П.А., Ревякин В.С., 1966).

В 1984 г. во время исследований Р.М. Мухаметова ледник располагался на высоте 2540–2550 м (по положению репера). Ледник тогда располагался непосредственно у репера. В 2000–2001 гг. язык ледника переместился на высоту 2560–2570 м. В процессе деградации ледник достиг ровного пологого днища долины, однако скорость его отступления значительно не сократилась.

Наблюдения за этим ледником показали, что до 1916 г. ледник уменьшился на 0,3 км<sup>2</sup> площади, с 1916 по 1950 г. – на 1,72 км<sup>2</sup> и с 1950 по 1964 г. – на 0,28 км<sup>2</sup>, отступив при этом от современной морены на 2300 м. Средние скорости отступления составили: до 1916 г. – 4 м/год, с 1916 по 1950 г. – 51 м/год, а с 1956 по 1964 г. – 16 м/год (Окишев П.А., Ревякин В.С., 1966; Мухаметов Р.М., 1988). К сожалению, реперы 1950 и 1964 гг. нам обнаружить не удалось.

Однако реперы, установленные Р.М. Мухаметовым в 1984 г., были найдены. Один из них в момент посещения находился у самого края языка, а в 1994 г. – уже в 135 м от него, в 1998 г. – в 190 м, в



2000 г. – в 230 м. По нашим данным язык ледника отступил от наиболее древнего вала современной морены на 1500 м.

Скорость отступления фронта языка ледника составила за период с 1984 по 1994 г. – 13,5 м/год, за 1994–1998 гг. – 13,75 м/год, за 1998–2000 гг. – 20 м/год. За последние 15 лет ледник потерял более 1 км<sup>2</sup> площади своего языка. На протяжении XX в. Алахинский ледник испытывал устойчивую тенденцию к сокращению и по нашим данным отступил от комплекса морены середины XIX в. на 1500 м (Михайлов Н.Н., 1998, 2000).

Для продолжения наблюдений за динамикой ледникового языка нами были установлены несколько меток:

АГУ 1994 135 м

2000 г. АГУ  
аз.180° 34 м Н.М.

Аз. 220° АГУ 68,7 м 2001

*Ледник Канас.* Ледник Канас (или как его часто называют Русский Канас) дает начало одноименной реке, правой составляющей реки Ак-Алаха, которая фактически начинается от слияния трех ледниковых речек: Укок, Алаха и Канас. На топографических картах этот исток часто ошибочно называют Алахой.

Длина ледника около 6 км (от наиболее удаленной стенки кара), максимальная ширина в фирновой зоне до 1,5 км, ледникового языка – 1,1 км. Площадь около 7 км<sup>2</sup>. Высота фирновой линии 2850 м, высота языка ледника 2400 м (Каталог..., 1977). Язык ледника в 1998 г. находился на высоте 2460 м, в 2001 г. – 2465–2470 м. Во время исследований В.В. Сапожникова (1949) в 1905 г. он находился на высоте 2356 м. На эту же высоту указывает и М.В. Тронв (1949). Фирновая граница в августе–сентябре 2001 г. находилась на высоте 2900 м. Фирновая зона сместилась в область каров верховьев ледника.

В отличие от исследованных ледников западной части хребта Южного Алтая, ледник Канас не имеет мощной современной конечной морены. Морена, отражающая максимальное продвижение

ледника в период последней стадийной подвижки, представлена невысоким (2–3 м) валом. Она состоит из валунов серого гранита, перемешанного со сланцами различных цветов и оттенков: зеленоватого, серого, вишневого. Кроме этого моренного вала выделяют еще три-четыре аналогичных. Причем наиболее молодой из них активно формируется у языка ледника. Сам язык в 1998 г. имел значительную крутизну (45–50°). На нем формировались два грота, из которых вырываются мощные потоки ледниковых талых вод, дающие начало р. Канас. В 2000 г. при некотором сокращении ледника оба грота продолжали существовать, а в 2001 г. они исчезли и потоки талой ледниковой воды выходили непосредственно из-под языка ледника, продолжая сохранять значительную крутизну поверхности до 35–45° (Михайлов Н.Н., Останин О.В., 2002).

Общее сокращение этого ледника проходило со средней скоростью около 12 м/год, а с 2000 г. скорость отступления составила 10 м/год. От подножья современной конечной морены ледник Канас отступил на 1400–1500 м (рис. 1).

С целью продолжения наблюдений за изменениями ледника на большом валуне серого гранита (6х4х3 м) установлен тур из камней и метка:

Аз. 240° АГУ 2001 113 м  
Н.М.

К юго-востоку от ледника Русский Канас, за перевалом Канас (абсолютная высота 2650 м), располагается небольшой ледник, состоящий из двух небольших притоков, который был открыт и описан В.В. Сапожниковым в 1905 г. (1949). По сравнению с серединой XIX–началом XX в. ледник претерпел значительные изменения. Его протяженность сократилась на 1500 м, небольшой правый приток постепенно переходит в тип карового ледника, отделяясь от основного языка. Полного отделения еще не произошло, и ледниковые языки соединяются под срединной мореной, вблизи скальной перемычки между фирновыми зонами ледников. Верховья ледника располагаются в карах северо-восточной и северной экспозиций. В настоящее время направление движения ледниковых языков соответствует экспозиции зон питания, а на предшествующем этапе развития общий язык ледника двигался на восток и даже на юго-восток.

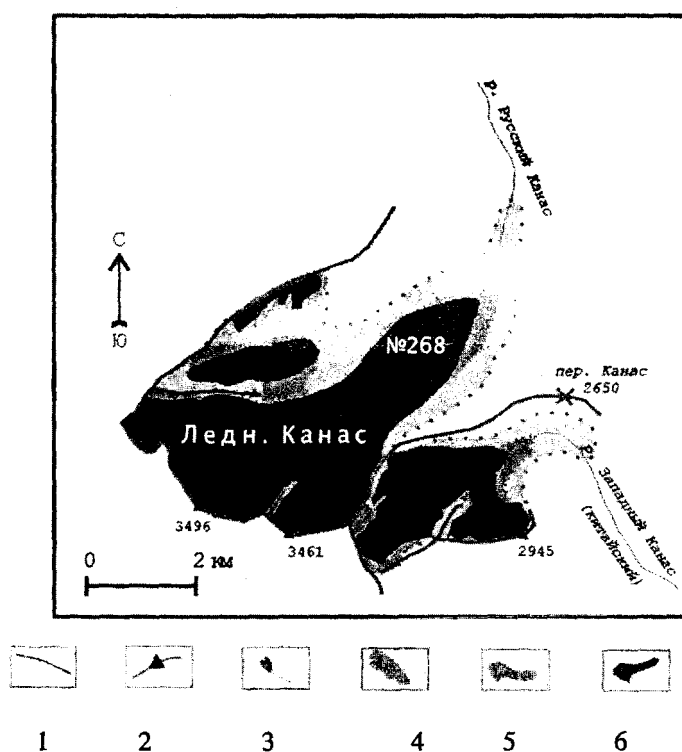


Рис. 1. Карта-схема динамики ледников верховья рек Русский Канас и Западный Канас (китайский) с середины XIX до конца XX вв.: 1 – водоразделы; 2 – вершины; 3 – гидросеть; 4 – моренные комплексы середины XIX в.; 5 – контуры ледников на конец 1970-х гг. по [3]; 6 – контуры ледников на конец 1990-х гг. по космическим снимкам

Современный язык ледника располагается на высоте 2560–2580 м. В строении конечно-моренного комплекса выделяются три осцилляционных морены. Наиболее древняя опускается до высоты 2340–2350 м. Выше этой морены располагается заиленная площадка древнего озера, о котором мы находим упоминание у В.В. Сапожникова (1949), что оно лежит у языка ледника 1905 г. Действительно, чуть выше озера на высоте 2360 м фиксируется еще один конечно-моренный комплекс, огибающий узкий язык ледника начала XX в. (от наиболее древней морены – 500 м).

*Ледник горного массива Табын-Богдо-Ула (северный).* Ледники северного склона массива Табын-Богдо-Ула (в южном обрамлении плоскогорья Укок) представлены крупным купольным ледником площадью 22,5 км<sup>2</sup>, купольным ледником №252 (2,7 км<sup>2</sup> – Каталог..., 1977) и долинным ледником №254 (5,8 км<sup>2</sup>). Наши наблюдения в 1992, 2000 гг. показали, что ледники северного склона сформировали хорошо выраженный в рельефе конечно-моренный комплекс, состоящий из двух генераций. Современные ледники отступили от наиболее молодой генерации на расстоянии от 0,5 до 1,5 км (рис. 2).

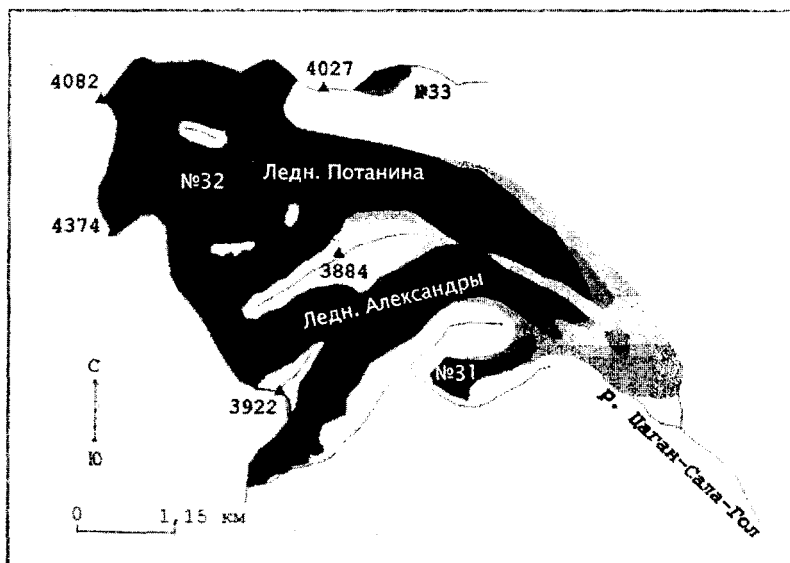


Рис. 2. Карта-схема динамики ледников верховья р. Цаган-Сала-Гол с середины XIX до конца XX вв.: 1 – водоразделы; 2 – вершины; 3 – гидросеть; 4 – моренные комплексы середины XIX в.; 5 – контуры ледников на конец 1970-х гг. по [3]; 6 – контуры ледников на конец 1990-х гг. по космическим снимкам

Ледник Аргамджи-2 (№253) является ледником купола. Он имеет пять лопастей. Его область питания расположена на достаточно пологих склонах северной экспозиции. Значительная часть осадков из его области питания переносится ветром в область питания ледника Потанина. Этот ледник существует лишь благодаря своему высокому положению в пределах 3000–4132 м. Наибольшей длины ледник достигает в западной части (5,5 км), где образуется наиболее отчетливый язык долинного типа. Абсолютная высота этого языка около 3000 м (наблюдения 2000 г.). Высота фирновой границы – 3200 м. В последние десятилетия наблюдается устойчивая тенденция к сокращению ледника, проявившаяся в таянии языковой части и понижении поверхности. С 1992 по 2000 г. язык ледника отступил на 100 м. У языка ледника установлена метка.

*Ледник Потанина.* Это долинный ледник площадью 38,5 км<sup>2</sup> и длиной 11,5 км. В.В. Сапожников (1949) определял его площадь в 50 км<sup>2</sup>, а длину в 19 верст. В 1987 г., через 76 лет после посещения ледника В.В. Сапожниковым, на леднике проводили работы В.С. Ревякин и Р.М. Мухаметов (1993; 1988). Они уточнили морфологические характеристики ледника и определили особенности его динамики с середины XIX в. В середине XIX в. ледник имел площадь 42 км<sup>2</sup> и длину 13,4 км. Язык ледника опускался до отметки 2850 м. По мере деградации ледника между фронтом языка и моренным валом сформировалось озеро, о существовании которого упоминали Б.В. и М.В. Троновы. В 1905 г. мощная срединная морена и забронированный ею клин льда выдвигались на 200–300 м вперед и делили озеро на две части вплоть до моренного вала XIX в. В 1916 г. озеро увеличилось до 600 м, но клиновидный выступ ледника оставался на месте. К 1987 г. язык ледника правой частью отступил на 1970 м, а левой – на 2200 м. Срединная часть с мореной находилась в 1400 м от вала середины XIX в. Озеро по мере отступления фронта ледника перемещалось за ним, но в отличие от конфигурации 1916 г. занимает только левую часть днища долины. Правая часть днища долины занята приледниковой наледью (Ревякин В.С., Мухаметов Р.М., 1993; Арефьев В.Е., Мухаметов Р.М., 1996).

Интенсивная деградация ледника была прервана его активизацией в начале 30-х гг. XX в. Моренный комплекс этого времени находился в 600–700 м от фронта языка ледника. В начале 60-х гг. правая часть ледника (ледник Александры) стала быстро наступать и надвинулась на моренный вал 30-х гг.

В 1987 г. правая часть ледника имела явный характер наступающего ледника. Она имела крутой лоб каплевидной формы с продольными трещинами и срединную морену зигзагообразной формы. Главный ствол ледника Потанина (левая часть) имел явный деградирующий характер. Он был пологий, без трещин.

В 2001 г. нами установлено, что язык ледника Потанина (рис. 3) лежит на высотах 2920 м (левая часть) и 2890 м (ледник Александры). Перед правой частью ледника располагается небольшое озеро, подпираемое моренным валом. Сохраняется и наледь перед языком ледника Александры. За 14 лет ледник Потанина (преимущественно его левая часть) отступил на 600 м, т.е. скорость его деградации составляет около 43 м в год. Это одна из самых больших скоростей отступления ледников этого района.

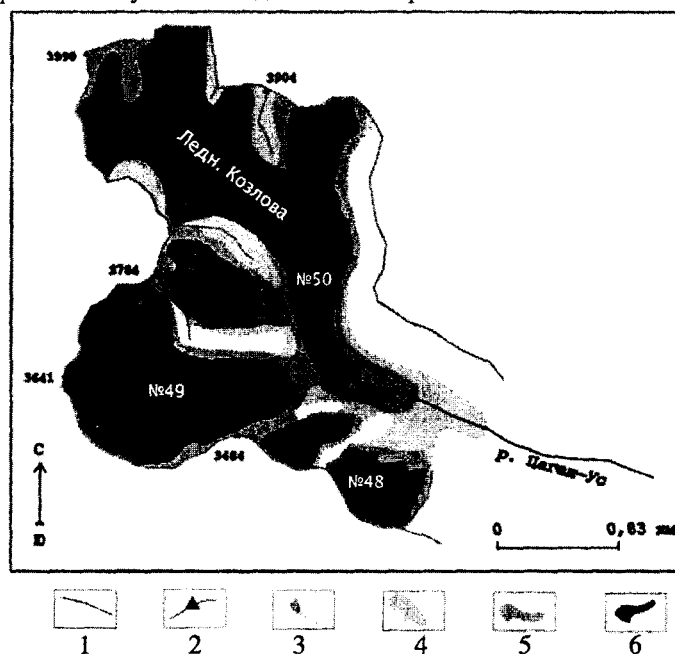


Рис. 3. Карта-схема динамики ледников верховья р. Цаган-Ус с середины XIX до конца XX вв.: 1 – водоразделы; 2 – вершины; 3 – гидросеть; 4 – моренные комплексы середины XIX в.; 5 – контуры ледников на конец 1970-х гг. по [3]; 6 – контуры ледников на конец 1990-х гг. по космическим снимкам

Язык ледника Александры по-прежнему находится в активном состоянии и формирует мощную морену. Вместе с тем и здесь отмечаются процессы деградации, но с меньшими скоростями (до 10–15 м в год).

По сравнению с подножьем современного конечно-моренного комплекса, расположенного на высоте 2850 м, язык ледника поднялся на 70 м.

С трудом, но нами были обнаружены реперы, установленные Р.М. Мухаметовым в 1987 г. К сожалению, полностью установить информацию по ним не удалось, поэтому на поверхности наиболее молодой морены, выше ледниковой речки на 4 м, был избран новый репер (валун серого гнейса, размером 1,5х1,2 м), и на нем произведена надпись:

Аз.300° 2001 630 м АГУ
---------------------------

*Ледник Козлова* – долинный ледник, расположенный в верховьях р. Цаган-Ус (или Аксу) к югу от ледника Потанина. Фирновые зоны ледников Потанина (Александры), Гране, Козлова и Халаси (Пржевальского) представляют собой соединяющееся фирновое поле, которое постепенно разделяется.

В XIX в. ледник объединял не менее девяти притоков. Во время посещения ледника В.В. Сапожниковым в 1909 г. два нижних правых притока уже существовали как самостоятельные ледники, отделены от основного языка моренными накоплениями. Судя по карте, составленной В.В. Сапожниковым, ледник в это время располагался несколько ниже самого восточного правого притока. Обнаружить большой валун на левом берегу реки на морене с надписью красной краской «1909. 23. УП. Эксп. В. В. С.» не удалось. Судя по распространению перед и на поверхности осцилляционного вала (2540 м) крупных гранитных валунов, можно предположить, что именно этот вал мог формироваться в то время. Расстояние от него до современного языка около 850 м.

Два выше расположенных правых притока ледника Козлова отделились от основного ледника (рис. 4) уже после посещения их В.В. Сапожниковым и отступили от него не менее чем на 200 м, сформировав при этом небольшие осцилляционные морены.

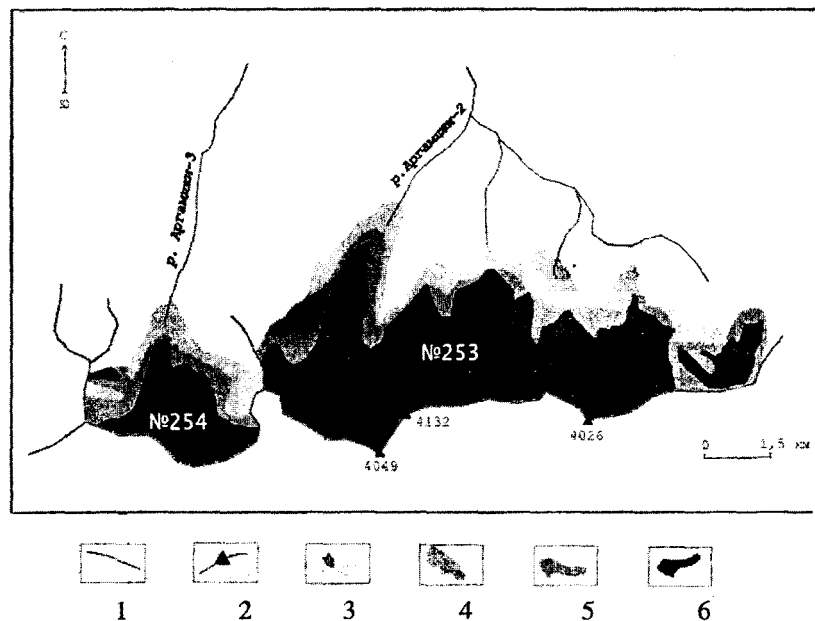


Рис. 4. Карта-схема динамики ледников северных склонов массива Табын-Богдо-Ола с середины XIX до конца XX вв.:  
 1 – водоразделы; 2 – вершины; 3 – гидросеть; 4 – моренные комплексы середины XIX в.; 5 – контуры ледников на конец 1970-х гг. по [3]; 6 – контуры ледников на конец 1990-х гг. по космическим снимкам

Ледник начинается в вытянутом с северо-запада на юго-восток цирке. Основными его составляющими являются ледники, формирующиеся в верховьях цирка, в двух карах южной и восточной экспозиций. Основной его поток течет на юго-восток, принимая два ледниковых притока из каров южной экспозиции и один – из кара северо-восточной экспозиции. Поверхность нижней части языка (до первого левого притока) достаточно ровная, без трещин и без поверхностной морены. Обломочным материалом прикрыты только неширокие боковые участки языка ледника. Сразу от первого левого притока на леднике фиксируются ледопады и многочисленные трещины. Они образуются при пересечении подледных тектонических ступеней, закрывающих вход в каровые ниши. Лед



на поверхности имеет коричневато-фиолетовую окраску, благодаря присутствию в нем значительного количества тонкозернистого материала – результат разрушения и размыва фиолетовых известняков на склонах и днище долины.

Язык ледника лежит на высоте 2630 м. Фронтальная его часть имеет уклон около 30°, постепенно увеличиваясь на правой половине языка до 40°. Из-под ледника выходят два потока воды: первый из-под левой части языка и имеет меньший расход, второй начинается из грота на правой части языка и имеет расход в 3 раза больший. Последнее обстоятельство связано с притоком талых вод от двух отделившихся ледников. Очевидно, это приводит к тому, что правая часть языка отступает больше, чем левая. Этому способствует и ориентировка долины.

На морене перед языком ледника, между двумя потоками установлена метка. На валуне серого гранито-гнейса сделана надпись зеленой краской:

АГУ аз. 310° 2001.07. 81,5 м
---------------------------------

Подножье современной конечной морены располагается на высоте 2520 м. По характеру конечно-моренного комплекса он наминает современную морену ледника Канас: слабо выраженный вал конечной морены, боковые морены присутствуют в виде мало-мощной валунно-мекоземистой присыпки на поверхности коренного фундамента. Породы фундамента очень часто выходят на дневную поверхность из-под морены.

Современный конечно-моренный комплекс состоит из 4–5 осцилляционных морен. Как уже указывалось, максимальная подвижка ледника фиксируется небольшой мореной на высоте 2520 м. Выше нее на высотах 2530, 2540, 2580 и 2620 м сформировались невысокие осцилляционные валы, свидетельствующие об особенностях динамики ледника. Подъем нижней границы льда составляет 110 м, по расстоянию – не менее чем на 1000 м (по уточненным данным). По очень приблизительным расчетам с использованием данных В.В. Сапожникова ледник отступал в XX в. со средней скоростью около 9 м/год.

*Результаты.* С середины XIX в. сохраняется устойчивая тенденция таяния ледников Южного и Монгольского Алтая. Это

выражается в повышении фирновой границы, в изменении в сторону сокращения плановых очертаний ледников, сокращении площади, понижении их поверхности и тем самым сокращении толщины, формировании наиболее молодого свежего конечно-моренного комплекса с серией малых валов, образовании залежей погребенных глетчерных льдов и последующем их разрушении.

Поднятие фирновой границы на исследованных ледниках можно определить по результатам измерений в разные годы наблюдений. За 25 лет на некоторых ледниках она повысилась на 50 м (например, на Канасском леднике).

Языки всех ледников значительно отступили в глубь долин и некоторые стали достигать участков, ранее бывших областями питания. Ряд ледников из карово-долинных постепенно переходит в каровые и присклоновые. В целом по длине ледники сократились на 1000–1500 м. Крупные ледники с середины XIX в. сокращались со средней скоростью 8–10 м/год, меньшие по размерам – со скоростью до 12 м/год. Однако в отдельные промежутки времени на протяжении XX в. скорость отступления языков ледников увеличилась и уменьшалась (см. выше). Естественно наибольшим изменениям подверглись ледниковые языки и в меньшей степени зоны питания, хотя и там отдельные участки стали освобождаться от многолетних снегов.

Понижения поверхности наибольшие в местах полного освобождения ее от ледников, где они достигают величины 50–100 м. У современных языков ледников уменьшение толщины достигает 50–70 м, о чем свидетельствуют уровни боковых морен. Постепенно стайвание поверхности ледников по направлению к фирновой границе уменьшается, но и здесь эта величина достигает 5–10 м.

Все молодые моренные комплексы имеют хорошую сохранность и представлены валами боковых морен, возвышающимися над дном долины на 50–100 м. Характерной особенностью этого комплекса у некоторых ледников является то, что мощность ледниковых отложений невелика. Из-под ледниковых осадков на бортах и днище долины повсеместно выходят сглаженные коренные породы. Конечная морена практически отсутствует и представлена невысоким (1–1,5 м) валом. Таковы морены ледника Козлова и Русский Канас. Морены других ледников состоят из значительного количества материала, а в отдельных случаях достаточно мощная ледниковая морена вытаскивает из-под ледникового языка. Совре-

менная морена часто перекрывает более древние ледниковые отложения, которые фрагментами сохранились на бортах долины и выходят из-под основной морены на днище (Алахинский, Козлова, Китайский Канас, Укок).

Освобождаются значительные в некоторых случаях пространства морен прислоненных к бортам долин, где продолжается накопление материала, поступающего со склонов. Это способствует, с одной стороны, сохранению погребенных остаточных глетчерных льдов, с другой – продолжающееся потепление усиливает их таяние, что нередко вызывает формирование небольших грязекаменных потоков местного значения. Они не представляют серьезной угрозы из-за слабых уклонов ледниковых долин, хотя в некоторых случаях могут распространяться на несколько километров вниз.

*Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция» (проект №С0051 «Ледники гор Внутренней Азии в XVII–XX веках и тенденции их развития в XXI веке») и полностью (с фотографиями объектов) выставлена на WWW-сервере АГУ: <http://WWW.asu.ru/>, а также научной программы «Университеты России» (грант УР 08.01.022).*

### Литература

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

*Вилесов Е.Н.* Современное оледенение Казахстанского Алтая. В сб.: 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: Изд-во Томск. гос. ун-та., 1972. Вып. 7. С. 210–222.

*Галахов В.П., Редькин А.Г.* Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ула // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 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. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. 47 с.

Каталог ледников СССР. Бассейн рек Курчума, Бухтармы, Ульбы, Убы. Л.: Гидрометеоздат, 1969. Т. 15. Вып. 1. Ч. 3.

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

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

*Михайлов Н.Н., Останин О.В.* Изменение современного оледенения Южного и Монгольского Алтая в XX веке. Состояние и развитие горных систем: Мат. науч. конф. (Санкт-Петербург, апрель 2002 г.). СПб., 2002. С. 110–114.

*Мухаметов Р.М.* Колебания ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 1988. 17 с.

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

*Окшеев П.А., Ревякин В.С.* Алахинский ледник и особенности его сокращения. М., 1966. Вып. 12. С. 273–274.

*Ревякин В.С.* Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981.

*Ревякин В.С., Мухаметов Р.М.* Динамика ледников горного узла Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1993. Вып. 4 (19). С. 83–92.

*Резниченко В.В.* Южный Алтай и его оледенение // Известия РГО. 1914. Вып. 1–2.

*Сапожников В.В.* По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Изд-во географ. литер., 1949. 579 с.

*Селиверстов Ю.П.* Современные проблемы горной геоморфологии (новые суждения об известных процессах и явлениях) // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI пленума геоморфологической комиссии РАН и международного совещания. Барнаул, 10–17 сентября 2001 г. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. С. 195–197.

*Тронов В.Д.* Верховья р. Бухтармы // Известия РГО. 1897. Т. 33. Вып. 1.

*Тронов Б. И М.* По истокам Аргута. Землеведение. 1915. Кн. 1–2.

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