

ЗКЗ-IV 2

ТРУДЫ

ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ИМЕНИ В. Р. КУЙБЫШЕВА

№ 105

Серия географическая

Доц. М. В. ТРОНОВ

**СОВРЕМЕННОЕ
ОЛЕДЕНЕНИЕ АЛТАЯ**

Экз. № 4, 6
ТРУДЫ
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени В. В. КУЙБЫШЕВА

С. 411. (203)
Том 105

Серия географическая

Доцент М. В. ТРОНОВ

682517
715089
СОВРЕМЕННОЕ
ОЛЕДЕНЕНИЕ АЛТАЯ

ИЗДАНИЕ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ТОМСК—1948

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Ректор ТГУ проф. В. Т. Макаров (отв. редактор), доц. А. Е. Абрамович, проф. А. П. Бунтин, проф. Г. Г. Григор, проф. Б. Г. Иоганзен, проф. В. М. Кудрявцева (зам. отв. редактора), проф. В. Д. Кузнецов, проф. К. А. Кузнецов, проф. П. Н. Куфарев, доц. А. А. Скворцова.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Систематическое и последовательное изучение современного оледенения такой большой горно-ледниковой страны, как Алтай, могло бы быть специальной задачей научного географического учреждения или же научной организации в системе гидрометеорологической службы СССР. Фактически однако оказалось, что участие таких организаций в деле изучения ледников Алтая было сравнительно кратковременным (главным образом, в связи с проведением Второго Международного Полярного года в 1932—1933 гг.), а наиболее систематические исследования осуществлены Томским государственным университетом. Они были начаты еще в дореволюционное время в ряде экспедиций под руководством профессора В. В. Сапожникова, но они развернулись шире и приобрели более специализированный характер после Октябрьской революции, особенно когда были включены в план научной работы сначала геолого-почвенно-географического факультета Томского университета, а затем (с 1938 г.) — его географического факультета. Необходимо впрочем отметить особые заслуги в деле изучения ледников Алтая профессора Б. В. Тронева, химика по специальности. Насколько преобладающая роль в этом отношении принадлежит именно Томскому университету — можно видеть из списка экспедиций для изучения оледенения Алтая, который приложен в конце книги.

В 1941 г. на географическом факультете Томского университета в распоряжении автора скопилось очень много материалов по современному оледенению Алтая, в значительной части в печати не опубликованных. Следующие соображения побудили автора заняться общей их обработкой и составлением настоящей монографии:

- 1) материалы эти, несмотря на имеющиеся крупные пробелы в полевых исследованиях, все же позволяют нарисовать некоторую общую, более или менее законченную, картину современного оледенения Алтая;
- 2) развертывание нового этапа гляциологических исследований на Алтае, которые должны быть поставлены на весьма высокий уровень современной советской географической науки, безусловно требует подведения полных итогов уже проделанной работы.

Автор считает своим приятным долгом принести здесь искреннюю благодарность коллективу научных работников географического факультета за внимательное обсуждение и ценную критику последовательно завершаемых частей монографии и свою признательность ректорату Университета за содействие в оформлении монографии и подготовке к печати.

Книга закончена в 1946 г.

15 февраля 1948 г. М. Тронов

ВВЕДЕНИЕ

Тому назад 110 лет ученый натуралист Ф. Геблер, работавший врачом Колыванских заводов, сделал важное географическое открытие: он нашел на Алтае первые два ледника — Катунский и Берельский; спускающиеся с Белухи, и из них сколь возможно подробно описал ледник Катунский. Эта работа Геблера имеет не только историческое значение; по достоинству она оценена в статье И. М. Мягкова о моренах ледников Белухи (1935). Оказывается, описание Катунского ледника, сделанное Геблером, позволяет установить некоторый отправной момент времени, с которым можно связать колебательный процесс отступления ледников Алтая и отложения морен.

Но неудачной оказалась сделанная Геблером оценка (не определение) высоты Белухи, именно «более 11000 футов» (или 3353 м). Эта цифра, при отсутствии новых исследований, продержалась в литературе более 60 лет; Алтай считался горной страной сравнительно невысокой и со слабым оледенением.

Алтай ледниковый был открыт по существу в конце прошлого века в путешествиях профессора Томского университета В. В. Сапожникова в 1895—99 гг. Некоторый дополнительный материал в эти же годы дали поездки в Южный Алтай В. Д. Тронова и И. Игнатов. Из книги Сапожникова «Катунь и ее истоки» (1900 год) мы узнаем, что Катунь с ее главными притоками представляет типичную ледниковую реку, что на Алтае имеются центры крупного оледенения: около Белухи, около Иикту и в истоке Алахи в Южном Алтае. Всего в Русском Алтае Сапожников насчитывает 50 ледников с общей площадью 150—200 кв. км. Высоту Белухи Сапожников определил в 4540 м, а Иикту — в 4200 м.

Картина развития и распространения ледников на Алтае, которая выясняется в исследованиях Сапожникова, еще далека от действительной, но в его книге современное оледенение Алтая уже выступает как важный элемент ландшафта горного Алтая, как первостепенный фактор образования рельефа и питания речной сети. Абсолютные высоты хребтов Алтая оказались гораздо большими, чем считалось ранее. Интерес к дальнейшим физико-географическим исследованиям Алтая резко повысился после опубликования книги Сапожникова.

Необходимо еще отметить, что в ряде случаев ледниковые исследования Сапожникова не потеряли своего значения и в настоящее время. Выполненные Сапожниковым специальные съемки ледниковых узлов Белухи и Чеган-узуна остаются единственными и до насто-

ящего времени. Несмотря на свою схематичность они иногда лучше передают очертания ледников (например, ледника Талдурина), чем более детальная лучшая карта высокогорного Алтая (масштаб 3 версты в дюйме) с рельефом, выраженным в горизонталях. Некоторые из сделанных Сапожниковым фотографий в ледниковых районах Алтая остаются лучшими до сих пор. Описания, карты, и фотографии Сапожникова могут быть использованы и для суждения об отступании ледников и вообще об изменениях, происходящих и происшедших с ледниками Алтая. Несколько лет спустя с помощью новой серии экспедиционных поездок в 1905—1909 гг. Сапожников нашел еще мощное оледенение в истоках Иртыша и Кобдо по другую сторону государственной границы. Этим самым, можно сказать, завершилось открытие ледниковой страны в целом, где уже не район Белухи, а Табын-Богдо-Ола выступает как главный фокус оледенения.

Особенно нужно упомянуть о книге Сапожникова «Пути по Русскому Алтаю». Этим путеводителем и до настоящего времени продолжают пользоваться не только туристы, но и путешественники-исследователи разных специальностей. В деле изучения Алтая географическая наука многим обязана профессору Томского государственного университета В. В. Сапожникову.

Дальнейший существенный шаг в исследовании современного оледенения Алтая был сделан в Южном Алтае. В период времени с 1909 по 1916 г. В. В. Резниченко, а затем Б. и М. Троновыми был подробно осмотрен Южно-Алтайский хребет в истоках Канаса, Кабы, Курчума, Бухтармы и Алахи. Всего здесь оказалось более 140 ледников с общей площадью около 120 кв. км. Южно-Алтайский центр оледенения в восточной части хребта оказался даже более мощным, чем Южно-Чуйский, а главный его ледник в 20 кв. км площади, может быть, даже самый большой в Советском Алтае.

После исследований В. В. Сапожникова до 1925 г., за исключением вышеупомянутых работ Резниченко и Троновых, не было систематического изучения ледников Алтая. Тем не менее в Катунском хребте и в других частях Алтая разными авторами было найдено значительное количество ледников и сведения об оледенении Алтая оказались значительно расширенными. Эти исследования показали, между прочим, что оледенение здесь приурочено не только к главным центрам около выдающихся вершин, но распространено несравненно шире, захватывая даже второстепенные хребты. Так, например, Б. и М. Троновыми были открыты небольшие ледники в невысоком сравнительно Ивановском хребте близ Риддерска (Лениногорска).

В составленном Б. В. Троновым первом «Каталоге ледников Алтая» подведены итоги ледниковых исследований по Алтаю на 1-е января 1925 года. Каталог насчитывает всего 408 ледников, с общей площадью 590 кв. км. К Русскому Алтаю из этого числа относились 249 ледников с площадью 300 кв. км, а к Катунскому хребту—70 ледников с 110 кв. км площади.

На основании имевшегося литературного и картографического материала было предположительно оценено возможное число ледников для более изученных частей Алтая. Было высказано предположение, что в общем все современное оледенение Алтайской горной системы должно содержать не менее 1 000 ледников, с общей площадью 1 000—1 200 кв. км. В Русском Алтае предполагалось найти еще до 300—400

новых ледников с общей площадью 100—200 кв. км. Данные каталога к настоящему времени вообще устарели, кроме сведений об оледенении Южно-Алтайского хребта и Монгольского Алтая в целом, где новых исследований не было. Число вновь открытых с того времени ледников в Советском Алтае уже достигло 500.

В период с 1926 по 1934 г. Б. и М. Троновыми проведено систематическое обследование всех истоков рек, берущих начало в Катунском хребте. Эти исследования коренным образом изменили картину оледенения Катунского хребта и привели (по 1-е января 1935 г.) к цифре — 341 ледник с площадью около 232 кв. км. Оледенение сплошь занимает всю длину Катунского хребта, лишь с малыми перерывами на южном склоне, и местами образует значительные узловые центры. Отроги хребта, особенно северные, оказались также в значительной степени покрыты ледниками.

Эти исследования весьма подвинули вперед дело общей каталогизации ледников Алтая и многое дали в смысле установления общих связей между рельефом, климатом и оледенением Алтая. Но специального изучения отдельных ледников в этих работах почти не осуществлялось. Существенно новую струю в этом отношении влила экспедиция Второго Международного Полярного года в 1933 г., которая подвергла сравнительно подробному изучению Катунский ледник.

Весьма характерно, что по новой съемке ледника, к сожалению, не вполне законченной, его площадь определилась в 11 кв. км, тогда как на основании схематической съемки Сапожникова она считалась равной лишь 6 кв. км. Ведь, таким образом, и площади других ледников могут оказаться значительно большими, чем они считаются сейчас.

К сожалению, дальнейшее детальное изучение ледников Алтая не развернулось после экспедиции 1933 г. В связи с этим же Вторым Международным Полярным годом Управлением Гидрометеорологической Службы были основаны две высокогорные станции «Катунь» и «Ак-кем», работавшие до 1935 г. Но станции эти не были настоящими ледниковыми по причине далекого расположения от главных ледников.

Судя по примеру Катунского хребта можно было ждать и в Чуйских Альпах более широкого развития и распространения оледенения, чем то было известно по старым данным Сапожникова. Отчасти это уже подтвердилось открытием в 1924 г. Б. и М. Троновыми в горах Биш-Иирду крупного ледника Маашей и еще некоторых менее значительных.

Продолжая и развивая ту работу, которую Б. и М. Троновы выполнили в Катунском хребте, автор в 1936—1940 гг. осуществил ряд поездок, к сожалению кратковременных, в Чуйские Альпы. Теперь в Чуйских Альпах насчитывается 234 ледника площадью 264 кв. км, вместо 50 ледников, известных по каталогу 1925 г., а в горах Биш-Иирду открыт новый мощный центр оледенения. Всего в Советском Алтае число известных ледников достигло 754 с общей площадью ориентировочно в 600 кв. км.

Так постепенно прояснялась картина ледникового Алтая с его обширным разбросанным оледенением и с отдельными узлами крупных ледников. Картина эта может быть еще не совсем полна и далеко не совершенна, но уже вполне назрела необходимость подытожить весь материал.

В сложных проблемах физико-географического исследования высокогорных ледниковых стран вопросы оледенения, и древнего и современного, всегда выступают как некоторые центральные, ибо с ними совершенно неизбежно связывается изучение и климата, и рельефа, и речной сети горной страны. То обстоятельство, что Алтай по размерам общей площади ледников уступает Альпам или Кавказу, отнюдь не уменьшает всей важности изучения его оледенения и широко распространенного, и разнообразного по условиям залегания, и питающего много горных рек. Сейчас можно вполне обоснованно говорить о значительной сложности оледенения Алтая, о крупных его общих размерах, и это особенно подчеркивает необходимость подвести итоги проделанной работы, прежде чем начать новый круг изучения ледников Алтая.

При составлении настоящей итоговой работы непосредственно были использованы следующие основные научно-литературные источники и материалы.

I. По Южному Алтаю:

1) В. В. Резниченко. — «Древнее и современное оледенение Южного Алтая» — краткие сведения о 92 ледниках в западной части Южного Алтая с общей схематической картой древнего и современного оледенения.

2) Б. и М. Троновы. — «По истокам Аргута» и «Исследования в Южном Алтае» — сжатое описание оледенения восточной части Южного Алтая, с картой.

3) В «Каталоге ледников Алтая» Б. Тронова помещены цифровые данные о ледниках Южного Алтая, за исключением ледников, описанных и систематизированных Резниченко.

II. По Катунскому хребту:

1) Не появившаяся в печати (сдана в Бюро Водного Кадастра) работа Б. и М. Троновых «Ледники Катунского хребта» (1935) — сжатое описание оледенения с приложением каталога и карты ледников; основана на исследованиях авторов в 1926—1934 гг., но с использованием и других материалов.

III. По Чуйским Альпам:

Исследования автора в 1936—1940 гг., частью опубликованы в 1938 г. («Ледники Биш-Иирду»).

IV. По областям малого оледенения:

Статьи Семихатовой (хр. Чихачева) Юдина (Курайский хребет), исследования Б. и М. Троновых (Ивановский хребет, Кара-Алахинские горы, между Катунью и Телецким озером), новая работа В. Б. Соचाва (Хр. Холзун).

V. По Монгольскому Алтаю:

1) В. В. Сапожников «Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо» — до настоящего времени это основной источник.

2) Б. и М. Троновы «Исследования в Южном Алтае».

3) Цифровые данные, помещенные в каталоге Б. В. Тронова.

VI. Основной картографический материал составляет:

1) планшеты карты, изданной Военно-Топографическим отделом штаба Зап.-Сиб. Военного округа в 1909 — 1912 гг. 2) Схематические карты ледников, приложенные при перечисленных выше литературных источниках.

Имеется еще некоторое число небольших очерков по оледенению Алтая, принадлежащих разным авторам, а также описания отдельных

ледников или просто упоминания о них в трудах по геологии или геоморфологии Алтая. Все эти источники перечислены в общем списке литературы в конце книги. Есть еще короткие заметки об оледенении Алтая в изданиях общего характера (учебниках, энциклопедиях, сводных работах), но они не содержат новых сведений.

Указанные выше основные источники специально по вопросам современного оледенения Алтая большей частью перекрывают материалы отдельных статей или более ранних трудов, но большую часть из последних необходимо было дополнительно использовать непосредственно. Так, например, как это уже указывалось, до сих пор сохранили свое значение капитальные труды Сапожникова, а в некоторых случаях его описания ледников (например, в истоках Караира) остаются единственными и до настоящего времени. Можно указать еще на небольшую, но интересную статью И. М. Мягкова, где по новому ставится вопрос об изучении морен Алтайских ледников, и др. статьи.

Весь список литературы, специально посвященной современному оледенению Алтая, чрезвычайно невелик, так как вообще очень немногие исследователи занимались вопросами современного оледенения Алтая. Таким образом оказалось, что лично автором, большей частью совместно с Б. В. Троновым, собраны в экспедициях сведения, касающиеся примерно 600 ледников, т. е. около 80% ледников Советского Алтая, а открыто — около 550 ледников.

Алтай — большая ледниковая страна и нуждается в приложении сил гораздо большего числа исследователей. Естественно, что полученный материал оказался недостаточным во многих отношениях, о чем будет еще сказано. С другой стороны, получившееся «единство» материала обеспечило общую обработку всего материала. Чрезвычайно важно, что удалось пересмотреть полевые книжки, дневники и фотографии за много лет путешествий по Алтаю. Написанный в этой работе очерк оледенения хребтов Алтая представляет не переработку прежних предварительных очерков Б. и М. Троновых, а результат новой обработки полевых материалов. С другой стороны, материалы, собранные другими исследователями, в других условиях, могли бы быть богаче и разнообразнее, чем то оказалось на самом деле. В отношении гляциологического исследования Алтай сильно отстал от других высокогорных стран, например, Кавказа, не говоря уже об Альпах, хотя совсем не так труден доступ к его ледникам.

Лучше оказался изученным рельеф Алтая. В исследованиях геологических, геоморфологических, в частности, древнего оледенения Алтая, В. А. Обручевым, М. А. Усовым, Гране, К. Г. Тюменцевым и др. установлены современные представления о рельефе Алтая: они необходимы и используются в настоящем труде для выяснения роли рельефа в оледенении Алтая. Вместе с тем трехверстная карта Алтая, а также и наблюдения автора детализируют в большой степени расчленения высоких хребтов.

Хуже обстоит дело с климатологией Алтая. Автор имеет возможность использовать обработанные Т. М. Вогралик данные о климате Алтая, но ни эта работа, ни вообще данные Алтайских метеорологических станций, расположенных в долинах, не устанавливают прямых показателей климата, с которым непосредственно связано оледенение. Данные о высоте снеговой линии, а также границы леса ис-

пользованы возможно шире, но и они не являются достаточно полными.

1. Следует остановиться на главных чертах тех источников, которые положены в основу составления настоящего труда и на характере использования этих материалов.

Трехверстная карта Алтая оказывает большую помощь в высокогорных исследованиях Алтая. К счастью она охватывает все самые высокие хребты Алтая: и пограничные восточные хребты, и Южный Алтай, и систему Катунско-Чуйскую, кроме самого западного конца Катунского хребта. Карта имеет продолжение и на зарубежные стороны высоких хребтов в виде пятиверстной с горизонтальной карты округа Кобдо в Монголии, изданной Военно-Топографическим отделом Штаба Зап. Сиб. Воен. округа. Не захватываются трехверстной картой хребты с малым оледенением на западе и севере Алтая.

На карте, к сожалению, не нанесены ледники и нельзя на ней отличить, например, кара пустого и кара с ледником. Но на эту карту можно наносить ледники, наблюдаемые в природе, с оценкой их размеров, снятые на фотоаппарат. Так построены карты ледников или, точнее, карты распределения ледников Катунского хребта (Б. и М. Троновых), Южного Алтая (Б. и М. Троновых для восточной части и В. В. Резниченко для западной части), небольшая карта Семихатовой ледников хребта Чихачева.

Использованы также старые карты ледников Белухи и Чеган-узун, сделанные Сапожниковым и план Катунского ледника, выполненный Экспедицией Второго Международного Полярного года в 1933 году. Никаких новых возможностей для усовершенствования этих карт к настоящему времени не прибавилось, так что они оставлены в прежнем виде, за исключением небольших исправлений по фотографиям.

Также в основном, почти не имея специальных ледниковых съемок, пришлось строить и карты для Южно-Чуйского хребта и Северо-Чуйских Альп. Но, к сожалению, качество трехверстки здесь оказалось хуже и в ряде пунктов неправильно дано расположение хребтов и истоков рек. При нанесении на общую карту Чеган-узунского узла пришлось больше доверяться старой съемке Сапожникова, а не трехверстной карте. На планшете горного узла Биш-Иирду пленяют глаз изумительные кары и трюги, где так и хочется поместить ледники, но расположение высочайших гребней в истоках Актру, Маашей и Шавлы совсем не то, что в действительности. Насколько было возможно, лишь бы получить схематическую карту, исправления были внесены с помощью осмотра местности с высоких вершин вместе с фотографированием и измерением румбов буссолью, а также небольших теодолитных съемок (у концов ледников Актру и Джело).

Эта же трехверстная карта явилась основой для характеристики высотного положения оледенения в Катунском хребте и в восточной части Южного Алтая. Высоты, взятые по карте, не противоречат новым барометрическим определениям, а также и старым данным Сапожникова. Основным методом определения относящихся к ледникам высот в исследованиях Б. и М. Троновых в Катунском хребте было базирование коротких барометрических нивелировок на такие ближайшие пункты, где на карте имеются отметки абсолютной высоты. Уточнить высотные данные, помещенные в статье Б. и М. Троновых

«Ледники Катунского хребта» вместе с каталогом пока не представляется возможным (за исключением случаев, которые оговариваются отдельно) и они вошли целиком и в настоящую работу.

Что касается высотных отметок, которые имеются на Чуйских листах карты, то в этом отношении, повидимому, Чуйские листы уступают Катунским, но здесь у автора появилось больше возможностей уточнить барометрические определения высот, о чем еще будет сказано ниже.

Литературные источники, относящиеся к вопросам оледенения Алтая, считаются единицами. В указанных выше работах В. В. Резниченко, Л. А. Семихатовой, А. И. Юдина рассматривается оледенение тех районов ледникового Алтая, которые не освещены в исследованиях Б. и М. Троновых и в прежних трудах Сапожникова.

Работа В. В. Резниченко «Древнее и современное оледенение Юж. Алтая» — один из солидных трудов по оледенению Алтая, где сведения о 92 ледниках Южного Алтая представлены в систематизированном виде.

У А. И. Юдина весьма тщательно и подробно описаны ледники Курайских Альп.

Из работы Л. А. Семихатовой получается представление о совершенно особом для Советского Алтая небольшом ледниковом центре на крайнем востоке Алтая с очень высокими вершинами при очень высоком также положении снеговой линии.

Из этих работ заимствованы численные и другие характеристики ледников, чтобы общий каталог ледников мог быть по возможности исчерпывающим справочником по ледникам Алтая (в Советской части) по состоянию наших сведений на 1945 год. Из этих же работ приводятся в сокращенном виде некоторые описания и характеристики оледенения, необходимые для того, чтобы во всей картине оледенения Алтая не было крупных «белых пятен».

Капитальный труд Сапожникова о Монгольском Алтае использован для некоторого краткого очерка, который автору казался необходимым, так как Советский Алтай составляет лишь часть Алтайской горной страны в целом. Но сведения о ледниках зарубежного Алтая в каталог не помещены, так что последний остается «Каталогом ледников Советского Алтая». Два соображения заставили автора отказаться от составления общего Каталога для всего Алтая: во-вторых, сведения о ледниках Монгольского Алтая, помещенные в Каталоге Б. В. Тронова, остались без изменения и в настоящее время и во-вторых, что список ледников Советского Алтая является почти полным, а для Монгольского Алтая он был бы совершенно неполным, так что соединение этих списков по существу все равно не дало бы общего Каталога.

Исследования Б. и М. Троновых в 1914—16 гг. по существу открыли один из главных узлов оледенения на Алтае. В статьях «По истокам Аргута» и «Исследования в Южном Алтае» дается сжатое описание ряда ледников в истоках Алахи и Канаса вместе с основными численными характеристиками и отмечаются интересные связи между рельефом и оледенением. Новых экспедиционных исследований здесь,

к сожалению, не было. Эти обе работы легли в основу нового описания этой части ледникового Алтая.

В работе Б. и М. Троновых «Ледники Катунского хребта» (с каталогом и картой) приводятся сведения о 341 леднике Катунского хребта. Кроме описания отдельных ледников приводится деление хребта на части на основе особенностей рельефа и оледенения. Отмечаются закономерности в распределении снеговой линии вдоль хребта и т. д. Описания и характеристики использованы для составления нового, более подробного описания Катунского хребта с его оледенением; цифры и данные Каталога вошли целиком, почти без изменений в новый список, который, таким образом, остался по существу прежний.

Но использованы не только готовые материалы написанных страниц в прежней работе. Очень многое удалось получить из нового рассмотрения полевых экспедиционных записей. Так как в настоящем труде много внимания уделяется формам ледников и их связи с рельефом, то очень ценным для него оказался богатый фотографический материал, собранный за много лет. Объем вновь написанной главы о ледниках Катунского хребта оказался в три раза больше, чем прежней статьи.

Исследования автора в Чуйских Альпах в 1936—1940 гг. (списки и схематическая карта ледников переданы в Новосибирское управление гидрометслужбы) носили в общем характер того же изучения общей картины оледенения, что и в Катунском хребте, но, может быть, более детально изучалась высота снеговой линии. Она определялась и разными методами, и в возможно большем числе точек; подробнее об этом сказано в главе VIII. Точно так же больше внимания, чем раньше, уделено границе леса и расположению молодых морен перед ледниками и некоторым другим вопросам.

Как уже было сказано, определения абсолютных высот здесь встретили затруднения в ухудшении качества листов трехверстки для этого района. Но зато появилась возможность уточнить определение высот барометрическими способами. Автор располагал каждый раз двумя—тремя anerоидами и одним—двумя гипсотермометрами. Вычисление высот оказалось возможным приводить не только к более отдаленной станции (Бийск), но и к более близкому и высоко расположенному Кош-агачу. В очень многих точках приходилось держать стан по многу дней или посещать их по несколько раз. Так появился целый ряд промежуточных баз для маршрутных барометрических нивелировок. И все же в настоящее время точность определений абсолютных высот в Чуйских Альпах, как и в других районах Алтая, не является достаточной.

Картина оледенения Чуйских Альп, представленная в Каталоге, на картах и в описаниях, которую смог теперь нарисовать автор, является в основном результатом его собственных исследований, но все же в некоторых случаях пришлось обращаться и к старой книге Сапожникова, а размеры и конфигурации больших ледников Талдурино-Софийского мы и сейчас знаем лишь по его съемкам. Небольшие ледники южного склона Чуйского хребта описаны по работе Б. и М. Троновых «По истокам Аргута».

Что касается «Каталога ледников Алтая» Б. В. Тронова (1925 г.), то естественно было использовать не устаревшие списки ледников Южного Алтая. Но списки ледников Катунского хребта и Чуйских Альп, где вместе-сосредоточено 575 ледников или $\frac{3}{4}$ их общего числа в Советском Алтае, сейчас устарели и перекрыты позднейшими исследова-

ниями. Надо заметить, впрочем, что столбец старого Каталога «средняя высота гребней, окружающих область питания ледников», не повторенный в позднейших списках, но вообще существенный и удобный для характеристики ледников, оказался полезным и в настоящем труде.

Из других источников, которые частью уже использованы ранее в предыдущих работах Б. и М. Троновых, следует упомянуть о статьях из сборника «Алтай» (труды Алтайской ледниковой экспедиции 2-го МПГ), из сборника «Штурм Белухи» и некоторых других. К ним пришлось обращаться и непосредственно, т. к. имелось естественное желание использовать все существенные замечания об оледенении Алтая: но так уж велика вся сумма наших сведений о ледниках Алтая.

Так составлены первые семь глав настоящей работы вместе с Каталогом и картами ледников. Общий объем их получился довольно значительным, отчасти потому, что Алтай все же большая ледниковая страна и ледников здесь много, а отчасти в результате того, что автор во всех характерных случаях старался дать анализ влияний рельефа и климата в их взаимодействии на оледенение с его особенностями. В итоговой картине оледенения, нарисовать которую стремился автор, важны не только численные показатели оледенения, но и те их характерные черты, которые лучше всего выясняются именно с помощью такого анализа.

Развивая эту мысль далее, автор пришел к выводу о необходимости написания еще 4-х глав, где рассматриваются общие, характерные для Алтая, связи современного оледенения с климатом и с рельефом, типы ледников и общие формы оледенения и процесс его сокращения.

Климат Алтая изучен в настоящее время совершенно недостаточно. В имеющихся работах, включая и упомянутые выше данные Т. М. Богралик, характеризуется по существу лишь климат Алтайских долин и показатели его не могут дать климатологического объяснения явлений оледенения. Но, с другой стороны, довольно многочисленные отметки высоты снеговой линии, с дополнением также высот границы леса, связываются не только с явлениями оледенения, но и являются показателями климатических вариаций на территории Алтая.

Привлекая теперь для объяснения орографию и циркуляцию атмосферы, можно ориентировочно наметить некоторые климатические районы высокогорного Алтая, которые дополняют картину климатов долин Алтая. Свойства и особенности этих районов помогают объяснить явления оледенения, а климатологу, быть может, помогут при новых исследованиях климата Алтая. В таком именно плане рассматриваются в главе VIII климатические условия Алтая в связи с оледенением.

Особенности в соотношениях между рельефом и оледенением должны считаться одной из самых характерных черт оледенения каждой горной страны. Между тем наблюдений, относящихся к этому вопросу, в разных частях Алтая скопилось очень много. Поэтому появился полный смысл, не ограничиваясь описаниями отдельных интересных случаев, попытаться установить общие основные характерные черты орографических влияний в современном оледенении Алтая. Таким образом, и глава IX «Орографические влияния в современном оледенении Алтая» подчинена основной установке всей настоящей работы — дать общую картину современного оледенения Алтая. Заранее следует оговориться, что вопрос о происхождении тех форм рельефа, с которыми связано современное оледенение Алтая, в частности его многочисленных каров,

в настоящей работе не ставится. Но надо заметить, что специальная постановка вопроса о карах должна встретить на Алтае исключительно благоприятную почву в виде чрезвычайного обилия и разнообразия подобных форм рельефа на Алтае.

К числу общих вопросов, где итоговый характер всей работы может быть подкреплён некоторыми общими выводами, относится вопрос об отступании ледников Алтая и сокращения его оледенения, освещенный в предпоследней главе. Материал наблюдений, констатирующий сокращение оледенения, хотя бы и без точных измерений, представляется довольно значительным. Он позволяет конкретизировать для Алтая формы связи между общим процессом отступления и состоянием оледенения и придать новый смысл и значение его характерным чертам.

При составлении этой главы большую помощь оказали работы Тюменцева, Мягкова, Варданянца и др., в которых главным образом с помощью изучения морен не только характеризуется цикл событий, приведший от максимума вюрма к современному состоянию оледенения, но проводятся важные аналогии в этом отношении между Алтаем и другими горными странами. При помощи сравнения оледенения в разных районах Алтая, которое делается в этой главе, также получается некоторое общее представление о таких изменениях оледенения, корни которых уходят в глубину веков.

Все же основной задачей автора в этой главе было не укрепление моста между современным и древним оледенением Алтая, а характеристика именно современных явлений оледенения с точки зрения их известной подчиненности общему процессу деградации. Этой установке по существу подчиняется и сравнение оледенения в разных районах, так как при этом подчеркивается связь форм ледников с ходом их сокращения. Кроме того рассматриваются изменения в состоянии ледников, происходящие и возможные, в коротком промежутке времени, более коротком, чем нужно для существенных изменений в рельефе.

Таким образом и эта предпоследняя глава всего труда должна служить общей цели выяснения картины оледенения Алтая, характеризуя его как некоторое меняющееся явление с определенной фазой его состояния в настоящее время. С другой стороны, фиксация в итоговой главе определенных и характерных для Алтая черт и сторон изменений, происходящих в состоянии оледенения, поможет наметить конкретные объекты и методы для предстоящих точных измерений.

В прежних работах Б. и М. Т р о н о в ы х ледники Алтая обозначены как долинные, каровые или висячие и еще два—три ледника теснинных, близких к туркестанскому типу. Сейчас на основании большего материала наблюдений, а также анализа орографических и климатических условий оледенения, автор не может считать достаточной эту схему из трех наименований типов ледников для характеристики оледенения Алтая. Дело по существу не в том, что прибавился еще тип ледников плоских вершин, а в том, что для правильной характеристики современного оледенения Алтая необходимо подчеркнуть черты его разнообразия. Оно заключается в том, например, что ледник Катунский совсем не походит на ледник Талдуринский, а ледниковый узел Белухи — на ледниковый бассейн Алахи, и не найдется другого такого участка крупно-карового оледенения, как и в истоках Кони-айры и Иолдо-айры. И, конечно, эти различия выступают не изолированно, сами по себе, а

в естественной связи с рельефом и климатом, как необходимое звено в общем разнообразии физико-географических условий Алтая.

Явно неодинаково, можно сказать—разнообразно, протекает самая жизнь ледников Алтая, и это должно быть отнесено к основной сущности и причине разнообразия в оледенении. К сожалению только, в этом отношении острее всего чувствуется недостаток специальных исследований и точных численных данных: почти нет точных гидрометрических материалов, определений отступления (точных и систематических), определений стаивания, скорости движения ледников и т. д.

Это последнее обстоятельство, конечно, не может служить препятствием для составления общих характеристик типов ледников Алтая. Алтай ледниковый должен, наконец, найти свое подобающее место в семье ледниковых стран Советского Союза и всего мира, а для этого надо иметь правильное о нем представление. Между тем прежняя картина оледенения, подчиненная безоговорочно упрощенной формуле из трех наименований типов, так же устарела, как устарел «Каталог ледников Алтая» 1925 года. Этот получившийся пробел и должна восполнить последняя глава работы.

Резюмируя все сказанное, следует еще раз подчеркнуть, что составляя всю настоящую работу, автор видел перед собой именно общую картину оледенения, а не сумму частных исследований. Картина эта не совершенна сама по себе, но автор надеется, что она все же представит некоторую базу для дальнейших физико-географических исследований Алтая и не только благодаря справочному материалу, но благодаря намеченным соотношениям между оледенением, климатом, рельефом и отчасти речной сетью Алтая. Автор не ставил перед собой задачи теоретического исследования общих законов формирования горных ледников на материале ледников Алтая, но, может быть, в той общей мировой картине оледенения, которая подчинена этим законам, Алтай добавит некоторые новые штрихи.

Необходимо указать еще на ту громадную помощь при составлении монографии, которую оказали автору все 6 томов «Трудов ледниковых экспедиций Второго Международного Полярного года» вместе с частично подытоживающей работой С. В. Калесника «Горные ледниковые районы СССР». Несмотря на общую незаконченность исследований, этот громадный капитальный труд в целом поражает как изобилием фактического материала, так и богатством научно-теоретического содержания. Гляциология в этом коллективном труде советских ученых по существу предстала в новом свете как наука, объединяющая громадный комплекс явлений и закономерностей, где оледенение неразрывно связывается с рельефом, климатом и речной сетью горной страны. Это руководящее положение автор и старался применять возможно последовательнее, обрисовывая общую картину оледенения Алтая.

ГЛАВА I

Основные хребты и области оледенения Алтая

Географическое положение и границы Алтая

Алтайская горная страна в целом представляет значительное горное поднятие—западный форпост горных цепей, поднимающихся вдоль южной окраины Сибири. На северо-востоке он сочленяется с Западным Саяном, а также с Кузнецким Алатау. На севере и северо-западе образует частью очень резкую, частью расплывчатую границу с южными степями Западной Сибири. Западные оконечности Алтайских хребтов подходят к самому Иртышу (от Усть-Каменогорска до устья Курчума), по другую сторону которого располагается еще невысокий Калбинский хребет. Далее, к юго-западу и югу отроги Алтая также спускаются к прииртышской депрессии. На юго-востоке и юге мощный хребет Монгольский Алтай, а также восточные отроги Алтая с отдельными грядами и повышениями образуют постепенный переход к высоким полупустыням Монголии. Наконец, на востоке по хребту Шапшал Алтай граничит с бассейном Кемчика, притока Енисея.

Юго-восточная часть всего Алтая с бассейном Кобдо и истоками Иртыша условно объединяется под наименованием Монгольского Алтая, хотя частично относится к Китаю. Северо-запад горной страны составляет Советский Алтай, который расположен между 48° и $52,5^{\circ}$ с. ш. и 82° и 90° в. д. и занимает площадь около 200 000 кв. км. В дальнейшем вместо «Советский Алтай» чаще будет говориться просто «Алтай», если только этим не будет нарушаться четкость смысла. Государственная граница на востоке и юге Советского Алтая проходит частью по высоким хребтам, частью по течению рек.

Начиная от западного конца Саяна, в общем юго-западном направлении протянулась линия хребтов, ограничивающих восток и юго-восток Советского Алтая: хребет Шапшал переходит в пограничные хребты Чихачева и Сайлюгемский, составляющие госграницу с Монгольской Народной Республикой. Последний из указанных хребтов упирается в горный узел Табын-Богдо-Ола, в северную цепь его вершин.

Далее на запад вдоль гребня Южно-Алтайского хребта идет госграница с Китаем, но скоро, отклоняясь от водораздела на юг вдоль течения Ак-Кабы, переходит еще через невысокий краж и идет по реке Алкабек, небольшому правому притоку Иртыша. Южно-Алтайский же

хребет, оставаясь в пределах СССР, под разными наименованиями тянется еще далеко на запад до самого Иртыша.

По общему облику Советский Алтай, в большой степени лесной, весьма отличен от полупустынного Монгольского Алтая. Однако свойства монгольского ландшафта и климата через хребты Чихачева и Сайлюгемский переходят глубоко на юго-восток Советского Алтая, и здесь резкой границы нет. Естественные рубежи госграницы на юге Советского Алтая не соответствуют наиболее резко выраженной физико-географической границе. Начиная от горного узла Табын-Богдо-Ола, такую границу надо вести по гребням хребта Монгольский Алтай, который отделяет от Монголии Китайскую часть Алтая. Наша же госграница вдоль линии Южно-Алтайского хребта географически выражена слабее, хотя и представляет важный водораздел между Обью и Иртышом. Эти замечания в дальнейшем придется иметь в виду, так как область оледенения Советского Алтая тесно связана с оледенением по ту сторону госграницы.

Основные хребты Алтая

Из прилагаемой схематической карты видно, что основные хребты Алтая простираются в широтном направлении, и на востоке соединяются с пограничной линией хребтов: Шапшалом, Чихачева и Сайлюгемским. Эти последние хребты занимают особое положение и по своему расположению и по своей связи с целым рядом наиболее высоких хребтов Алтая. Однако непосредственное участие этих хребтов в современном оледенении Алтая невелико. Наибольшей высоты, до 4250 м, достигает хребет Чихачева и здесь развиваются альпийские формы рельефа вместо обычных плосковершинных и появляется небольшое оледенение.

Эти хребты с западной стороны или переходят в высокие нагорья, или спускаются к широким долинам рек, также высоко расположенным, или сочленяются с хребтами широтного направления, которые наиболее характерны в системе гор Советского Алтая. Конец Сайлюгема, отогнутый на запад, непосредственно соприкасается с вершинами Табын-Богдо-Ола. Сюда же с юго-востока подходит мощная система хребта Монгольский Алтай, а с западной стороны этих вершин начинается хребет Южно-Алтайский.

Табын-Богдо-Ола в целом—центр схождения трех больших хребтов, трех речных систем (Оби, Иртыша и Кобдо), место соприкосновения существенно различных ландшафтов, наконец, центр скопления максимально высоких вершин и гребней и главный фокус оледенения—представляет исключительно важное явление в орогидрографии Алтая. В пределах СССР находятся лишь северные склоны северной группы вершин Табын-Богдо-Ола с оледенением сравнительно слабым.

Южно-Алтайский хребет представляет весьма типичный большой хребет высокой, снеговой части Алтая. От вершин Табын-Богдо-Ола он протянулся на запад под различными названиями более чем на 350 км (до Иртыша), хорошо сохраняя свое главное простира-
ние

Хребту свойственны большие колебания высоты. На значительном протяжении на востоке он поднимается много выше снеговой линии (до 3900 м), но центральная часть (хребет Тарбагатай) опущена ниже

2 500 м., а западнее, в горах Сарымсакты, имеется новое повышение е до 3 400 м. В соответствии с геологической историей Алтая верх хребта часто представляет выравненные поверхности без выдающихся вершин, но в самых высоких участках благодаря интенсивному развитию казаров приобретает альпийские формы. Отчасти эта смена форм рельефа связывается и со сменой горных пород, из которых составлен хребет. ИИ в отношении оледенения хребет отличается разнообразием. Сосредоточение больших ледников сменяется мелкими разбросанными ледниками, а малыми ледниковыми центрами, которые чередуются с полным отсутствием постоянных снегов.

Хребет асимметричен: с северной стороны склоны хребта круты и резко обрываются к непрерывной линии большею частью широких долин—грабенов на всем протяжении хребта. С южной стороны в юго-западном направлении он отсылает целый ряд отрогов по нескольку десятков километров в длину и с такими же, а иногда и большими в вы- сотами, как на главной линии хребта.

Километров на 50 севернее Южно-Алтайского хребта, по другую сторону долины Бухтармы, расположена вторая широтная цепь менее высокая, с менее определенной водораздельной линией, ветвящейся плоскостными грядами. Это хребет Листвяга. Часть хребта к югу от долины Коксу Аргутской достигает высоты более 3 000 м и не- сёт на себе небольшое оледенение.

Еще севернее, за линией широтных долин Катунь, Коксу Арг., Яйса- тера, поднимаются склоны Катунско-Чуйского хребта центрального по положению, главного по орогидрографическим признакам в Советском Алтае. Признаки эти следующие: 1) связываясь с крайними западными хребтами Алтая, он пересекает весь Алтай в широтном направлении; 2) достигает в отдельных вершинах (Белуха—45166 м, Иикту — 4 200 м) максимальных для Алтая абсолютных высот и на большом протяжении имеет среднюю высоту более 3 000 м; 3) имеет особенно хорошо развитые альпийские высокогорные формы рельефа. 4) характеризуется наибольшим в Советском Алтае развитием оледе- нения и, помимо нескольких сот разбросанных ледников, дает целый ряд центров—стусков оледенения со средними и большими ледниками; 5) дает основное питание Катунь с главными притоками — основ- ной водной артерии Алтая, причем определяется и характер режима Катунь как горноледниковой реки. Приняв Аргут и Чую, поворачивая на север, Катунь покидает район Катунско-Чуйских Альп вполне сффор- мированной многоводной рекой.

Катунско-Чуйский хребет асимметричен, как и Южно-Алтайский, только разветвленной здесь является северная сторона, а крутыми и обрывистыми—чаще южные склоны. Точно также и область оледенения, связанная с Катунско-Чуйским хребтом, не только вытянута в длину, но имеет и значительную ширину (по меридианальному направлению), именно благодаря отрогам северной стороны.

Ущелье Аргута делит всю длину Катунско-Чуйского хребта на две неравные части: западную часть или Катунский хребет, длиной 150 км, и восточную — в 100 км длины — от стыка с Сайлюгемом и хребтом Чихачева до Аргута; это Чуйский или точнее — Южно-Чуйский хребет. Последняя оговорка или уточнение названия имеет существен- ное значение: кроме Южно-Чуйской цепи несколько севернее, т. е. бли- же к долине Чуи, располагается сложная система гребней, известная

под названием Северо-Чуйских гор. Вся система между Ясатером и Чуей может быть названа Чуйскими Альпами. Но продолжением Катунского хребта на востоке, так что образуется единая Катунско-Чуйская горная цепь, лишь разрезанная Аргутом, является именно Южно-Чуйский хребет.

Катунский хребет, имея восточный конец у Аргутского ущелья, с западной стороны столь же резко ограничивается прорывом Катуня на север, но вся Катунско-Чуйская горная цепь может быть продлена и дальше на запад за Катунь в виде хребтов Холзун и дальше Ивановского вплоть до Иртыша. Впрочем, хребет Холзун имеет связь и с хребтом Листвяга.

Последние два сравнительно невысоких хребта (до 2815 м) все же несут незначительные ледники и являются весьма показательными для тех гребельных условий, при которых еще существует современное оледенение на Алтае.

Следующая широтная цепь — Северо-Чуйские горы, Теректинский хребет, Коргонский хребет, Тигирекский хребет — выражена несравненно менее определенно и имеет меньшее значение в оледенении Алтая. Восточный конец Северо-Чуйских гор доходит лишь до Чуйской степи (а не до хребта Чихачева). Центральная их часть или горный узел Биш-Иирду представляет сложное сплетение гребней до 4230 м абсолютной высоты с мощным скоплением больших ледников, но не обособленное, а тесно связанное с высокой частью Южно-Чуйского хребта. На запад к Аргуту и Катуню тянется не одна, а три цепи с разбросанными ледниками.

Теректинский хребет (за Катунью), смещенный несколько к северу по сравнению с Северо-Чуйскими горами, представляет широкое плосковершинное поднятие, едва доходящее до снеговой линии и без сформированных ледников (?).

Коргонский хребет смещен еще несколько к северу и достигает лишь 2500 м а. в., но под его плоскими вершинами в карах, по видимому, есть сформированные малые ледники.

Кроме этих перечисленных, другие хребты западной половины Алтая (к западу от Катуню) не достигают больше достаточной высоты, хотя бы для малого оледенения. Хребты Семинский, Чергинский, Ануйский, Башелакский с их общей тенденцией веерообразного расположения в основном северо-западном направлении едва выходят за пределы лесной границы и постепенно снижаются к окраине Алтая.

Но к востоку от Катуню, ввиду связи этой части Алтая с лежащими восточнее массивами (Шапшал, Саяны и др.) и более значительными абсолютными высотами всей территории, еще сохраняются хребты и отдельные вершины с небольшими ледниками. Длинная линия хребтов: Курайский, Айгулакский, Сумультинский, Куминский, Иолго — от стыка с пограничным хребтом на востоке идет сначала в западном направлении, постепенно загибается вдоль Катуню и выносит свои высоты (до 2614 м) с небольшими ледниками далеко на север между Катунью и Телецким озером.

В Курайском же хребте при высотах до 3430 м развиваются альпийские формы рельефа и число ледников, вероятно, достигает не меньше двух десятков.

Остается еще большая территория на востоке Алтая между только что указанной линией хребтов и хребтом Шапшал, занятая бассейном

Чулышмана вместе с Башкауком. В рельефе этой местности лучше всего представлено древнее плоскогорье, расчлененное долинами рек, но хребты (главный — хр. Чулышманский) выражены по высоте и по направлению с меньшей определенностью, чем в других районах Алтая. Высоты водоразделов большей частью не превышают 2 500—2 600 м, но есть отдельные вершины (например в истоках Чельчу) выше 3 000 м. Современных ледников неизвестно вовсе, но отсутствие их нельзя считать доказанным.

Из приведенного выше перечня хребтов можно видеть, что Алтай достигает значительных высот: отдельные вершины—до 4 000—4 255—4 516 м, значительные участки хребтов—до 3 000—3 500 м. При наличии не очень высокого положения снеговой линии, большей частью не выше 3 000 м, эти высоты достаточны не только для формирования отдельных, разбросанных там и сям ледников, но и значительных центров оледенения, где сконцентрированы вместе крупные ледники. Надо впрочем сказать, что таких ледниковых центров на Алтае возникает немного, область же распространения сравнительно небольших ледников, в частности так называемых ледников второго разряда, значительно шире. При этом такие ледники могут залегать почти вплотную друг к другу, создавая почти сплошные полосы оледенения, или чаще дают разбросанное оледенение по отдельным удобным точкам хребтов. Отдельные изолированные ледники, использующие максимально удобные места для сохранения льда, могут встречаться далеко от главных центров на периферии высоких хребтов Алтая.

При наличии в системе Алтая многих хребтов, отделенных друг от друга широкими долинами или понижениями, отдельные области оледенения могут возникать изолированно, не имея непосредственной связи друг с другом.

С другой стороны, ввиду того, что госграница на территории Алтая проходит частично по самым высоким хребтам, область интенсивного оледенения на юге Советского Алтая оказывается тесно связанной с оледенением Монгольского Алтая. В меньшей степени это будет заметно и на восточных пограничных хребтах. Наличие таких непосредственных пограничных связей между оледенением Советского и Монгольского Алтая подчеркивает возможность существования некоторых общих закономерностей в формировании и эволюции ледников для всей территории Алтая, Советского и Монгольского. Для их выяснения и установления неизбежно придется касаться в той или иной степени оледенения Монгольского Алтая и условий его существования. В частности это должно относиться к климатической обстановке оледенения, которая лучше всего может быть выяснена при учете изменения климата на смежных территориях Советского и Монгольского Алтая.

Широтные и долготные пределы распространения оледенения в Советском Алтае: от 48° 50' до 51° 15' с.ш. и от 83° 45' до 89° 45' в.д. Они не так уже сильно сжаты по сравнению с пределами самого Алтая и это указывает на большой диапазон физико-географических условий оледенения.

Области оледенения Алтая

В этих указанных общих пределах, как уже говорилось, оледенение встречается на целом ряде хребтов Алтая. Оно в основном концентрируется в две больших области оледенения — Южно-Алтайскую и Центрально-Алтайскую, но частью привязано изолированно к промежуточным или периферийным хребтам.

К Южно-Алтайской области оледенения относятся следующие хребты:

1. Северные склоны пограничной северной группы вершин Табын-Богдо-Ола. Область оледенения вместе с горами Чолок-Чад| собственно начинается еще восточнее, так как на юго-западном конце хребта Сайлюгемского уже появляются небольшие ледники. Но и на склонах Табын-Богдо-Ола, обращенных к плоскогорью Укок, несмотря на очень внушительный вид снежных шапок, оледенение невелико. Главные ледники — по другую сторону гор.

2. Собственно Южно-Алтайский хребет на протяжении около 80 км¹⁾ имеет ледники на обоих склонах и на отрогах, особенно развитых с южной стороны в системе Канаса и Кабы. Десятки ледников второго разряда, но на участке в 20 км длиной, в истоках Алахи на севере и Канаса на юге развивается важный центр оледенения с большими ледниками, частично лежащий по ту сторону границы.

Далее на запад, на протяжении 50 км, хребет понижен до средних высот порядка 2 200—2 600 м. Ледников нет.

3. Горы Сарымсақты — продолжение на запад того же хребта — снова резко повышены. Небольшие ледники второго разряда. Несколько к юго-востоку есть небольшая горная группа с вершиной 3 250 м и парой ничтожных ледников.

В целом в южном Алтае на советской стороне имеется не менее 122 ледников с площадью около 80 кв.км и развивается один важный ледниковый центр. Это оледенение тесно связано с оледенением Монгольского /и Китайского /Алтая по ту сторону границы. Частично, в горах Сарымсақты оледенение занимает изолированное положение.

Центрально - Алтайская или Катунско - Чуйская область оледенения может быть подразделена на три больших части, из которых каждую условно можно назвать областью оледенения. Сюда относятся:

1. Южно-Чуйский хребет. Область оледенения занимает здесь около 80 км, несколько меньше всей длины хребта, так как на востоке крайние ледники появляются не в самом начале хребта, а на западе оледенение несколько не доходит до Аргута. Средняя часть хребта в истоках Чеган-узуна и Карагема относится к самым мощным центрам оледенения Алтая.

2. Северо-Чуйские горы. Хотя они относятся к отдельной, лежащей севернее предыдущего хребта, широтной линии хребтов, но Северо-Чуйский район надо рассматривать в связи с Южно-Чуйской областью оледенения ввиду его фактической почти неразрывности и значительной общности в физико-географической обстановке.

¹⁾ Употребляются и другие частные наименования, как-то горы Канас, группа Жорабль—для крайней восточной части хребта.

Северо-Чуйскую область оледенения необходимо добавочно подразделить на части:

а) Горный узел Биш-Иирду — наиболее высокая часть, имеющая характер узлового сплетения высоких гребней, представляющая один из главных на Алтае ледниковых центров.

б) Три сравнительно коротких Северо-Чуйских цепи, протянувшихся от Биш-Иирду на запад к Аргуту между долинами Карагема—Юнгура—Шавлы—Чуи, характеризуются малым оледенением.

3. Катунский хребет. Область разбросанных ледников занимает почти все протяжение хребта вместе с главными отрогами. Имеются центры сгустки оледенения:

а) Белуха — один из главных ледниковых центров Алтая.

б) Западно-Катунский.

в) Восточно-Катунский.

Последние два скопления ледников значительно меньше ледникового узла Белухи и представлены ледниками меньших размеров, чем на Белухе.

Насколько значительна вся Катунско-Чуйская система ледников видно из суммарных цифр ее характеризующих; одному Катунскому хребту принадлежит 342 ледника с площадью в 232 кв. км и примерно такую же площадь ледников имеют и Чуйские Альпы.

4. Остальные области оледенения представлены только малыми ледниками и возникают изолированно в условиях хребтов сравнительно невысоких (ниже 3 000 м) при невысоком положении снеговой линии, а также на хребтах с большей а. в., но при высоком положении снеговой границы. Сюда относятся во-первых, внутренние хребты Алтая:

— а) Хребет Листвяга. В его восточной части в области правых притоков Коксу Арг. развивается изолированная область небольших ледников, промежуточная по широте между Южно-Алтайским и Катунско-Чуйским хребтами.

б) Высокий Курайский хребет (до 3 400 м), где за последние годы найдено значительное количество ледников.

Далее отмечаются единичные ледники на западной периферии Алтая в хребтах:

а) Холзун,

б) Коргонском,

в) Ивановском.

Сохранению ледников в этих хребтах благоприятствует невысокое положение снеговой линии.

Самое северное положение занимают малые леднички в хребте Иолго¹⁾ между Катунью и Телецким озером. По отношению к нему можно повторить предыдущее замечание.

Противоположный случай — большая абсолютная высота хребта, но вместе с тем очень высокое положение снеговой границы представляет хребет Чихачева с высотами вершин до 4 250 м, где найдены только небольшие ледники.

В отношении некоторых хребтов можно высказать предположение, что они находятся на грани оледенения, достигают высоты снеговой линии, что там возможно существование отдельных ледничков, хотя до настоящего времени и не обнаруженных. Это можно сказать, например,

¹⁾ Северная часть хребта Сумультинского.

о хребте Теректинском, о хр. Шапшал, особенно его отроге хр. Кяхту между притоками Чулышмана—Шавлой и Чельчу, и, может быть, о некоторых других хребтах в бассейне Телецкого озера. Надо считать вообще, что известная сейчас картина распространения самых малых форм оледенения на Алтае, могущих привязываться и к сравнительно невысоким хребтам, является далеко не полной.

Но Советский Алтай — это не вся горная страна. Его оледенение включается в общую, более обширную систему ледников всего Алтая и местами тесно связывается и территориальной близостью и известным сходством физико-географических условий с оледенением Монгольского Алтая. Поэтому ниже даются и краткие сведения об оледенении Монгольского Алтая, хотя оно непосредственно и не являлось предметом изучения в настоящей работе.

ГЛАВА II

Краткий очерк оледенения Монгольского Алтая

Монгольский Алтай (включая и юго-западные склоны главного хребта, принадлежащие Китаю) имеет значительное оледенение, главным образом потому, что горный узел Табын-Богдо-Ола, самый мощный ледниковый центр всей системы Алтая, лежит почти целиком на территории Монгольского Алтая.

На юго-юго-восток от Табын-Богдо-Ола отходит большой хребет Монгольский Алтай, протянувшийся на 350 км (высокая часть) и имеющий системы значительных отрогов в сторону Иргыша и Улунгура. Он имеет среднюю высоту около 3 500 м и достигает в отдельных точках почти 4 000 м, где и образуются небольшие ледниковые центры. Вообще же оледенение хребта почти не изучено.

На восток с дальнейшим поворотом на север отходит от Табын-Богдо-Ола, как уже указывалось, пограничная линия хребтов Сайлюгемского и Чихачева. Эти хребты, особенно высокий хребет Чихачева, дают в Монгольскую сторону значительные отроги с отдельными узловыми повышениями (до 4 000 м и выше) и ледниками на разных расстояниях от пограничной линии. Особенной известностью пользуется горный и ледниковый узел Менгу-Хаирхан в бассейне озера Ачитнор.

На запад от Табын-Богдо-Ола отходит Южно-Алтайский хребет. Пограничный его участок, до истоков Ак-Кабы, характеризуется не только мощным оледенением северного склона, но имеет много ледников, частью значительных, и на южной стороне хребта с отрогами. Несколько южнее этого хребта с западными склонами Табын-Богдо-Ола, сближается еще высокая горная группа с ледниками под названием горы Эмейгеты.

Таким образом, ледники Монгольского Алтая, в общем раскинутые на широкой территории, концентрируются в отдельных районах. Наибольший интерес представляет Табын-Богдо-Ола. Но безусловно надо считать, что существуют в Монгольском Алтае еще неизвестные скопления ледников и много еще не открытых отдельных ледничков.

Горный узел Табын-Богдо-Ола и его оледенение

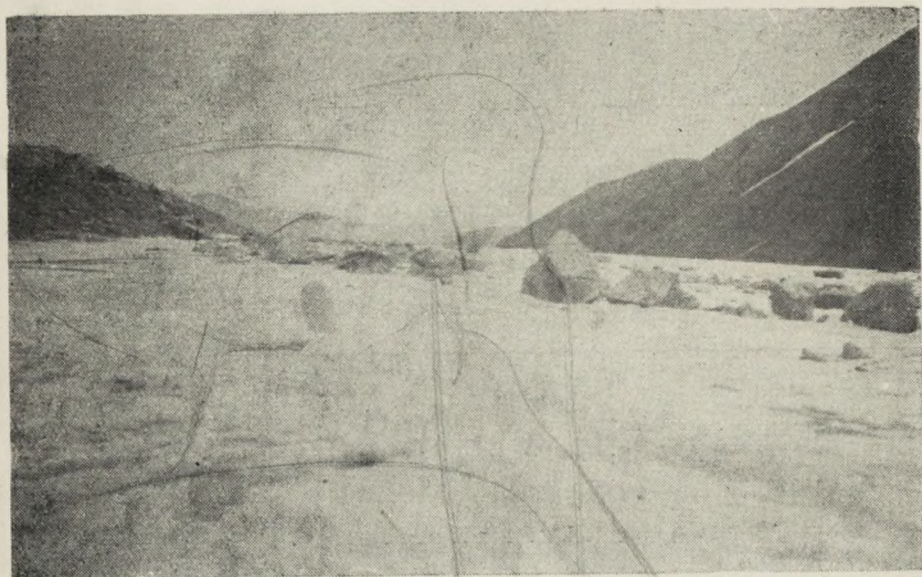
На крайнем юго-востоке Советского Алтая над равниной Восточного Укока поднимаются округлые белые шапки группы снеговых вер-



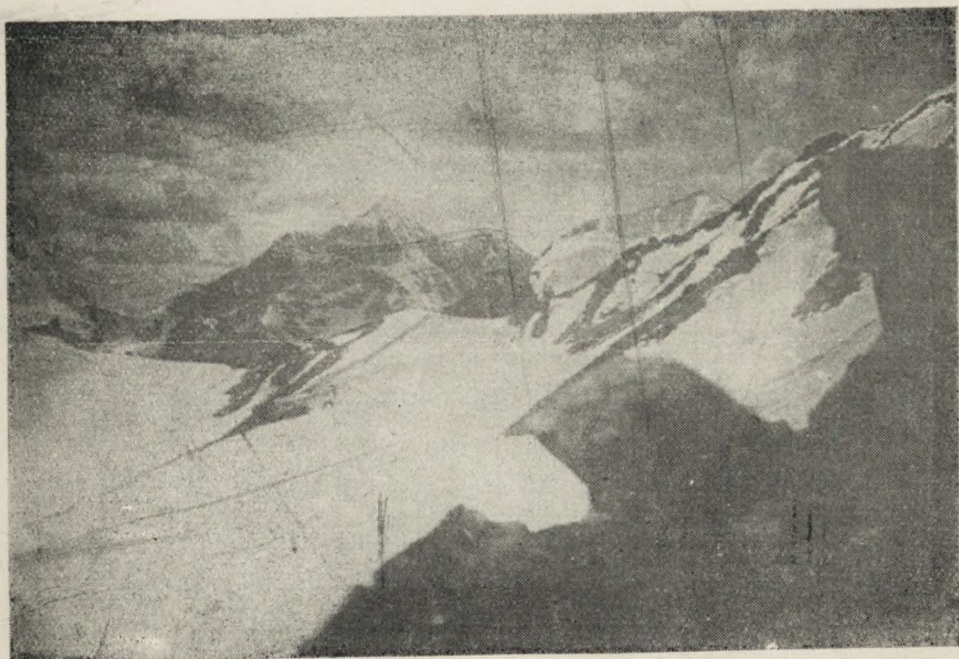
Ледник Потанина, общий вид.



Конец ледника Потанина.



Нижнее ровное поле Алахинского ледника (правая сторона). С левой стороны видна часть главной средней морены.



Акульгунские пики в истоках Акульгуна Канасского, вид с седла Укокского ледника. На переднем плане—фирновые поля одного из ледников Кара-Ирека, притока Акульгуна.

шин. Это—северный край горного узла Табын-Богдо-Ола, сразу поднятый над Укоком слабо расчлененным склоном в 1 800 м высоты. Но и по бокам, где с востока и запада примыкают хребты Сайлюгемский и Южно-Алтайский, он ограничен резко выраженными ступенями в 500 м высотой. Таковы орографические признаки, выделяющие северную группу вершин Табын-Богдо-Ола в общей линии пограничного хребта.

Сложное строение всего узла Табын-Богдо-Ола, связанного горными цепями лучше всего с хребтом Монгольский Алтай, представлено на карте. Расположение хребтов, при котором образуются понижения удобные для накопления снегов, имеющие значительные размеры и окруженные весьма высокими гребнями и вершинами, надо считать вполне благоприятным для оледенения. В этом отношении из других горных областей Алтая сходство с Табын-Богдо-Ола имеет лишь горный узел Биш-Ирду. Но абсолютные высоты центральных гребней и вершин здесь значительно выше, чем где бы то ни было еще на Алтае. Здесь имеется не менее 8—10 вершин, достигающих 4 000 м, больше чем во всех остальных хребтах Алтая, вместе взятых. Однако, особенно выдающихся вершин нет, и главная из них—вершина Кийтын—достигает всего лишь около 4 400 м, т. е. ниже восточной вершины Белухи.

Так же, как в Советском Алтае, высокие гребни Табын-Богдо-Ола характеризуются альпийскими расчлененными формами рельефа с крутыми склонами, однако без особо острых пиков. Наиболее округлые формы принадлежат, пожалуй, передовым вершинам, смотрящим на Укок. Сглаживанию резких внешних очертаний скалистых ребер способствует чрезвычайно обильное накопление снегов не только в мульдах, но и на склонах вершин Табын-Богдо-Ола. Сложен горный узел, по крайней мере, основные его гребни, из гранита, но уже на ближайших отрогах Табын-Богдо-Ола последний сменяется метаморфическими сланцами.

Для понимания условий оледенения Табын-Богдо-Ола следует отметить те орографические различия, которые возникают с одной стороны на северо-восточных и с другой—на юго-западных склонах Табын-Богдо-Ола. В первом случае—быстрый переход к пустынным плоскогорьям Монголии, где высоки долины, сравнительно низки и округлы хребты. Конец ледника Потанина и выход реки Аккол (Цагангол) лежит на высоте 2 850—2 900 м, горная группа с этой стороны кажется открытой, невысокой. Во втором случае — несравненно более глубокий спуск к лежащим много ниже истокам Канаса с альпийскими формами окружающего рельефа с очень большими относительными высотами.

Советская сторона склонов Табын-Богдо-Ола больше подходит к первому случаю, но только спуск к Укоку отличается большей глубиной, чем к леднику Потанина. Что касается южной стороны, то здесь, повидимому, границы горного узла менее определены при более постепенном переходе к хребту Монгольский Алтай.

Табын-Богдо-Ола своими ледниками, обращенными в разные стороны, питает целый ряд речных систем: на севере — р. Калгутты в системе Аргута (т. е. Катуня), на западе и юго-западе р. Канас — один из важнейших истоков Иртыша; на юго-востоке и востоке — два истока реки Кобдо, внутренней водной артерии Монголии.

Следует еще отметить, что главные водоразделы речных систем, приуроченные к Табын-Богдо-Ола, одновременно являются заметными

физико-географическими границами по ряду признаков. Табын-Богдо-Ола выступает как узел схождения различных физико-географических ландшафтов Алтая, включая сюда и особенности климатические.

Оледенение Табын-Богдо-Ола весьма велико (в масштабе Алтая) и выделяется среди других ледниковых областей Алтая общими размерами оледенения и особенно размерами и типами отдельных ледников. Всего в горном узле Табын-Богдо-Ола известно 36 ледников, из которых 26 относится к ледникам долинным первого разряда. Общая площадь оледенения считается 158 кв. км. Концентрация оледенения характеризуется тем, что на территории узла около 220 кв. км приблизительно 75% всей площади занимают снега и льды. Снежники отдельных ледников тесно соприкасаются друг с другом и образуют переметные системы, создавая впечатление большой общности и цельности всей снеговой зоны. Этим же надо объяснить и незначительное число малых ледников.

Размеры главных ледников значительно больше, чем в других районах Алтая: ледник Потанина имеет длину 19 км и площадь в 50 кв. км; ледник Пржевальского—12 км длиной, 30 кв. км площади и еще имеется 5 ледников с длиной 5—8 километров. Главные ледники—Потанина и Пржевальского—интересны не только своими размерами, большими, чем у других ледников Алтая. Особенности, которые им присущи, связываются с граничным положением Табын-Богдо-Ола между более влажным климатом запада Алтая и более сухим на востоке, между плоскогорьями Монголии и расчлененным иртышским рельефом и становятся весьма показательными для выявления и понимания в условиях Алтая климатических и орографических влияний на формирование оледенения.

Ледник Потанина начинается в обширном мульдообразном бассейне между Кийтыном и северными передовыми вершинами. Округлый фирновый бассейн имеет площадь около 20 кв. км, лежит высоко—от 3 500 м и выше. Форма склонов покатая и ровная, заснеженность их почти сплошная. Взяв большие запасы фирна, ледник течет в юго-восточном направлении спокойным потоком в 2—2½ км шириной и с небольшим уклоном в 3—5°. Поверхность ледника ровная, только внизу появляются сераки, ледник похож на спокойную реку.

Снежный покров на леднике распространяется (в июле), примерно, до высоты 3 300 м (у правой стороны ниже) и этой цифрой можно приблизительно оценить высоту снеговой границы на леднике. Отношение площадей области питания и языка, несмотря на большие размеры главного цирка, повидимому, все же меньше нормального для альпийских ледников.

Ледник кончается (1916 г.) на высоте 2 850 м двумя покатыми ледяными языками, разделенными валом средней морены, выдающимся вперед метров на 600 и скрывающим под собой значительные массы льда.

С правой стороны от ледника находится одна из высоких цепей Табын-Богдо-Ола. Ледник получает дополнительное питание с этой стороны вначале со склонов Кийтына, а затем пополняется большим притоком—ледником Александры (название Сапожникова).

С левой стороны над ледником по выходе его из фирнового бассейна сначала располагается бесснежный склон Сайлюгема, поднимающийся над ледником всего метров на 300. Здесь у самого стыка этого

хребта с крайней вершиной Табын-Богдо-Ола внизу, примерно на высоте 3 300—3 400 м, начинается левая боковая морена ледника.

Ниже, на протяжении 8—9 километров до конца ледника, вдоль левого его края нет высокого склона; ледник резко асимметричен, так как в значительной степени обеспечивается боковым питанием только с правой стороны. Однако нет признаков того, что эта асимметрия явилась результатом отступления ледника в недавнее время; она является следствием бокового расположения ледника по отношению к горному узлу Табын-Богдо-Ола. Ледник почти открыт с северо-восточной стороны и лишь немного поднимается над ним косогор болотистого плато, покатога с другой стороны в котловину Ойгура. Достаточно было бы сравнительно небольшого увеличения мощности ледника, чтобы массы льда, не ограничиваясь современным направлением течения, стали широко разливаться у северо-восточной окраины Табын-Богдо-Ола.

Таким образом, отмечается существенная особенность в расположении ледника Потанина по отношению к гребням Табын-Богдо-Ола. Если фирновый бассейн ледника залегает среди гребней Табын-Богдо-Ола, то этого нельзя сказать о ледниковом языке, который, выходя из гор, сохраняет лишь одностороннюю связь с ближайшим краем Табын-Богдо-Ола, почти теряя другой борт долины. Поверхность льда в 15 кв. км лежит не между гребнями, а у подножья высоких склонов. Это сближает современный ледник Потанина с типом ледников подножий, причем необходимое, достаточно обильное питание ледников связывается с очень большим скоплением снегов в главном бассейне. Надо заметить впрочем, что ниже ледника поток реки Аккол опять входит в глубокую долину.

Исключительно большие (для Алтая) размеры ледника находятся в некотором противоречии с безусловно неблагоприятной климатической обстановкой вместе с юго-восточной экспозицией ледника, что находит свое выражение в высоком положении снеговой линии, а также с неблагоприятным орографическим фактором в виде отсутствия достаточного окружения ледника высокими хребтами. Надо принять, что указанные неблагоприятные условия компенсируются большой абсолютной высотой расположения ледника (конец 2 850 м), что должно сильно уменьшить его таяние. Кроме того, ледник поддерживается не только мощностью основного фирнового бассейна, но и значительным боковым питанием и пополнением (хотя и односторонним): ледник Александры выдвигает свою морену почти на середину ледника Потанина.

Малое таяние в связи с большой абсолютной высотой расположения ледника проявляется и в уменьшенной роли ледника в питании реки: ледник Потанина с 50 кв. км площади дает не больше талой воды (может быть меньше), чем ледник Пржевальского, имеющий поверхность всего в 30 кв. км¹⁾.

Ледник Потанина, надо считать, отступает аналогично другим ледникам Алтая, хотя непосредственных измерений отступления сделано не было. Форма конца ледника (1916 г.) весьма характерна для этого случая. Между двумя покатыми утонченными языками под защитным

¹⁾ Нельзя согласиться с мнением Э. М. Мурзаева (А 57), что главным условием формирования ледника Потанина является отложение больших масс снега в «ветровой тени» с. в. склона Табын-Богдо-Ола. Судя по ряду признаков, наибольшее количество осадков остается на ю. з., т. е. на наветренном склоне с меньшим по размерам ледником Пржевальского.

покровом средней морены лед выдвигается вперед на 600 м. С левой стороны—два проточных озера, из которых нижнее занимает глубокую боковую выемку, повидимому, быстро разрушающую срединный выступ. Это—новое образование, которое не видно на фотографии Сапожникова, относящейся к 1905 году.

Кроме ледника Потанина на северо-востоке Табын-Богдо-Ола в истоках той же реки Аккола, есть еще значительные ледники: ледник Гране (длина 7 км), ледник Крылова (длина 8 км) и др. Описаний этих ледников по существу не имеется, но, судя по фотографии В. Сапожникова и по карте, это—долинные ледники, сравнительно простые, пологие и высоко лежащие (лед. Гране—конец 2 830 м). В условиях формирования этих ледников, надо полагать, аналогично леднику Потанина, увязываются вместе значительные размеры и удобные формы бассейнов, неблагоприятные климатические условия и значительные абсолютные высоты расположения.

Ледник Пржевальского занимает западную часть узла Табын-Богдо-Ола. С меридианально расположенного высокого гребня с вершиной Кийтын, с очень высоких поперечных гребней берется ряд фирновых потоков, частично очень крутых, и среди них первое место занимает сильный юго-восточный поток вершины Петр Петрович (название Сапожникова). Потоки собираются в центральном ледяном поле на высоте 2 800 м, имеющем сравнительно ровную и спокойную поверхность. Отсюда широкий ледяной язык направляется на северо-запад, а затем поворачивает на запад и, увеличивая уклон, опускается в глубокую долину Канаса (Иртышского или Большого Канаса¹⁾). Кончается ледник на высоте 2 400 м и здесь из темной щели вырывается весьма бурный поток Канаса.

Ледник Пржевальского во многих отношениях представляет полную противоположность леднику Потанина. Вместо одной обширной фирновой мульды здесь имеется разветвленная система питающих потоков, глубоко внедренная в самую центральную зону горного узла. Весь ледник окружен высокими гребнями, где не менее 5 вершин достигают 4 000 м а. в. и выше, и занимает в горном узле Табын-Богдо-Ола несравненно более внутреннее положение, чем ледник Потанина.

Рельеф западной стороны расчленен сильнее, чем восточных склонов Табын-Богдо-Ола. Крутые склоны гребней имеют большую относительную высоту над полем ледника и над долиной реки. Кийтын возвышается над ледником Потанина на 1 100 м, над ледником Пржевальского — на 1 600 м; над верхней долиной Аккола — на 1 500 м, над долиной Канаса — на 2 000 м. Ледник Пржевальского, кроме самых гребней, расположен ниже, на меньших абсолютных высотах, чем ледник Потанина: центральное его поле на 500 м ниже, чем средняя часть ледника Потанина, конец ледника Пржевальского—2 400 м, а Потанина—2 850 м. Вертикальное протяжение ледника Пржевальского, следовательно, значительно больше, чем ледника Потанина.

Западные склоны Табын-Богдо-Ола безусловно получают значительно больше осадков, чем восточные и северо-восточные. Большая долина Канаса, приходящая с запада, способствует продвижению влажных воздушных масс к гребням и вершинам Табын-Богдо-Ола и выпадению

¹⁾ Название Сапожникова Канас Монгольский здесь не употребляется, так как территория принадлежит Китаю.

осадков в бассейне ледника. Снеговая линия на леднике Пржевальского непосредственно не определена, но, судя по средней высоте ледника (около 3 050 м) она лежит по крайней мере на 200 м ниже, чем на леднике Потанина; вероятно, снеговая линия несколько ниже, чем средняя высота ледника.

Таким образом, в целом климатические условия и окружение высокими гребнями создают в верхнем Канасе более благоприятные предпосылки для оледенения, чем на леднике Потанина. Но, с другой стороны, меньшая абсолютная высота ледника, а отсюда и более интенсивная абляция его поверхности способствуют ограничению размеров ледника.

Взаимодействие всех факторов приводит к следующим результатам: 1) ледник Пржевальского с 30 кв. км площади значительно уступает по размерам леднику Потанина; 2) но ледник Пржевальского характеризуется значительно большей активностью в смысле питания реки и при меньших размерах дает не меньший (может быть — больший) сток талых вод.

Самая глубина долины Канаса, переуглубление ее по сравнению с боковыми долинами (большее, чем для долины Аккола), сильная расчлененность хребтов, интенсивное развитие каровых образований — все эти геоморфологические особенности канасской стороны Табын-Богдо-Ола должны быть поставлены в связь с сильной ледниковой и речной эрозией, с более интенсивным оборотом влаги, чем на северо-восточной стороне Табын-Богдо-Ола. Базис эрозии с западной стороны Табын-Богдо-Ола является несравненно более глубоким, чем в бассейне Аккола.

Ледник Пржевальского отступает, по крайней мере отступил с 1909 года (посещение ледника В. В. Сапожниковым) по 1916 год (посещение Б. и М. Троновых). Это единственный случай определения отступления ледников в Монгольском Алтае. За 7 лет отступление выразилось величиной в 106 м, т. е. по 15 м в год. Скорость отступления, принимая во внимание размеры ледника, надо признать не очень значительной сравнительно с некоторыми ледниками Советского Алтая. Примерно с такой же скоростью отступает ледник Катунский, хотя размеры его много меньше.

Остальные ледники системы Канаса, т. е. с западной стороны Табын-Богдо-Ола не могут идти ни в какое сравнение со своим могучим соседом, хотя и достигают солидных размеров, до 5 км длины (лед. Певцова, лед. Обручева). Они относятся к склонам Канасского хребта в системе Табын-Богдо-Ола, увенчанного вершинами Петр Петрович (4 240 м), Красавица (3 958 м) и др., вероятно, хорошо увлажненным. Однако в их формировании отсутствует или слабо выражен момент окружения высокими хребтами, столь важный для образования ледника Пржевальского. В большинстве — это простые долинны ледники малых форм, высоко лежащие и частично приближающиеся к каровому (может быть и висячему) типу. Сколько-нибудь подробных сведений об этих ледниках не имеется.

Ледник Козлова на южном склоне Табын-Богдо-Ола — третий большой ледник (площадь равна 16 кв. км) горного узла, хотя и уступает первым двум. Весь бассейн ледника находится в довольно замкнутом окружении высокими горами со сравнительно узким выходом долины ледникового языка. Левый и средний потоки ледника начинаются с

высоких «четырёхтысячных» вершин, правый поток значительно отступает на юг среди менее высоких гор (3 500—3 800 м). В целом бассейн ледника Козлова не принадлежит целиком к самой высокой внутренней части Табын-Богдо-Ола, а лишь примыкает к ней одной стороной. Леднику в целом свойственно пологое течение со спокойной поверхностью, с трещинами, но без ледопадов. Судя по краткому описанию и фотографиям Сапожникова, для потоков ледника Козлова характерно значительное сжатие не очень высокими малоснежными скалистыми склонами, широкие фирновые бассейны отсутствуют.

Конец ледника—2 500 м. Средняя высота окружающих гребней—порядка 3 800 м. Средняя высота ледника примерно та же, что и ледника Пржевальского, если вычислить ее по методу Гефера. Однако ровные ледяные поля ледника Пржевальского опущены глубже, лежат ниже соответствующей выравненной поверхности ледника Козлова. Поэтому истинная средняя высота последнего ледника получится больше метров на 100 и точно так же снеговая линия лежит здесь метров на 100 выше, чем на леднике Пржевальского. Высоту снеговой линии в истоках Аксу можно оценить /прямых данных нет/ в 3 100-3 200 м и южный склон Табын-Богдо-Ола займет в этом отношении некоторое среднее положение между сухим северо-восточным склоном и западным, наиболее увлажненным, со сниженной снеговой линией. По своей активности в смысле питания реки Аксу ледник Козлова также должен занять некоторое среднее положение между ледниками Пржевальского и Потанина.

Необходимо здесь отметить, что закономерности формирования, существования и деятельности ледников, повидимому, четко проявляются на разных склонах Табын-Богдо-Ола. Эти закономерности должны в значительной степени оказаться общими и, может быть, даже руководящими для Алтая в целом, ибо в горном узле Табын-Богдо-Ола, как в фокусе собираются горные хребты, истоки рек и ледниафты Алтая. И вот приходится весьма пожалеть, что после исследований 35 лет тому назад, носивших по существу лишь предварительный характер, горный узел Табын-Богдо-Ола, находясь по ту сторону госграницы, оказался вне пределов новых исследований. И сейчас, говоря об оледенении Табын-Богдо-Ола, в связи с общими итогами ледниковых исследований Алтая, приходится оперировать догадками и предположениями, основанными на весьма скудном фактическом материале.

Северные склоны Табын-Богдо-Ола, находящиеся на Советской стороне, в общем его оледенении играют лишь ничтожную роль. Они будут описаны в главе, посвященной южной области оледенения Советского Алтая. Здесь кратко отмечается слабая расчлененность крутых склонов, слабое развитие оледенения в виде крутых ледников без выработанных долин (кроме одного) при высоте снеговой линии около 3 100 м. Снеговое питание этих склонов сравнительно слабое.

Горный узел Табын-Богдо-Ола достаточно четко отграничивается от прилегающих хребтов. Тем не менее это—не изолированное поднятие, а центр ветвления целого ряда весьма высоких хребтов. По этой причине и оледенение Табын-Богдо-Ола представлено не изолированным центром, а на периферии смыкается с более слабым оледенением прилегающих хребтов. Так получается весьма значительная по территории область оледенения, примыкающая к юго-восточной границе Советского Алтая, для которой характерно усиление оледенения от периферии к центру.

С запада, как уже говорилось, к Табын-Богдо-Ола примыкает Южно-Алтайский хребет. Оледенение в его начале имеется почти только на северной стороне. Дальше к западу образуется несколько изолированно новый центр оледенения, главным образом тоже на северных склонах. Все это будет рассмотрено в главе о южной области оледенения Советского Алтая.

К юго-западу от Табын-Богдо-Ола, по другую сторону долины Южного Канаса, располагается в начале высокий, но быстро снижающийся, сравнительно короткий кряж под названием «горы Эмегейты». Его северо-восточный конец, сильно расчлененный, обладает альпийскими формами рельефа и вершинами до 3 800—3 900 м. Снегов много, но оледенение почти не изучено. Известны два долинных ледника, остальные — висячих и каровых форм; эти леднички распространяются на юго-запад по северному склону на расстояние километров 20, где высоты уже не превышают 3 000 м. Один из значительных ледников — в притоке Большого Канаса — замечательно симметрично построен из двух потоков — ледопадов, образует широкий язык на высоте 2 590 м, не очень высоко, принимая во внимание сравнительно скромные размеры ледника. Снеговая линия — около 3 000 м.

Есть особенность в рельефе и расположении гор Эмегейты, неблагоприятствующая оледенению. Они тесно окружены со всех сторон глубокими долинами: Сомы, Южного Канаса, Большого Канаса. Северо-западный и северо-восточный склоны Эмегейты — крутые стены в 1 800 м высоты. Долина с указанным ледником (как и др. долины в этой горной группе) — короткая боковая долина, висячая по отношению к долине Канаса. Это значит, что токи воздуха вдоль больших долин не будут непосредственно подходить к вершинам Эмегейты, а это должно уменьшить здесь количество осадков.

С южной и юго-восточной стороной Табын-Богдо-Ола связываются высокие отроги между Акколом и Аксу, между Аксу и Каратыром, Каратыром и Сомом, и последний из указанных отрогов переходит в главную линию хребта Монгольский Алтай. Эта периферийная часть Табын-Богдо-Ола весьма увеличивает всю территорию горного узла, распространяя ее на гребни хоть и не в 4 000 м, но все же весьма высокие. Вершины здесь достигают 3 500—3 800 м. Число ледников — до 23 небольших простых долинных с длинами до 3 км, каровых и висячих. Никаких прямых данных о снеговой линии не имеется, приближенно ее высота может быть оценена в 3 000—3 100 м. Необходимо отметить, что слабая изученность южной периферийной части ледниковой области Табын-Богдо-Ола весьма мешает обоснованной оценке условий формирования и основных ледников Табын-Богдо-Ола.

С востока к Табын-Богдо-Ола примыкает Сайлюгемский хребет. Ближайшее его протяжение до речки Эльбесин (30 км) имеет высоту в 3 400—3 500 м. Плоский верх хребта, где граниты сменяются мягкими сланцами, расчленен настолько, что водораздельная линия становится довольно извилистой, но с сохранением плоской формы. Хребет вверху почти бесснежен; на крутых склонах, особенно в карах, образуются снеговые поля с небольшими ледниками, причем на юго-юго-восточном склоне (река Ойгур — 4 ледника) даже больше чем на северо-северо-западной стороне (2 ледничка речки Эльбесин, притока Калгутты). При извилистости верха хребта и на ойгурской стороне образуются затененные участки. Но главное значение должно иметь

сдувание снега с плоского верха хребта в удобные места на склонах и в частности в кары. Благодаря именно этому особому фактору, вообще характерному для Алтая, надо думать, сохраняются леднички в отдельных точках Сайлюгема, причем снеговая линия получает местное некоторое снижение, но оказывается все же на значительной высоте (около 3 250 м). Эта высота снеговой линии, определяемая по средней высоте ледничков Сайлюгема получается не выше, а даже ниже чем на леднике Потанина. Между тем, судя по малоснежности хребта, так что через осыпи до высших точек (3 600 м) можно пройти, не ступая на снег, по расположению хребта на сухом востоке Алтая можно было бы ожидать еще более высокого положения снеговой линии.

Другие районы оледенения Монгольского Алтая

Кроме горного узла Табын-Богдо-Ола и примыкающих к нему районов оледенения, в Монгольском Алтае возникают еще обособленные области оледенения, часто имеющие узловый характер. Эти области оледенения связаны: 1) с хребтом Монгольский Алтай, 2) с пограничными хребтами Сайлюгемским и Чихачева и его юго-восточными отрогами, 3) с Южно-Алтайским хребтом. Но эта последняя область оледенения главной своей частью лежит в пределах Советского Алтая и здесь отдельно не рассматривается.

Длинный и широкий, с параллельными ветвями и отрогами разных направлений хребет Монгольский Алтай, исследованный Сапожниковым, на своем протяжении в 350 км, то повышается до 3 500—4 000 м, то дает понижение ниже 3 000 м. В целом хребет малоснежен, лишь с отдельными пятнами вечных снегов и небольшими ледниками, но Сапожниковым также отмечены хоть и небольшие центры оледенения.

В средней части хребта близ озера Диангол возвышается группа снеговых вершин Мустау, из которых главная, собственно Мустау, достигает 4 000 м высоты. Эта группа демонстрирует то изменение условий оледенения, которое происходит при удалении от Табын-Богдо-Ола вглубь Монгольского Алтая на 150 км к юго-востоку.

Как видно из описания Сапожникова и особенно по его фотографиям Мустау, в рельефе горной группы борются альпийские формы, остроугольные и скалистые, с формами выравненными, щебнистыми. Верхние склоны у вершины в целом некруты, с уклонами градусов 15—20, но появляются отдельные скалистые ребра и стенки. Каровое образование на восточном склоне имеет наполовину сформированный (или может быть полуразрушенный) вид: оно слишком открыто и неглубоко, имеет лишь частично и односторонне скалистое окружение. Эта борьба форм рельефа широко свойственна и Советскому Алтаю, где в разных хребтах наблюдается на разных высотах. Снеговые поля преимущественно плоские, повидимому, маломощны. Ледник на восточном склоне Мустау смешивает, совмещает черты типа долинного, карового и висячего, не имея достаточно сильного питания и достаточно сформированного ложа.

Общие размеры оледенения группы Мустау невелики: 7 ледников небольших, частью, повидимому, смешанного типа вроде указанного на восточном склоне, частью, вероятно, просто висячие или каровые. Один ледник—ледник Рафаилова — более значительный долинный, до 5 км длиной. Снеговая линия проходит высоко, не ниже 3 300—3 400 м по

причине сухости климата, почему и ледники располагаются на больших высотах, близ вершин, и только ледник Рафаилова опускается ниже. Но здесь надо заметить следующее: три самых малых ледника, притоков оз. Даингол, лежат не под главной вершиной, а образуются под гребнем более низкого отрога Мустау. Снеговая линия оказывается несколько сниженной по сравнению с другими ледниками. Это пример зигзагообразного расположения снеговой линии, что может быть следствием сдувания снега с плоских форм в понижения рельефа.

Еще значительно дальше к юго-востоку, уже в конце ледниковой части хребта, образуется еще заметное вздутие хребта в истоках оз. Бзау-Куль, состоящее из 4—5 вершин до 3 800—3 900 м высоты. Известны два ледника до 3—4 длиной, но данных о снеговой линии нет. Можно отметить, что альпийские формы рельефа здесь сильнее развиты, чем в группе Мустау.

К северо-востоку от главной линии хребта на отрогах, в той или иной степени связанных с главным хребтом, есть еще узловые повышения с неизученным оледенением, с более или менее обильными снегами: массив Ак-Корум (3 900 м), хребет Теректы (3 935 м), горы Цасту-Хаирхан (4 120 м). Снеговая линия в этой внутренней территории Монгольского Алтая повышается, по крайней мере, до 3 500 м.

В северной части Монгольского Алтая, связанной с хребтом Чихачева, есть несколько узловых поднятий:

1) В истоках Чуи, а на восточной стороне в бассейне реки Боку-Мерин, который через озеро Ачит-Нор связывается с Кобдо, в хребте Чихачева имеется сильное повышение, до 4 250 м. Сравнительно недавно здесь найдено Л. И. Семихатовой оледенение, хотя и небольшое в связи с высоким расположением, порядка 3 400 м, снеговой линии. Этот район будет удобнее рассмотреть вместе с оледенением Советской стороны хребта Чихачева.

2) Горы Менгу Хаирхан — плосковершинные повышения также в системе оз. Ачит-нор в 10—15 км от нашей границы. Высшие точки — до 4 020 м. Сильно развит, повидимому, общий значительный фирново-ледяной покров, дающий по крайней мере до 10 языков, правда, незначительных. Снеговая линия за отсутствием определений может быть оценена лишь приблизительно в 3 300—3 400 м.

Есть еще ледники несколько севернее Менгу-Хаирхан в истоках речки Сайлюгем, относящейся уже к системе Енисея, но определенных данных о размерах оледенения и о снеговой линии нет.

Наконец, несколько отступая от пограничного хребта к востоку, примерно на 120 км, находится горный хребет Харкири (в истоках речки Шибир, притока Кобдо). Группа снежных вершин достигает 4 100 м высоты, имеет длину до 17 км. Определенных данных о ледниках нет. Снеговая линия — на высоте порядка 3 500 м.

Всего в Монгольском Алтае зарегистрирован 131 ледник с общей площадью оледенения в 270 кв. км. В эти цифры не входят некоторые ледниковые центры совсем не изученные (Менгу-Хаирхан, Харкири и др.), а также безусловно весьма многочисленные, еще не открытые, малые леднички в разных районах Монгольского Алтая. Общее число ледников здесь окажется едва ли меньше 500. При всей неполноте имеющихся сведений все же можно сделать вывод о распределении

оледенения на территории Монгольского Алтая. Оно концентрируется близ пограничной СССР линии высоких хребтов, примыкая к области оледенения юга Советского Алтая. Данные об оледенении Монгольского Алтая, таким образом, нужны не только для обоснования общих свойств и характеристик оледенения всего Алтая, но и для выделения и выяснения особенностей оледенения Алтая Советского, как части всего Алтая. Нужно отметить при этом, что линия пограничных хребтов (Южно-Алтайский, Сайлюгем, Чихачева) не создает особенно резко выраженной границы в смысле общих климатических условий оледенения по ту и другую сторону хребтов. Более отличаются, повидимому, в этом отношении Иртышский и Кобдосский склоны Табын-Богдо-Ола и хребта Монгольский Алтай. Но в глубинах территории Монгольского Алтая оледенение ослабевает значительно, несмотря на наличие высоких поднятий. Климатические условия здесь оказываются уже гораздо худшими для существования ледников, чем на большей части территории Советского Алтая.

ГЛАВА III

Оледенение Южного Алтая

Если подняться на одну из вершин Катунского или Чуйского хребта, то на юге можно хорошо различить, несколько затуманенную синей дымкой, длинную цепь снеговых хребтов. На крайнем востоке появляются снега на плоском Сайлюгемском хребте; вот резкой ступенью выделились и поднялись спокойными белыми шатрами вершины Табын-Богдо-Ола; рядом с ними острее выглядят оригинальные формы «Корабля», но снегов здесь меньше; за выемкой в истоках Канаса можно различить под острыми вершинами обширные цирки больших ледников в истоках Алахи и Бухтармы — это главный центр оледенения юга Советского Алтая; Акульгунский пик, белый и острый, эффективно заканчивает эту часть хребта. Дальше хребет становится ниже и скрадываются снеговые пятна; снова некоторое поднятие и затем длительное понижение с полным исчезновением ледников и лишь далеко к западу — последнее поднятие с альпийскими формами в виде гор Сарымсакты.

Так выглядит на протяжении 250 км этот северный край южной области оледенения Алтая, не загороженный длинными отрогами хребтов, крутой, открытый и резко определенный. Наблюдатель не может видеть сложной системы гор по другую сторону открытой линии хребта, но узловая концентрация вершин Табын-Богдо-Ола, а также около Акульгунского пика даже при одностороннем осмотре с севера заставляет предположить широкое развитие хребтов и отрогов дальше к югу. И действительно мы знаем, что эта открытая на север линия оледенения представляет собой почти полностью Южно-Алтайскую область оледенения Советского Алтая. Но она же представляет по существу лишь окраинную северную часть всей той обширной области оледенения, которая возникает в результате скрещения Южно-Алтайского хребта с мощным хребтом Монгольского Алтая. Это обстоятельство необходимо будет учесть при общей характеристике физико-географической обстановки оледенения Советского Алтая. Но оно, естественно, не препятствует сделать ниже более подробное описание ледников советской стороны Южного Алтая.

Уже при взгляде издали можно подметить, что отдельные участки хребтов весьма отличны друг от друга по особенностям рельефа, высоте, по характеру и размерам оледенения. Это обстоятельство получает свое

отражение и в том, что различные части Южно-Алтайской широтной линии хребтов, одной из главных водораздельных линий Алтая, имеют различные наименования на картах, в географической литературе и у местного населения, хотя, быть может, на основании неодинаковых признаков.

Естественно, что и дальнейшее описание области оледенения Южного Алтая, вытянутой в основном вдоль главного водораздела, следует произвести по отдельным участкам линии хребтов. В виду сильного ветвления Южно-Алтайского хребта (так же, как и Катунско-Чуйского) на западе, описание удобнее начать с востока.

Хребет Сайлюгемский

Крайний восток Южно-Алтайской области оледенения принадлежит к хребту Сайлюгемскому, его западному концу, примыкающему с востока к вершинам Табын-Богдо-Ола. Этот хребет в целом относится к восточной пограничной линии хребтов: Сайлюгем, хр. Чихачева, Шапшал. Большая часть его, тяготеющая, с советской стороны к Чуйскому хребту и к истокам Ясатара, недостаточно высока для оледенения. В истоках Ясатара высоты его лишь около 2 700—2 800 м, но отсюда к юго-юго-западу начинается заметное повышение хребта вместе с поворотом его в западном направлении.

Высокая ледниковая часть хребта, считая от вершины 3 400 м, занимает протяжение в 25 км. Впрочем небольшие ледники констатированы лишь несколько ближе к Табын-Богдо-Ола, начиная от Эльбесина. Назвать хребет «ледниковым» можно лишь условно, так как отдельные небольшие леднички не нарушают общей картины почти бесснежного края.

Верх хребта плоский, покрыт щебнем из бурого глинисто-кремнистого сланца. Разница высот между повышениями и соседними понижениями не превышает 100—150 м. На карте отмечены высоты вершин: 3 322, 3 395, 3 367, 3 369, 3 456, 3 478. Последняя высотная отметка относится к восточному подножью Табын-Богдо-Ола на самом конце (западном) Сайлюгемского хребта. Нужно отметить что в 1916 г. барометрически получена несколько большая высота — 3 600 м.

В юго-юго-восточную сторону (Монгольскую) хребет опускается крутыми склонами к верхней широкой котловине реки Ойгур, лежащей на высоте около 2 900 м и отделенной лишь слабым повышением от левого борта ледника Потанина. К северо-северо-западу от хребта, с советской стороны, восточная часть плоскогорья Укок лежит на 500 метров ниже котловины Ойгура. Склоны хребта здесь выше и круче (до 35—40°) и при сравнительно слабом расчленении производят издали впечатление недоступных стен. Но все же они расчленены благодаря целому ряду многочисленных, хотя и небольших, потоков, из которых собирается речка Черная Калгутты. Для характеристики типа речного расчленения склонов можно привести долину небольшого потока Эльбесин: сверху начинается длинная узкая ложбина — коридор со сланцевыми осыпями по сторонам и плоским размытым дном; он круто переходит в глубокое ущелье, которое сразу открывается на равнину Укока. Аналогичный характер, но при уменьшенном вертикальном масштабе, имеет и долинка противоположного склона с ключом, впадающим в Ойгур.

Со значительным числом потоков, эродирующих склоны хребта, связана своеобразная извилистость верхнего полотна хребта. При этом самые верхние участки склонов могут очень часто приобретать любую местную экспозицию, не подчиненную общей экспозиции склона. Это, конечно, может иметь значение для сохранения пятен снега и фирна в разных точках хребта.

Как было уже указано, данный участок хребта все же весьма мало-снежен. В частности на плоском верхе его почти нет снеговых полей, в особенности связанных с опускающимися вниз ледниками. Глубокие каровые образования во всяком случае развиты не особенно сильно. В результате не только размеры ледников здесь оказываются незначительными — только ледники 2 разряда — но и число их невелико.

На северном склоне отмечены только 2 небольших ледника в истоках Эльбесина, рядом лежащие. Оба — крутые висячие, ССВ экспозиции с длиной около 0,5 км и шириной 0,3 км. Оба расположены на большой высоте под самым верхом хребта: концы — примерно, на 3 200 м, средняя высота — около 3 300—3 400 м.

На южном склоне отмечены 3 ледника: в правом потоке Ойгура — ледник, приближающийся к долинному типу, с высоко расположенным фирновым полем (СВ экспозиции, длина 2 км, ширина 1 км, конец 3 200 м, средняя высота 3 350 м) и еще один малый каровый ССВ экспозиции, в левом истоке — 2 малых ледника, висячий и каровый.

Возможно, особенно при извилистости линии хребта, что кое-где имеются еще не отмеченные леднички, но во всяком случае оледенение этой части хребта является весьма слабым. Объяснение заключается в том, что снеговая линия лежит здесь высоко (3 300—3 400 м) даже в благоприятных для сохранения ледников местах. Открытые же склоны и горизонтальные площадки остаются бесснежными. Высота хребта при данных климатических условиях явно недостаточна для формирования значительного оледенения: сухость климата здесь сказывается разве лишь немного меньше, чем в глубине Монгольского Алтая. Надо считать, что имеющиеся леднички обязаны своим существованием сильно развитому сдуванию снега с плоских поверхностей хребта. Этой точки зрения не противоречит несколько большее оледенение на южном склоне хребта.

Северные склоны Табын-Богдо-Ола

Западный конец Сайлюгема упирается в высокую 500-метровую ступень, сразу поднимающую хребет до 4 000 м а. в., и одновременно сланцы Сайлюгемского хребта сменяются гранитами. Так совершается переход от Сайлюгема к тем северным передовым вершинам Табын-Богдо-Ола, которые стоят на линии пограничных Южно-Алтайский хребтов. Только северные склоны этой северной группы вершин Табын-Богдо-Ола образуют оледенение в пределах СССР, все же главные ледники Табын-Богдо-Ола относятся к оледенению Монгольского Алтая. Не повторяя уже сделанного выше общего описания Табын-Богдо-Ола, остановимся несколько подробнее на ледниках и вершинах северной части горного узла в пределах СССР.

Группа главных вершин Табын-Богдо-Ола, стоящих на линии пограничного хребта, занимает протяжение около 15 км. Высоты вершин (по карте), считая с востока, равны 3 998 м, 3 969 м, 4 097 и 3 855 м.

В. В. Сапожников для самой высокой вершины, под названием Русский Шатер, дает большую высоту — 4 132 м. Высоты седловин между вершинами имеют около 3 820—3 750 м. Такие высоты относятся к максимальным, встречающимся на Алтае и других его хребтах, например, Катунском или Чуйском и обычно дают солидное оледенение.

На север хребет опускается открытым слабо расчлененным склоном к восточной части плоскогорья Укок, где по ровному дну старого озерного бассейна протекает река Калгутты. Общее опускание склонов — порядка 1 500 м. Крутизна склонов на верхней половине достигает 25—35°; ниже они выполаживаются, постепенно переходя в замечательно выравненную площадку восточного Укока. Склоны безлесны, щебнисты, имеют сглаженные формы и прорезаны лишь неглубокими долинами небольших ручьев.

Вечные снега и фирновые поля залегают на большой высоте, на открытых склонах без хорошо выработанных каров. Несмотря на большую высоту хребта и северную экспозицию склонов, здесь образуются лишь 5 небольших ледников, также высоко залегающих, связанных с почти сплошной верхней заснеженностью округлых вершин. Основные характеристики отдельных ледников идентичны: тип — висячий или близкий к висячему, экспозиция — на север или почти на север для всех ледников; длина ледников колеблется от 1 до 2 км, при ширине 0,5—0,8 км; концы ледников — около 2 900 м, снеговая линия примерно на 3 150—3 200 м. Подробных сведений о ледниках не имеется, они никем не посещались.

Все это небольшое в целом оледенение питает восточный исток Белой Калгутты или иначе р. Аргамжи. Заметно выделяется по своим признакам 6-й, главный ледник Калгутты, питающий ее западный исток. Он, по В. В. Сапожникову, обособляется в несравненно более глубокой долине, сам имеет долинный тип и достигает более 3 км длины. Конец лежит на 2 800 м, снеговая линия несколько снижена — до 3 150—3 100 м. Но ледник этот занимает уже граничное положение по отношению к описываемому участку хребта, представленному вершинами Табын-Богдо-Ола. Тыл долины упирается уже в пониженную до 3 650 м часть хребта, рядом с той ступенью снижения в 200 м, которой ограничен западный край вершин собственно Табын-Богдо-Ола.

Оценивая оледенение северных склонов Табын-Богдо-Ола, надо отметить его общую незначительность: ведь все же вершины хребта поднимаются на 800 м над снеговой линией, что в других случаях приводит к оледенению гораздо более сильному. Например, Талдуринский ледник имеет питающие гребни тоже на 800 м выше снеговой линии, но достигает очень больших размеров. Кроме того надо отметить развитие маломощных висячих форм без углубления ледников в долины или даже кары. Объяснения этих свойств оледенения северных склонов Табын-Богдо-Ола указаны Сапожниковым на основе неблагоприятной конфигурации рассматриваемых склонов, которая несомненно связана и со всей тектоникой района.

Влияние формы рельефа, наряду с абсолютными высотами, в данном случае весьма наглядно показывается сравнением главного Калгуттинского ледника с его малыми соседями, залегающими под более высокими вершинами. Необходимо отметить, что и климат на юго-востоке Советского Алтая приобретает черты климата Монголии, сухого и конти-

нентального, и становится фактором неблагоприятным для оледенения. Сухость климата резко чувствуется во всем ландшафте восточного Укока, где хороший травяной покров появляется лишь при условии орошения. Кроме того северные склоны Табын-Богдо-Ола должны получать меньше осадков, чем южные или западные, принимающие влагу от юго-западных ветров.

При таких условиях рельефа и климата, на достаточно больших высотах северного склона Табын-Богдо-Ола образуется, хотя и почти сплошной, но повидимому, маломощный снежно-фирновый покров. При этом движение и эрозийная деятельность появившихся небольших ледниковых языков, как и их таяние, проявляются слабо. Таким образом, не касаясь вопроса о происхождении рельефа этих склонов, можно сказать, что современная форма оледенения здесь не способствует быстрому расчленению склонов, как и отсутствие крупных водных потоков, а сплошной верхний снежный покров придает лишь известную устойчивость мягким формам вершин.

Табын-Богдо-Ола на юге и хребет Сайлюгем на юге и востоке служат внешним окаймлением восточной половины плоскогорья Укок, которое на севере нерезко переходит в систему поднятий восточного конца хребта Листвяги. Восточная половина Укока отличается от западной преобладанием ровной, чуть покатою на запад и северо-запад (по течению реки) поверхности обсохшего озерного дна, в то время как западный Укок имеет всхолмленный моренный ландшафт.

На восточном Укоке на высоте 2 250 м формируется река Калгутты, большой правый приток Алахи, из слияния двух речек—Черной и Белой Калгутты. Черная Калгутты питается в основном ручьями, стекающими с Сайлюгема. При отсутствии гидрометрических данных все же можно сказать, что эта небольшая речка с прозрачной водой не имеет характера реки с ледниковым питанием. Вывод тот, что оледенение Сайлюгемского хребта в его современном развитии, не имеет сколько-нибудь большого значения в питании Алахи и далее — Катунь. Река Белая Калгутты питается ледниковыми ручьями со склонов Табын-Богдо-Ола и, главным образом, потоком из 6-го, глубже лежащего, ледника. Она имеет в летние теплые дни характерную молочно-мутную, желтоватую воду и несомненно большие суточные колебания уровня и расхода воды, свойственные потокам ледникового питания, особенно если ледник расположен высоко.

Таким образом оледенение северных склонов Табын-Богдо-Ола, сравнительно небольшое, имеет все же определенное значение для речной сети Алтая, создавая в системе Катунь один из горных потоков с режимом ледникового питания.

Сравнение Калгутты с самой Алахой подтверждает положение о скудности осадков в истоках Калгутты: Алаха, имея разве немного больший бассейн питания, является рекой несравненно более мощной, и процесс накопления снегов и формирование ледников на склоне Южно-Алтайского хребта лишь немного западнее Табын-Богдо-Ола происходит несравненно интенсивнее.

Южно-Алтайский хребет от Табын-Богдо-Ола до Канасского седла и горы Чолок-Чад

Южно-Алтайский хребет к западу от Табын-Богдо-Ола, как уже говорилось, имеет весьма большое протяжение и разнотипные участки. Для последующего описания взят участок склона протяжением в 30 км до Канасской выемки, отличающийся сравнительно слабым оледенением и неразвитостью альпийских форм, а также горное поднятие Чолок-Чад, примыкающее к хребту с севера.

Главная линия хребта к западу от вершин Табын-Богдо-Ола проходит по водоразделу между истоками Алахи (исток Аргута) на севере и Большим Канасом (или Канасом Иртышским) на юге. На карте этот участок хребта называется «Горы Канас», которые следовательно являются крайней восточной частью Южно-Алтайского хребта.

К западу от вершины 4 098 м в северной группе Табын-Богдо-Ола есть еще вершина в 3 855 м, а дальше на запад следует резкое понижение до 3 600 м в тылу Калгуттинского ледника. Еще дальше на запад, а затем юго-запад, на стыке с горами Чолок-Чад хребет принимает плоский характер при постепенном понижении до 3 115 м в истоке Бутеу-Канаса.

Здесь глубокая седловина опущена до уровня верхней долины реки Бутеу-Канас, которая выходит на правый борт долины Канаса Иртышского на высоте 400 м над ее дном. К западу далее следуют: вершина 3 120 м, новая выемка, десятикилометровый участок западного направления и, наконец, поворот на юг, вдоль долины Русского Канаса. В рельефе хребта преобладают альпийские остроконечные формы вершин, которые достигают высоты 3 544 м, 3 416 м, 3 410 м. Своей оригинальной формой выделяется первая (восточная) вершина, которую Сапожников назвал «Кораблем».

Перед хребтом на севере располагается высокая долина Бутеу-Канаса. Склоны, сюда обращенные, частью падают постепенно, но довольно круто, частью образуют ступени с выположенным верхом и скалистыми обрывами. Склоны, обращенные на юг к глубокой долине Канаса Иртышского, обрываются круто и покрыты громадными полосами осыпей.

К северу от линии хребта за долиной Бутеу-Канаса, между долиной главного истока Калгутты с востока и Алахой с запада располагается оригинальное плоскогорное образование Чолок-Чад или Столовые Горы. Сжимая с юга среднюю часть Укока, они делят его территорию на западную и восточную части.

Чолок-Чад, сложенные из мягких сланцев, представляют из себя плоскую щепнистую ступень, поднятую над Укоком перед линией главного хребта на 600—800 м, т. е. до высоты около 3 000—3 200 м. Общие размеры этой ступени — около 18—20 км с запада на восток и 8—10 км с севера на юг. Склоны большей частью круты, иногда скалисты. Наверху — слабо волнистые поверхности с общей тенденцией повышения (в отдельных точках до 3 300 м) на юго-восток по направлению к белым куполам Табын-Богдо-Ола.

Чолок-Чад в значительной степени расчленены более или менее глубокими ущельями небольших рек. Интересны два глубоких ущелья (оба — Кара-чад), соединяющиеся в одну сквозную долину, которая ведет из Бутеу-Канаса в систему Калгутты и отрезает основной

массив Чолок-Чад от непосредственного соединения на юго-востоке с Табын-Богдо-Ола. Плоское дно ущелий ограничено стенами-склонами в 500 м высоты, ровно обрезанными сверху. На них видно множество сланцевых утесов, спускающих вниз крутые осыпи, часто красноватого цвета. На малозаметном водоразделе двух Кара-чад среди моренных холмов попадаются небольшие озера, сток из которых направлен то в ту, то в другую сторону.

Оледенение всего описываемого участка хребта вместе с горами Чолок-Чад оказывается весьма незначительным. Всего здесь известны 13 небольших ледничков с общей площадью около 6 кв. км. Современные ледники не играют достаточно определенной роли в рельефе хребта, нет никаких сплошных покрытий склонов снегами или фирновыми полями. Ледники образуются, за исключением разве лишь одного, в наиболее орографически благоприятных отдельных точках хребтов.

Восточная часть Южно-Алтайского хребта с вершиной Корабль и горы Чолок-Чад питают следующие речки: северные склоны главной линии хребта вместе с южной частью Чолок-Чад питают реку Бутеу-Канас, довольно значительный приток Алахи. После загиба к югу склоны хребта дают несколько ключей речке Русскому Канасу (притоку Алахи), южные же его склоны относятся к Большому Канасу в системе Иртыша. Север и северо-запад Чолок-Чад дают небольшие притоки непосредственно Алахе. Наконец, восточная часть Чолок-Чад питает небольшие притоки Калгутты — Кара-Чад и Музды-Булак. Основной рекой главного сложного района является Бутеу-Канас, бассейн его занимает центральное, внутреннее положение между Чолок-Чад и главным хребтом и близко подходит к вершинам Табын-Богдо-Ола.

При всей незначительности и даже неприметности современных своих ледниковых богатств, эта область оледенения, промежуточная между Табын-Богдо-Ола и главным Алахинским центром оледенения Южного Алтая, представляет безусловно большой интерес по сложной орографической обстановке формирования и существования своих малых ледников.

Особенно оригинальными чертами обладает небольшая группа из 4 ледников, крайняя к востоку в описываемом районе, сосредоточенная около вершины 3 473 м к северо-востоку от седловины Бутеу-Канас.

По довольно открытому пологому склону в западном направлении спускается, занимая неглубокую выемку, небольшой ледник. Затем, на высоте 3 300 м, он круто поворачивает налево к югу, а справа остается чуть покатая, непокрытая снегами, щебнистая площадка. Под ней, следовательно, на западном склоне вершины — глубокий кар. Нижняя часть ледника имеет южную экспозицию, обнажена от снега и свободна от моренного покрова. Конец на высоте 3 160 м. Общая длина — 2 км, ширина 1 км. Средняя высота ледника и снеговой линии на нем около 3 275 м, т. е. ледник лежит очень высоко, как увидим, много выше чем другие ледники района. Это надо поставить в связь с типом ледника открытого и южной экспозиции, совмещающего в себе черты ледника долинного, висячего и плосковершинного. В условиях малого, повидимому, количества осадков, большая высота залегания ледника компенсирует его открытое положение с южной экспозицией. При этом полу-чаются специфические условия абляции ледника и режима водного потока, им питаемого. После холодной ясной ночи ключ из ледника исче-

зал почти вовсе (июль 1916 год), в ясный теплый день он становился бурным, совершенно мутным потоком.

Нормальные для рек чисто ледниковых суточные колебания уровня и расходов воды здесь усилены чрезвычайно и подчинены, надо думать, в большей степени режиму инсоляции и излучения, чем смене дневных и ночных температур воздуха. При наличии частой пасмурной (а на большой высоте и холодной) погоды или свежего снега на леднике, защищающего его от таяния, периоды значительной абляции такого ледника должны быть сравнительно короткими, а общая его водоносность сравнительно небольшой.

У описываемого ледника есть еще особенность совсем другого характера: он принадлежит одновременно к системе Оби и к системе Иртыша. Дело в том, что ключ из него стекает на широкую седловину Бутеу-Канаса и здесь разделяется (1916 г.) на две ветви: одна направляется на юг в долину Канаса Иртышского, а другая присоединяется к истокам Бутеу-Канаса системы Катунь.

К западу от описанного ледника на западном склоне той же вершины, под площадкой той ступени, где расположен первый ледник, скапливаются снега и формируется небольшой второй ледник Бутеу-Канаса. Длина ледника 1,5 км, тип — долинный или долинно-каровый, но склоны выемки не так круты, как обычно у каров. Конец — 3 040 м. Снеговая линия лежит примерно на 3 125 м, весь ледник целиком оказывается лежащим под первым ледником, на ступеньке на 200 м ниже, с верхним ледником не связывается ничем.

Одновременное существование небольших самостоятельных ледников на разных ступенях лестницы, ведущей к вершине — не обязательно в связи с уплощенным вверху рельефом — случай на Алтае не единственный, но встречающийся нечасто.

На северных склонах этой же вершины залегают еще два ледника висяче-карового типа, на стенках каров почти соединенных в общий пирк. Большой (восточный) ледник имеет длину 1,5 км, конец — 2 950 м, меньший имеет длину 0,8 км, конец на 3 000 м. Средняя высота ледников и снеговой линии — около 3 100—3 150 м, приблизительно та же, что и на западном склоне. Эти ледники находятся в истоках реки Кара-Чад, притока Калгутты. В целом около вершины 3 474 м образуется небольшой центр оледенения, весьма однако интересный по условиям залегания ледников.

Горы Чолок - Чад в целом можно считать лишенными оледенения; только два мелких ледника — в левом притоке Кара-Чад Бутеу-Канасской и в левом притоке Кара-Чад Калгуттинской — демонстрируют те предельные условия, при которых еще существует современное оледенение: они залегают оба под вершинами 3 200 м а. в., в глубоких затененных карах, сами относятся к самым малым каровым формам.

Главный ледник Бутеу-Канаса, но все же небольшой, относится к северным склонам хребта в районе вершины Корабль. В двух глубоких боковых долинах, подошедших с севера к склонам Корабля, попарно залегают 4 каровых (висяче-каровых) ледника с весьма идентичными характеристиками: длина — 0,7—0,3 км, ширина — 0,4—0,3 км, высота конца приблизительно 2 900 м, снеговая линия (средняя высота ледника) примерно 3 100—3 150 м. Более обособлен нижний по течению Бутеу-Канаса, 5-й ледник — небольшой долинный, длиной в 1 км. Но высота конца (2 900), высота окружающих гребней (3 380) и снего-

вой линии (около 3 150 м) остаются одинаковыми. На такой же высоте залегают еще два маленьких каровых ледника на западном склоне хребта, где он поворачивает вдоль долины Русского Канаса.

На южном склоне хребта до Канасского седла оледенение в свое время не отмечено вовсе. Однако, рассматривая старую фотографию, автор заметил в открытых каровых образованиях под высоким скалистым обрывом Корабля обледенелое скопление неправильной формы, рядом заметна еще выемка, внутри которой должен быть еще ледничок, на фотографии закрытый гребнем.

Из всех ледников описанного участка Южного Алтая, примыкающего с запада к Табын-Богдо-Ола, только первый ледник Бутеу-Канаса был посещен Б. и М. Троновыми. Остальные нанесены на карту на основании осмотра издали, никем не посещались и не исследовались. Приведенные данные являются приближенными, ориентировочными, дающими лишь общую характеристику оледенения.

Оледенение это надо признать весьма слабым, даже учитывая относительно не очень большие высоты Корабля и других вершин; ведь средняя высота хребта здесь довольно значительна (около 3 200 м) и лишь немного уступает соседним гребням Алахи с ее громадным оледенением. Условия расчленения рельефа левой стороны Бутеу-Канаса с образованием ряда уступов в верховьях его притоков отнюдь не кажутся неблагоприятными для оледенения.

С другой стороны, снеговая линия лежит очень высоко, а Бутеу-Канас с его большим бассейном обеспечен водой несравненно менее, чем, например, Алаха. Поэтому основу для объяснения слабости оледенения в системе Бутеу-Канаса надо искать в условиях климатических, в условиях распределения осадков в связи с общей схемой расположения хребтов и долин этого района.

В частности, в качестве местных условий здесь должно иметь значение параллельное хребту расположение больших долин Бутеу-Канаса и особенно Канаса Иртышского, благодаря чему осадки направляются к востоку непосредственно на склоны Табын-Богдо-Ола. Кроме того район загорожен с юга, по другую сторону долины Канаса Иртышского, высокой частью гор Эмегейты, а также и с севера горами Чолок-Чад. На этом вопросе еще будет остановлено внимание в главе о климатических условиях оледенения Алтая.

Несмотря на общую слабость оледенения с площадью в 4,5 кв. км, что составляет около 6% ко всей площади бассейна Бутеу-Канаса, нельзя недооценивать роли этого оледенения в питании Бутеу-Канаса и всей Алахи. Когда автор в июле 1916 года к вечеру ясного дня подошел к Бутеу-Канасу, это был мощный и бурный, в 10—12 куб. м расхода, трудно переходимый вброд поток, но к утру от него осталась лишь небольшая часть.

Те черты таяния и подачи воды в речной поток, которые выше особенно подчеркивались для первого ледника Бутеу-Канаса, свойственны, хотя и в меньшей степени, и другим его ледникам. Эти, весьма высоко расположенные, небольшие ледники, должны сильно таять лишь в жаркое время дня и при ясном небе, и такие периоды должны быть кратковременными, уступая место более длительным промежуткам слабого таяния и резкого спада воды Бутеу-Канаса. Наличие в бассейне Бутеу-Канаса широких долин и болотистых пространств лишь отчасти смягчает указанные черты режима реки.

Алахинский участок хребта Южно-Алтайский центр оледенения

Разделяя хребет на части по рельефу и характеру оледенения, а не по бассейнам рек, мы должны к истокам Алахи присоединить для рассмотрения и главные ледники Бухтармы. Таким образом, для последующего описания выделяется участок хребта от Канасского перевала до Акульгунского пика, т. е. включая на западе Бухтарминские ледники, общим протяжением в 22 км. Хребет составляет здесь водораздел между истоками Алахи и Бухтармы на севере с правыми притоками Большого Канаса на юге. По характеру и размерам оледенения этот участок хребта представляет выдающееся явление в Алтайской горной стране, благодаря концентрации значительного числа больших ледников как на северном, так и на южном склонах.

На запад от Канасского седла и вплоть до истока Бухтармы по линии хребта расположены более или менее острые скалистые вершины с глубокими седловинами между ними. Альпийским формам рельефа на всем этом протяжении способствует и то, что хребет состоит из гранита.

Высоты главных вершин (с востока на запад) следующие: 3 461 м — над Канасским ледником, 3 512 м — над восточной частью Алахинского ледника, 3 621 м — в центре этого ледника, главная вершина, которую можно назвать Алахинским пиком, и 3 520 м и 3 510 м над Укокским и Бухтарминским ледниками. Седловины снижены не очень значительно, примерно до 3 350—3 250 м.

При взгляде издали с севера над Бухтарминским ледником показывается выдающаяся снеговая вершина, по высоте близкая к 4 000 м, а за ней, если смотреть несколько сбоку, виден еще очень высокий скалистый пик. Но эти вершины — великолепные гранитные Акульгунские пики — стоят уже не на главной линии хребта, а на южном его отроге вне пределов СССР, в истоке Акульгуна, притока Канаса Иртышского. Весь северный склон хребта покрыт сплошным рядом больших ледников, что представляет одну из основных характеристик этого участка хребта.

Канасский ледник. Первый с востока, ледник Канасский дает основное питание реке Канасу (Русскому Канасу) одному из трех истоков (или правому притоку) реки Алахи. Ледник состоит из 4-х крутых разорванных потоков фирна с нескольких острых вершин. Широкое ледниковое поле, питаемое этими потоками, загибается на восток и спускается постепенно, образуя продольные, а снизу и поперечные трещины. Длина ледника около 4 км, ширина до 1,5 км, конец лежит на высоте 2 356 м, уклон средней части всего лишь 3—5°. (Описание Сапожникова с дополнениями по карте). Сапожников упоминает еще о двух боковых моренах ледника, из которых верхняя по склону состоит из гранитных валунов, уложенных в замечательном порядке.

Алахинский ледник. Следующий к западу ледник Алахинский, питающий собственно Алаху, главный исток Аргута, является одним из самых крупных или даже самым крупным (спорит с ледником Талдуриным) в Советском Алтае ледником. Он занимает по главной линии хребта протяжение приблизительно 6,5 км. В центре стоит упомянутый выше Алахинский пик, главная вершина на всем

участке хребта. От нее на север отходит короткий скалистый гребень, который разделяет верхний бассейн ледника на две части: правую — восточную и левую — западную. От этого гребня вниз по леднику тянется мощная средняя морена, которая делит попалам нижнюю часть ледника, а самый конец его одевает сплошным каменным покровом.

Весь бассейн ледника ограничен следующим образом: с тыла, т. е. с южной стороны, главной линией хребта, с боков — короткими гребнями, отделяющими его от соседних ледников, спереди — передовыми массивами гор, сжимающими верхнюю долину Алахи с двух сторон и отделяющими ее от соседних долин. Долина при этом несколько обособляется от главного хребта, так как между гребнями — отрогами главного хребта (гранитными) и передовыми массивами (сланцевыми) есть резко сниженные выемки, ведущие в соседние долины — с запада Укока, с востока Канаса.

В правой части ледника на восток от Алахинского пика отходит непрерывный, совершенно снежный склон с отлогими перевалами, без особо выдающихся вершин, который, загигаясь полукругом, отклоняется в долину Канаса при постепенном понижении. Общее снежное поле скоро явственно разделяется на две части. Западная из них двумя волнами спускается параллельно срединному хребту и принимает с него два небольших фирновых потока. Восточная — заметно выше и отгорожена барьером из отдельных скал, от которого книзу идет незначительная морена.

Этот поток ледника (восточная четверть всего ледника), подходя к массиву между Канасом и Алахой, под прямым углом упирается в скалистый склон и разветвляется. Налево, крутой ступенькой он примыкает к общему ледяному полю Алахинского ледника, а правая часть его переливается через широкое седло в канасскую сторону. Получается бифуркация уже сформировавшегося ледяного потока, явление дифлюентности ледника, основанное, во-первых, на условиях рельефа (наличие седловин между гранитными отрогами хребта и передовыми сланцевыми массивами) и, во-вторых, на достаточной мощности и высоте, несмотря на отступление, уровне поверхности Алахинского ледника.

Канасский поток Алахинского ледника, пополняемый справа снежным склоном, образует значительный ледяной язык с хорошо выраженными боковыми и малозаметной средней моренами. Этот поток был замечен Сапожниковым из долины Канаса, но принят за самостоятельный — Малый Канасский — ледник. При дальнейшей деградации оледенения Алтая такое обособление может произойти и на самом деле, и на долю Малого Канасского ледника останется лишь небольшое боковое питание справа.

В западной части хребет, несколько вдаваясь внутрь в середине, образует два угла — меньший около центральной вершины и больший, примыкающий к Укокскому леднику. В этом углу и собирается главным образом западный поток Алахинского ледника. Все склоны почти сплошь покрыты снегом и дают общий мощный поток, который идет заметно выше в юго-западной части. От Укокского ледника его отделяет невысокий узкий гребень со скалистыми вершинами, несколько не доходящий до широкого массива между нижними течениями обоих.

ледников. Здесь образуется седло на уровне ледников, но не выполненное снегом.

Ровное ледяное поле в месте слияния потоков переходит в нижнее течение, разделенное резко выраженной мореной от среднего гребня на 2 части, из которых левая больше. Ледник входит здесь в узкую долину и, спускаясь двумя волнами или террасами, дает два широких ледяных языка. Но это — лишь видимый конец, так как еще километра на полтора отсюда массы льда скрыты под сплошным каменным покровом. С правой стороны лед образует ряд разрывов в виде темных гряд, куда вливаются мутные ручьи.

Кончается ледник на высоте 2360 м, грязной стеной в 10—12 м вышины, из-под которой вытекает грязная Алаха (1916 г.). Положение конца ледника зафиксировано 30 июля 1916 года по громадной весьма заметной округлой гранитной глыбе, от которой он находится на расстоянии 122 м по направлению ЮЮВ 166,5° по компасу.

От конца ледника с левой стороны сейчас же начинаются валы древних морен, выравненные и заросшие травой. К ним сбоку ледника вплотную подходит современная морена. Здесь между двумя валами, в непосредственной близости к леднику находится маленькая площадка, защищенная от ветра и очень удобная для остановки. Галечниковые площадки сильнее развиты с правой стороны. Средняя морена Алахинского ледника, начинающаяся от гребня главного хребта, состоит из гранита, причем попадаются громадные глыбы до 7 м в поперечнике. Боковые морены собираются около боковых массивов, отделенных от главного хребта, и состоят из сланцев.

По своим размерам ледник не уступает самым большим ледникам Катунско-Чуйского хребта. Он достигает в длину 8—9 км, считая по западному потоку. Нижнее течение от срединного гребня имеет менее 5 км длины при ширине языка в 1 км. Площадь ледника достигает солидной величины в 20 кв. км и особенно выигрывает от того, что невысокие сравнительно склоны имеют сплошное заснеживание. Средняя высота ледника по методу Гефера определается в 2800 м.

Ледник в целом очень спокойный. Уклоны его поверхности невелики: внизу около 8°, и на среднем ледяном поле — 4—5°; около 10—12° в области фирновых потоков и до 20—25° при подъеме на склоны окружающих гребней. Трещин на леднике образуется немного, ледопадов, можно сказать, нет совсем. Приведенное здесь описание Алахинского ледника сделано Б. и М. Троновыми в 1914 и 1916 гг. С тех пор ледник, повидимому, исследователями больше не посещался.

Главный Алахинский ледник сопровождается двумя небольшими. Маленький ледничок повис на крутом склоне справа над выходом Алахи, другой залегает в углублении массива между Укокским и Алахинским ледниками. Он изгибается дугой под крутыми снежными склонами и особенно интересен тем, что лежит на очень большой высоте (конец 2920 м, средняя высота больше 3000 м), хотя и развит до долинного типа.

Таких ледников, как Алахинский, на Алтае всего два, похожие друг на друга: кроме Алахинского еще Большой Талдуринский в Чуйских Альпах. Максимальные (в Советском Алтае) размеры этих ледников при не максимальных абсолютных высотах гребней связываются со сплошным заполнением обширных пологих цирков радиально сходящимися потоками, слабо разделенными между собой. Некоторый не-

достаток абсолютной высоты хребта (особенно у ледника Алахинского) компенсируется также сравнительно невысоким положением снеговой линии при обязательной северной экспозиции ледника.

Алахинский ледник представляет ярко выраженный на Алтае тип значительного долинного ледника. На анализе физико-географической обстановки, характерной для этого типа и, в частности, для ледника Алахинского, будет еще остановлено внимание в общих теоретических главах этой работы. Здесь же по отношению к Алахинскому леднику надо прямо сказать, что пока нельзя предложить исчерпывающего объяснения положения снеговой линии на Алахинском леднике более низкого, чем в соседних районах. Возможно, что большую роль здесь играет и сам ледник благодаря отражению солнечной радиации и понижению температуры воздуха.

Алахинский ледник (равно как и Талдуринский) является главным ледником большого Южно-Алтайского центра оледенения. Соседние ледники в той или иной степени, в общем в ослабленном виде, будут повторять некоторые основные черты ледника Алахинского, обуславливая общие черты всего ледникового центра. Часть ледников этого центра, именно ледники южного склона хребта лежат вне пределов СССР, но для полноты и целостности характеристики всего этого важного ледникового узла в нижеследующее описание включен и южный склон хребта.

Алахинскому леднику принадлежит одна из ведущих ролей в гидрографии Алтая в смысле питания и установления режима его ледниковых рек. Вытекающая из ледника река Алаха, главный исток Аргута, при самом своем рождении представляет сильный поток с расходом воды примерно в $15 \text{ м}^3/\text{сек.}$ в теплые дни, совершенно мутный, желтоватого тона. Первые два километра Алаха течет в узкой долине между передовыми массивами хребта, затем образует моренное озеро и выходит на равнину Укока. Здесь воды Алахинского ледника объединяются с водами соседних ледников: Канасского с востока и Укокского с запада.

Укокский ледник. Этому леднику принадлежит участок хребта к западу от истока Алахи протяжением в 3 километра. Он отделен от Алахинского ледника в верхней части скалистым гранитным гребнем, внизу — передовым сланцевым массивом, а между тем и другим имеется седло почти на уровне ледников, но не выполненное снегом.

Укокский ледник в верхней части занимает обширный цирк, а в нижнем течении оттеснен к востоку массивной вершиной, так что в общем имеет форму реторты с дном обращенным к Бухтарминскому леднику. В питании его прежде всего принимают участие склоны главного хребта, представляющие здесь ряд отлогих перевалов между более высокими вершинами у Алахинского и Бухтарминского ледников. Другую часть фирна дает широкое снежное седло, перевесное с Бухтармой, между главным хребтом и упомянутой выше массивной вершиной.

Обширное фирновое поле переходит в сравнительно узкий ледяной язык, окаймленный моренами: левый сланцевый склон дает темную морену, правая светлая начинается выше Алахинского седла от угловатого гранитного гребня. Ледник кончается сильным утончением на высоте 2500 м и почти весь покрыт снегом. По своим размерам Укокский ледник все же довольно значителен: он имеет в длину 5 км, а

площадь его достигает 8 кв. км, причем на долю нижнего течения приходится всего лишь 1 кв. км. Средняя высота ледника оказывается около 2850 м. Расположен в общем некруто, уклон поверхности: внизу 3—13°, в средней части 6—8°, пред седлом в главном хребте — до 20°. Поверхность ледника в общем спокойная, без ледопадов.

Ледник Укокский главный сопровождается двумя малыми фирновыми ледниками, повисшими на восточном склоне передового массива левой стороны.

Описание этого ледника, как и Алахинского, дано Б. и М. Троновыми в 1914 и 1916 гг. Положение конца ледника 30 июля 1916 г. было зафиксировано следующим образом: конец ледника, к сожалению, прикрытый снежным полем, находился приблизительно на линии от глыбы гранита с выложенной пирамидой из камней с левой стороны к острому шпилью противоположной вершины правой стороны.

Река Укок — типичный водный поток ледникового питания, несравненно менее (раза в три) мощный, чем Алаха. После 3 км течения в суженной верхней долине выходит на плоскогорье Укок для слияния с Алахой.

Бухтарминские ледники. Фирновыми полями Укокского ледника кончается на западе часть хребта, принадлежащая истокам Алахи. Отсюда к западу на десятки километров северные склоны Южно-Алтайского хребта принадлежат Бухтарме, сначала ее главному истоку, затем ее левым притокам. По сравнению с Алахинской частью хребта меняется характер рельефа, снижаются абсолютные высоты вершин и гребней, существенно и резко меняется характер оледенения. Но как раз характер рельефа и оледенения заставляет отнести самый исток Бухтармы с двумя ледниками к Алахинскому участку Южно-Алтайского хребта. Существенными признаками при этом, кроме рельефа главного гребня, являются, во-первых, привязанность истока Бухтармы, как и Алахи к плоскогорью Укок, и, во-вторых, непосредственное широкое соединение Бухтарминского и Укокского ледников большим переметным фирновым полем.

Исток Бухтармы с двумя ныне разделившимися ледниками, находится в обширном цирке вроде Укокского или даже Алахинского, занимающем по хребту протяжение около 6 км. Общий Бухтарминский цирк выступом главного хребта существенно делится на две части — восточную и западную.

Западная часть цирка с несколько пониженными гребнями в тылу носит резкие признаки деградации оледенения и теряет ту сплошную заснеженность склонов, которая характерна для истоков Алахи. Среди осыпей и моренных отложений здесь обособляется малый Бухтарминский ледник. Длина его 1,5—2 км, ширина 0,5 км и до 1,5 км, конец — 2840 м.

Восточная часть цирка вдается глубже в изгиб хребта, привязана к высокой его вершине (3525 м) на грани Укока и Бухтармы и имеет хорошо заснеженные склоны. Здесь формируется Большой Бухтарминский ледник в основном из двух потоков: один с юго-юго-востока из угла около указанной вершины, другой с востоко-юго-востока с Укок-Бухтарминского седла. Общие характеристики Б. Бухтарминского ледника следующие: экспозиция на СЗ и ССЗ, длина до 6 км, ширина 0,7—2 км, поверхность около 5 кв. км. Конец ледника находится на

высоте 2515 м (1916 г), средняя высота около 2800—2850 м. Ледник спокойный, без ледопадов, с небольшими уклонами поверхности.

Между Большим и Малым Бухтарминскими ледниками располагается широкая полоса морен, скрывающих массы мертвого льда, остаток бывшего соединения ледников и свидетель той деградации оледенения, которая особенно захватила периферию ледникового центра.

К системе Бухтарминских ледников относится еще висячий ледник на передовом Укок-Бухтарминском массиве. Он достигает 1,5 км в длину, имеет конец на высоте 2850 м и большую среднюю высоту — около 3200 м, так как начинается под самой вершиной. В жаркое время дня он весьма активен, давая вниз значительный и мутный ключ. Интересны те черты особой характеристики, которые противопоставляют ледник передового одинокого массива общему оледенению хребта.

Река Бухтарма вытекает из Большого ледника на высоте 2515 м (поток из Малого ледника скрыт под мореной) совершенно мутным потоком и после 4 км течения в узкой верхней долине круто поворачивает на запад, выходя лишь на самую западную окраину Укока.

Общие особенности залегания ледников Алахинского центра.

Автор, совместно с Б. В. Троновым, поднявшись в 1916 г. на передовой массив между реками Укоком и Бухтармой, назвал его вершиной «Кругозорной»: она представляет великолепный пункт для общего обозрения хребта с ледниками и плоскогорья Укок. С какого-нибудь возвышенного пункта по северную сторону этого плоскогорья также открывается прекрасный общий вид на пограничный хребет, на всю систему его долин и ледников.

Вдоль линии хребта видны 4 глубоких вырезки долин — Бухтармы, Укока, собственно Алахи и Канаса, расположенных перпендикулярно к хребту. Рядом к востоку можно заметить еще одну долину, именно Бутеу-Канаса, расположенную иначе, почти параллельно хребту. От линии хребта до выхода на плоскогорье Укок долины имеют незначительную длину, порядка 8—10 км. Несколько длиннее 4-я к востоку долина Канаса (достигает 14 км) благодаря выгибу хребта на юг, и значительно большую длину имеет долина Бутеу-Канаса, иначе расположенная по отношению к хребту.

Перед хребтом раскинулось плоскогорье Укок, точнее — западная его половина длиной в 30, шириной (с юга на север) около 10—15 км при постепенном переходе к горам в системе левых притоков Алахи. Однообразная, совершенно безлесная равнина, несколько всхолмленная моренными отложениями, имеет среднюю высоту в 2200—2400 м, повышаясь на западе, на водоразделе Алахи с Бухтармой до 2500 м. Поверхность щебниста, со скудным травяным покровом, частью ближе к хребту, болотиста; во впадинах — озерки, есть и более крупные озера.

Сюда выходят короткие долины Южно-Алтайского хребта, здесь в чуть углубленной долине оформляется сильная река Алаха в 40 куб. м расхода (в летние дни), поглощая притоки: Бутеу-Канас, Канас, Укок. Основные черты режима ее передаются Аргуту вплоть до устья и отражаются на самой Катунь. Здесь, следовательно, находит свое концентрированное выражение значение Южно-Алтайского ледникового

центра для питания речной сети Алтая. Только Бухтарма с плоскогорья Укок удаляется в другую сторону, в систему Иртыша.

Плоскогорье Укок является некоторой орографической базой формирования оледенения Южно-Алтайского хребта. Благодаря Укоку верхние речные долины и долины самих ледников не могут быть сильно углубленными по отношению к хребту. Относительные высоты гребней оказываются сравнительно небольшими, ледники получают небольшую вертикальную протяженность; ледниковое ложе и сами ледники — и языки их, и фирновые бассейны — получают слабые уклоны и имеют спокойный характер без ледопадов. Не спускаясь очень низко, ледники могут получать или сохранять большие размеры. При постепенном спуске с линии хребта становятся большими пространства, находящиеся выше снеговой линии, чем стимулируется большое накопление снегов, большой рост ледников.

В целом плоскогорье Укок способствует уменьшению вертикальной и увеличению горизонтальной протяженности ледников. В качестве известной аналогии можно привести уже указывавшийся пример формирования ледника Потанина в Монгольском Алтае, где влияние подошедшей к хребту высокой территории также сказалось на увеличении размеров ледника.

Вопрос о возможном характере непосредственного климатического влияния плоскогорья Укок на климат склонов хребта, где зарождаются ледники, неясен. Климат самого Укока известен недостаточно; видимо, он сухой, холодный, с сильными ветрами. Наблюдения на таможенном пикете (на берегу Алахи в средней части Укока) показали годовую сумму осадков всего лишь в 240 мм. На Укоке понижена граница леса, и еще В. В. Сапожников обратил внимание на то, что плоскогорье совершенно безлесно, хотя по условиям высоты деревья могли бы произрастать по крайней мере в защищенных от ветра местах на склонах или в долинах. Деревья подходят к Укоку по долинам рек и с запада, и с севера, но на самом Укоке и на северных склонах Южно-Алтайского хребта не появляются. В то же время на южном склоне хребта лес поднимается до 2500 м, т. е. выше Укока и подножья склонов хребта на Укоке. Констатируя все это, надо все же воздержаться до новых исследований от вывода о необходимости вместе со снижением границы леса параллельного снижения и снеговой линии в районе Укока.

Выходящие на плоскогорье Укок долины рек Бухтармы, Укока и Алахи имеют одинаковый общий характер. Верхние части их заняты расширениями — цирками, где залегают фирновые бассейны ледников, отделенные друг от друга короткими гранитными гребнями. Но ниже долины сжаты благодаря развитию передовых сланцевых массивов. Несколько выделяется долина Канаса, где тыл долины по прямому направлению упирается в Канасский перевал, а ледниковый бассейн отклонен вбок на запад. Еще сильнее отклоняется долина Бутеу-Канаса, но она иначе расположена по отношению к хребту. Троговый характер лучше всего выражен у более длинных долин Канаса и Бутеу-Канаса.

Короткие верхние гребни почти не нарушают общей сплошности снежно-фирнового покрова хребта от Бухтармы до Канасского перевала, тем более, что и сами они в значительной степени покрыты снегом. Между верхними гребнями и передовыми массивами имеются везде глубокие выемки и этим подчеркивается общность и целостность

ледникового покрова северного склона хребта. Соединение ледников Бухтарминского и Укокского, Алахинского и Мало-Канасского сохранилось и до сих пор. Ледники Укокский и Алахинский разъединились лишь в очень недавнее время и их соединение может восстановиться при малейшем изменении климата в сторону похолодания или большего увлажнения. Самые же истоки рек и верхние их течения лежат в долинах хорошо обособленных и отделенных друг от друга вплоть до выхода на Укок, где в русле Алахи объединяются воды почти всего ледникового узла.

Важной особенностью в характере Алахинского узла оледенения является наличие слабого оледенения на передовых массивах, так сказать периферийного ряда небольших ледников. Особенностью здесь является собственно не само наличие малых спутников большого оледенения, а то, что передовые массивы весьма высоки, почти не уступают вершинам главного хребта, но ледники на них образуются лишь малые. Речь идет о трех массивах: Канас-Алахинском (высота 3 300), Алаха-Укокском (3 340 м) и Укок-Бухтарминском (3 480 м, но по Б. и М. Троновым высота этой вершины Кругозорной равна 3 585 м). Они представляют ряд изолированных широких вершин на расстоянии около 5 км от хребта, подверженных действию ветров со всех сторон. Однако некоторая отгороженность от осадков с юга должна все же наблюдаться.

Они состоят из сланцев и имеют несравненно более мягкие, сглаженные формы, чем острые гранитные гребни главного хребта. Южные склоны их не только лишены всякого оледенения, но не имеют и каровых образований. Кары сосредоточены на северных склонах в общем, с некоторым преимуществом северо-восточных, что может быть связано с перевыванием снегов на подветренную сторону.

Высота первого массива только допускает появление оледенения (миниатюрный висячий ледничок), на втором и третьем массивах образуется по одному леднику переходных форм (долинно-каровый и висяче-долинный); на третьем, самом высоком, фирновое поле, покидая пределы глубокой выемки, выходит и наверх, давая еще два фирновых языка. Но большое оледенение развиваться не может: на высоком изолированном массиве при современном высоком положении снеговой линии остается все же слишком мало места (выше этой линии) для накопления снегов. И число ледников здесь оказывается очень небольшим: Канасский, Алахинский, Укокский и Бухтарминский большие ледники сопровождаются вместе всего лишь 4 ледниками на передовых массивах. Другие большие ледники Алтая обыкновенно имеют гораздо больше «боковых спутников».

Общая подчиненность оледенения рельефу должна считаться весьма характерной чертой Южно-Алтайского ледникового центра. В связи с этим следует рассматривать и местное снижение снеговой линии на больших ледниках и возможное влияние на ее высоту самой поверхности ледников.

Общие же свойства климата Южного Алтая и те закономерности, которые характерны для изменения климата с запада на восток вдоль хребта, не могут, повидимому, должным образом объяснить наиболее существенные особенности оледенения Южно-Алтайского центра. Вопросы эти будут еще дополнительно затрагиваться в главах с общими выводами об оледенении Алтая.

Оледенение южных склонов хребта

Характеристика оледенения Южного Алтая была бы далеко неполной, если оставить без рассмотрения южную сторону хребта, где на склонах и отрогах оледенение развито интенсивно и своеобразно. Эта часть Южно-Алтайского узла оледенения лежит в пределах Китая. По рельефу южная сторона не похожа на северную. Южнее линии хребта в юго-западном направлении, т. е. наискось к хребту, протекает река Канас (Иртышский). От линии хребта к долине Канаса протянулись поперечные отроги, более короткие на востоке, близ Верхнего Канасского озера, и более длинные на западе, ближе к Нижнему Канасскому озеру. Интересно, что и размеры оледенения увеличиваются с востока на запад при удлинении и углублении подходящих к хребту долин. По сравнению с севером центр оледенения на южном склоне сдвинут к западу.

Отроги южной стороны хребта на большем или меньшем протяжении имеют значительные абсолютные высоты, альпийские формы рельефа и богаты карами, а, следовательно, имеют и оледенение в той или иной форме. В этом также отличие от северной стороны, где кары с ледниками приурочены лишь к отдельным точкам — вершинам передовых массивов.

На некотором расстоянии к югу от хребта, как сказано, протекает большая река Канас. Дно его долины лежит глубже метров на 600 или ниже плоскогорья Укок. Это значит, что общий уклон местности от линии хребта на юг гораздо круче, чем на север. Отсюда вытекает, что и расчленение южной стороны поперечными долинами произошло интенсивнее и глубже, чем на северной стороне. Правда, боковые долины правых притоков Канаса являются висячими и сильно подняты по сравнению с глубокой главной долиной, но все же они лежат ниже метров на 200—300 поверхности Укока.

Все глубокое расчленение южной стороны хребта носит резко выраженные черты мощной ледниковой обработки. Глубокой долине Канаса принадлежат моренные отложения, одни из самых мощных на Алтае, подпрудившие оба больших Канасских озера. Над этой переуглубленной долиной Канаса повисли нижние концы боковых долин — трогов. По сторонам этих долин в боковых отрогах хребта в свою очередь возникают короткие висячие долины или же кары. Верхние концы трогов близко подходят, можно сказать, упираются, в главную линию хребта. Здесь, окружая концы трогов, и держась уровня их плеч (или несколько выше), в главном и боковых хребтах располагаются простые и сложные кары свежих форм, заключающие современные ледники. Общий спуск от водораздельной линии хребта до Канаса приобретает ступенчатый вид с тремя главными ступенями: первая — от гребня хребта на дно кара, вторая — от нижней поверхности кара на дно трога и третья — спуск к Канасу.

Эта картина расчленения и ледниковой обработки южной стороны хребта не похожа на рельеф северной стороны с его пологими уклонами и большими поверхностями на высоком абсолютном уровне. Вполне естественно, что заключенные в верхних карах ледники, особенно при влиянии южной экспозиции, оказываются недостаточно мощными, чтобы спускаться вниз и концентрироваться в мощные ледниковые потоки сложно-долинного типа.

Итак, исходя из рельефа хребта и южной экспозиции, мы должны получить и имеем действительно на южной стороне хребта картину целого ряда отдельных ледников сравнительно небольших размеров взамен больших ледяных площадей северного склона. При взгляде на гребень Южно-Алтайского хребта с юга из некоторых точек долины Канаса поражает общая малоснежность хребта, наличие обнаженных склонов на большом протяжении, что, можно прямо сказать, исключает возможность существования больших ледников, аналогичных ледникам северного склона и питаемых большим протяжением склонов. Тем не менее оледенение здесь, приуроченное к понижениям цирков, является весьма значительным, исключительно для Алтая в условиях не очень больших абсолютных высот и южной экспозиции.

Первыми с востока на данном участке хребта, непосредственно к западу от Канасского седла помещаются два небольших, но долинного типа ледников, с экспозицией на восток и северо-восток и длиной до 2 км. Склоны хребта имеют здесь еще открытый характер, круто спускаясь к Канасу непосредственно ниже Верхнего озера. Ледники приурочены к главному хребту и его первому короткому отрогу, к гребням не очень высоким, порядка 3 400 м. Высота снеговой линии может быть оценена примерно в 2 900 м. Ледники питают речку Западный Канас, первый правый приток Большого Канаса ниже озера.

В истоках следующего притока Канаса, Джеты-Булака, есть еще три небольших ледника, приуроченных к западной стороне того же первого отрога хребта. На этой восточной окраине оледенения южного склона хребта лишь начинают появляться те своеобразные черты и особенности, которые были описаны выше.

Истоки следующего большого притока Канаса — Ак-Тюргуня занимают по линии хребта место, соответствующее Алахинскому леднику на северной стороне. Три главных ледника, расположенные вдоль самой линии хребта, имеют размеры несравненно меньшие, чем Алахинский ледник: длина 2—3 км, поверхность от 3 до 5 кв. км. Даже в сумме они составляют не больше половины поверхности Алахинского ледника. Они сосредоточены в цирках, их языки не получают настоящего долинного развития. Ледники имеют каждый свою индивидуальность. Крайний к востоку ледник принадлежит несколько обособленному левому истоку Ак-Тюргуня. Он спускается с хребта неправильными волнами, разорванными мелкими трещинами, и слева пополняется еще боковым потоком; конец его разделен скалистым зубом на два языка. Ледник в целом имеет смешанный тип: довольно крутой, неправильной формы, он совмещает в себе черты долинного, карового и висячего ледника.

Несколько иные черты встречаем у двух следующих ледников. Наиболее развит язык у второго с востока ледника, хотя и наименьшего по размерам, который опускается крутыми уступами в юго-западном направлении. По форме это крутой долинный ледник, но он имеет лишь два километра длины и на дно трога не спускается. Наибольший, крайний к западу, ледник занимает целиком двойной цирк и дает несколько коротких язычков, свешивающихся на крутом уклоне над дном трога.

Интересны и характерны высотные отметки, относящиеся к леднику: дно долины у слияния потоков из ледников — 2 010 м, конец ледника — 2 450 м, средняя высота гребней, окружающих ледник — 3 400 м, снеговая линия — около 2 800 м. Аналогичное высотное положение

имеют и два других ледника. Таким образом, ледники южного склона лежат, примерно, на той же высоте и снеговая линия не выше, чем на северном склоне, где расположен Алахинский ледник. С этим интересным положением мы встретимся на Алтае еще не раз. Мы видим, что снеговая линия в карах или цирках южной стороны может располагаться невысоко (не всегда), но при этом выше снеговой линии на южном склоне остается гораздо больше обнаженных от снега мест, чем на северной стороне. На это обстоятельство уже указывалось при общей характеристике особенностей оледенения южного склона хребта. Надо думать, что ледники, подобные Ак-Тюргунским, характеризуются частично лавинным питанием, хотя по всей своей конфигурации и не принадлежат к туркестанскому типу.

Оледенение Ак-Тюргуня в основном приурочено к главной линии хребта, так как боковые отроги все же снижаются быстро по сравнению с главным хребтом. На них известны лишь три небольших ледника — два с левой и один с правой стороны — с площадями от 0,1 до 0,5 кв. км.

Западнее Ак-Тюргуня, соответствуя на севере ледникам Укокскому и Бухтарминскому, располагаются истоки реки Кара-Ирек системы Акульгуна, большого правого притока Канаса.

Кара-Ирек, левый исток Акульгуна, и собственно Акульгун (правый исток) занимают своим бассейном протяжение в 20 км вдоль хребта. В центре истока возвышаются Акульгунские пики — две мощных гранитных вершины на отроге, отходящем на юг несколько западнее Бухтарминского ледника. По своей высоте (3 900 — северный пик и 3 850 м — южный, по определению Б. и М. Троновых) они доминируют над всем хребтом вплоть до вершин Табын-Богдо-Ола. А. Н. Седельников назвал северный пик пиком Сапожникова и отнес его к истокам Ак-Кабы (к западу от Акульгуна), что представляет очевидное недоразумение, так как в истоках Ак-Кабы никаких особенно выдающихся вершин нет. Точно так же эти выдающиеся вершины не имеют отношения к Нарын-Кабе, истоки которой неправильно подведены на трехверстной карте к западной стороне Акульгунских пиков. На самом деле здесь расположены истоки Акульгуна, а верховье Нарын-Кабы лежит юго-западнее, километрах в десяти. Правильно указание Сапожникова, который пишет, что снежные седловины Акульгуна (в непосредственной близости к северному пику) ведут из истоков Бухтармы в реку Акульгун системы Монгольского Канаса.

К тому участку хребта, который взят для рассмотрения, т. е. по северному склону хребта до Бухтарминского ледника включительно, можно отнести лишь восточную сторону Акульгунского отрога, т. е. истоки Кара-Ирека, но не истоки собственно Акульгуна. Надо сказать, что это выделение участка хребта по признаку оледенения сохраняет свой смысл и для южного склона: оледенение хребта с западной стороны Акульгунского отрога значительно ослаблено по сравнению с Кара-Иреком. Это сказывается и на цвете воды обеих рек: Акульгун (вся река) сливается из двух равноправных потоков — голубого самого Акульгуна и грязно-желто-серого Кара-Ирека.

Долинам Акульгуна вместе с Кара-Иреком свойственны другие особенности рельефа по сравнению с предыдущим Ак-Тюргунем. Глубокая долина Акульгуна, весьма мощной реки, не имеет или почти не имеет устьевой ступени. Возможно, что есть уступ при слиянии Кара-

Ирека с Акульгуном и затем замечается небольшой уступ у Кара-Ирека при подходе к верхнему участку, окруженному ледниками. Это верховье Кара-Ирека не упирается в хребет закраинной трога, как у Ак-Тюргуня, а расширено в виде некоторой котловины—цирка с диаметром 6 км между высокими гребнями: водораздельным с Ак-Тюргуней с востока, главным хребтом с севера, Акульгунским отрогом с запада, а с юга она полузакрита загибающейся ветвью последнего. С севера в эту котловину открывается ряд коротких висячих долин с ледниками.

Вот высотные данные характеризующие этот рельеф:

Устье Акульгуна	1 490 м.
Долина Кара-Ирек перед верхней котловиной	2 130 м.
Дно этой котловины	2 200—2 400 м.
Концы висячих долин	около — 2 450 м.
Водораздел с Ак-Тюргунем	3 000 м.
Главный хребет	3 200—3 600 м.
Акульгунский отрог	3 600—3 900 м.

Внушительную, несколько мрачную картину представляет этот Акульгунский отрог и оба пика. Под снежной шапкой Северного пика — отвесная гранитная стена в 1 000 м высотой. Южный зубчатый пик совершенно бесснежен. Скалы и обрывы, острые углы и ребра, господство почти или совсем отвесных уклонов не дают возможности держаться снегу. Подняться на тот или другой Акульгунский пик с востока было бы исключительным альпинистским трюком. Но надо сказать, что Северный пик вполне доступен для восхождения с другой стороны: на запад он отсылает короткий, умеренно наклонный отрог, в нижней половине сложенный из сланцев и имеющий более сглаженные формы.

Слишком крутым стенам Акульгунского отрога несвойственны каровые формы, но в щелях и кое-где на приступках пестреют снежные пятна. Так или иначе этот отрог принимает участие в питании главного ледника Кара-Ирека, непосредственно расположенного под его стенами.

Эти самые общие черты рельефа верховья Кара-Ирека определяют и характер оледенения и главные особенности залегания его ледников. Высота дна котловины, ранее заполнявшейся и обработанной ледником, явно недостаточна, чтобы она оказалась заполненной сохранившимся или вновь возникшим оледенением при современных климатических условиях. Главный ледник Кара-Ирека должен быть несомненно связан с высоким Акульгунским отрогом, занимая около него ограниченное пространство.

Этот ледник — Большой Кара-Ирекский — начинается с главного хребта в крайней западной части истоков и располагается под стеной Акульгунского отрога, изгибаясь полукругом и меняя направление: южное—юго-восточное—восточное. Ледник, раньше несравненно сильнее, чем другие ледники, обрабатывавший котловину, теперь занимает боковое положение в котловине и асимметричен сам, получая боковое питание справа из отдельных снеговых полос и пятен на склонах отрога. Левый борт ледникового ложа невысок и с этой стороны ледник почти открыт. Размеры ледника очень значительны: длина 7 км, ширина 1 км,

и при таких размерах ледник спускается довольно низко, до 2390 м, выходя в котловину без заметного уступа. Ледник в целом пологий, но в среднем течении круто обтекает скалистый зуб и здесь разорван трещинами. Значительный каменный покров на леднике отчасти связан с этой скалой, но еще больше, особенно на конце, со склонами Акульгунского отрога. Средняя высота ледника и снеговой линии на нем оценивается в 2800 м.

Восточнее большого ледника, кроме малого карового ледника, залегают вдоль главной линии хребта еще 3 ледника. Они сосредоточены в своих висячих долинах — карах, и 2 первых (с длиной 1—1,5 км) даже не подходят концами к спуску вниз, и лишь потоки из них низвергаются водопадами к Кара-Иреку. Третий ледник, крайний к востоку, имеет размеры побольше (длина 2 км, поверхность 3 кв. км). Конец его выходит к краю висячей долины на высоте 2450 м, где образует стенку из льда, повидимому, мертвого. Средняя высота этого ледника также приближается к 2800—2850 м. На севере он соответствует леднику Укокскому, первые же три ледника, включая и главный, соответствуют ледникам Бухтарминским.

Рядом к юго-востоку на склоне отрога водораздельного с Ак-Тюргунем есть еще небольшой долинно-каровый ледник (длина 0,7 км), и еще 2 совсем малых ледничка дополняют ледниковые богатства Кара-Ирека.

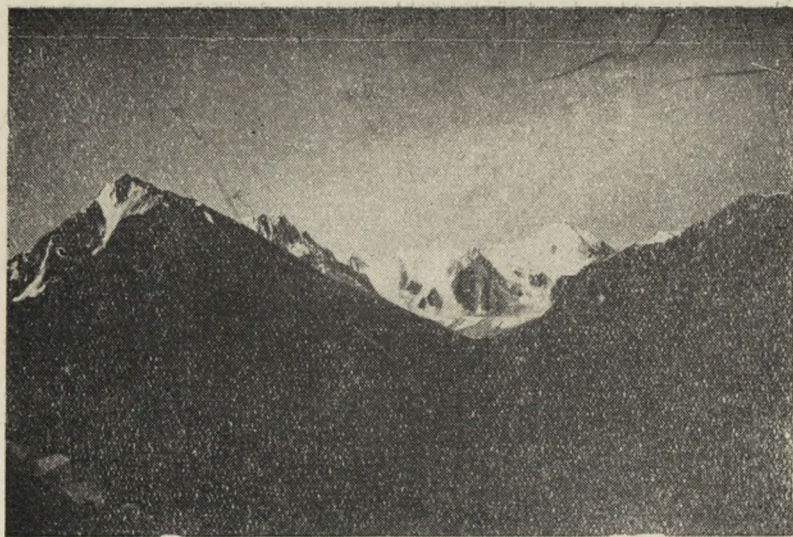
Сравнение оледенения северного и южного склонов

В заключение, для характеристики участка хребта от Канасского перевала до Акульгунского отрога следует привести сжатое общее сравнение оледенения северного и южного склонов.

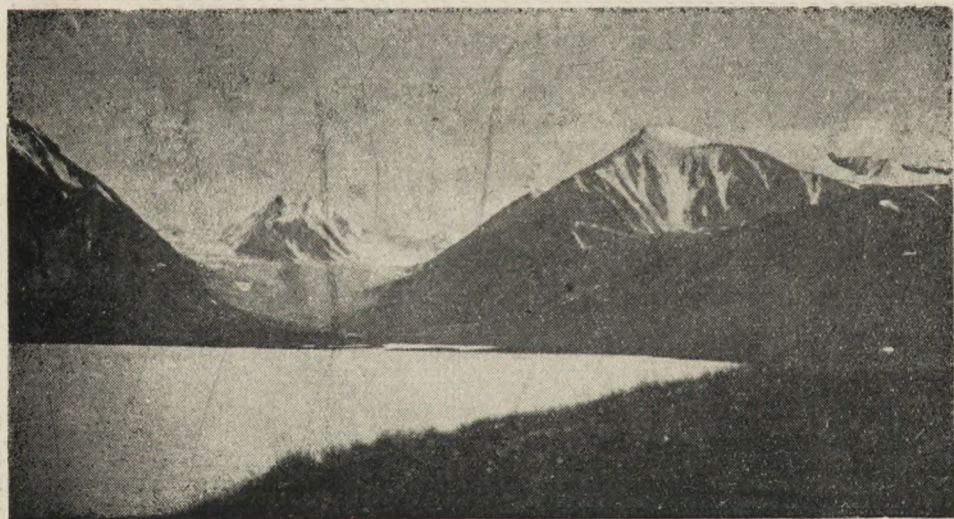
	Север	Юг
Общее число ледников	10	19
Общая площадь оледенения (кв. км)	41	30
Число ледников на линии главного хребта	5	10
Площадь оледенения на главном хребте	38,5	27
Число ледников на отрогах	5	9
Площадь оледенения (кв. км)	2,5	3
Высота снеговой линии на главном хребте	2800—2850	2800
Высота снеговой линии на отрогах	3100—3150	

Приведенные цифровые данные позволяют сделать некоторые общие сравнительные выводы относительно оледенения северной и южной стороны того участка хребта, который с полным основанием можно назвать Южно-Алтайским ледниковым центром.

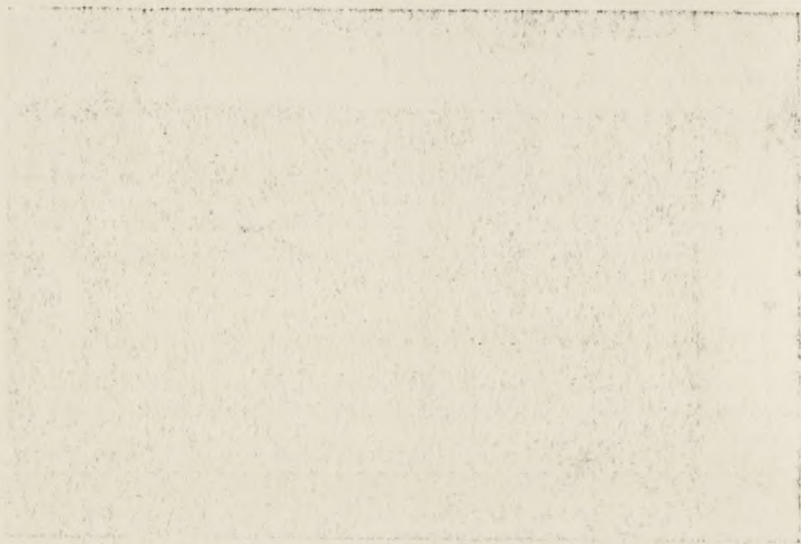
Общая интенсивность оледенения этого центра характеризуется солидной суммарной площадью в 71 кв. км на протяжении всего лишь 20 км длины хребта. Оледенение здесь богаче, чем в аналогичном (не вполне) Южно-Чуйском центре, где оно развивается почти только на одной стороне хребта. Оледенение концентрируется на главной линии хребта и в непосредственной к ней близости. Оледенение окраинное по своему положению, в виде ледников на отрогах в более значительном удалении от линии хребта, представляется весьма слабым. Эти черты, выше подчеркнутые для северной стороны, ясно выражены и для юга. Здесь отроги, хотя имеют значительное развитие, но достаточно высо-



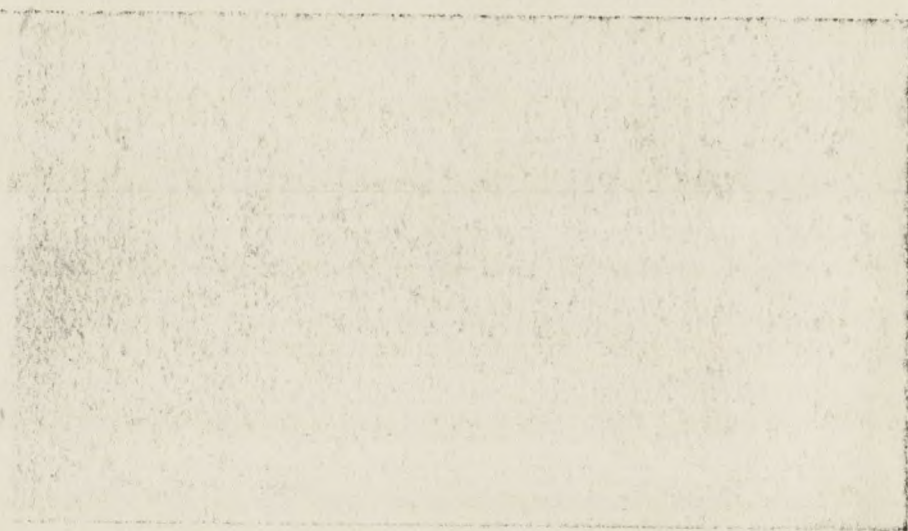
Большой ледник в горах Эмегейты в истоках Канаса Иртышского.



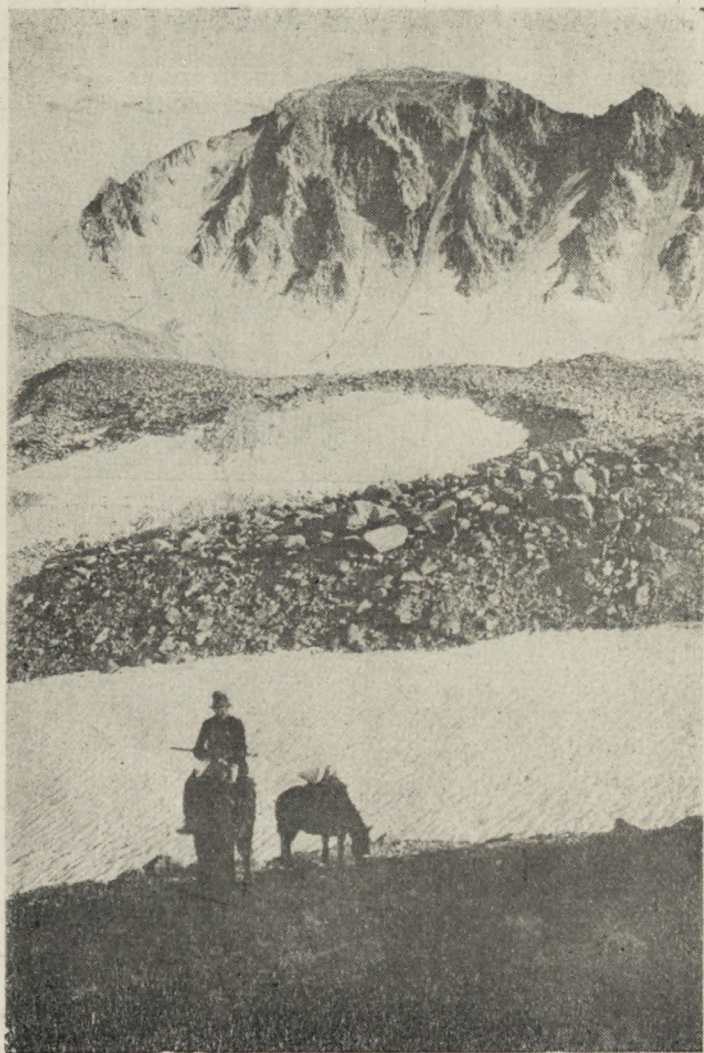
Алахинский ледник, общий вид снизу. С правой стороны снимка—передовой массив с фирновыми полями ледника М. Алахинского. На переднем плане—Алахинское озеро.



1. The first part of the paper is devoted to a general discussion of the problem.



2. The second part of the paper is devoted to a detailed discussion of the problem.



На подступах к перевалу Акульгунскому в Южном Алтае.
На переднем плане—морены со снеговыми полями ледника
Акульгунского на северном склоне хребта.

ки лишь в самом начале и, следовательно, не благоприятствуют появлению значительных ледников с окраинным или обособленным положением. Но они помогают оледенению главного хребта, создавая, с одной стороны, вместилища для ледников, и, с другой стороны, образуя значительные долины с тягой воздуха к хребту.

Оледенение южных склонов заметно уступает северному по общей площади, но превосходит его по численности ледников. Эта особенность выше уже объяснена действием инсоляции на южных склонах, разрушающей общую сплошность снеговых покровов и, вместе с рельефом, способствующей обособленности ледников, одновременно с уменьшением их суммарной площади. Объяснение это подразумевает, однако, достаточное выпадение снегов на южных склонах. Убедительный признак того, что данное условие выполняется, можно видеть в невысоком положении снеговой линии на главных южных ледниках (2 800 м — не выше, чем на северном склоне). Объяснением этому должно служить преобладающее юго-западное направление ветров, осаждающих первую влагу на южных склонах. Нужно оговориться однако, что такое весьма обычное использование господствующего направления ветров при толковании распределения оледенения на различных склонах хребта всегда нуждается в уточнении с помощью рассмотрения синоптических процессов.

Интересно сделать сравнение северных и южных склонов по значению оледенения для питания рек, по количеству стекающей с ледников воды. К сожалению, по причине отсутствия гидрометрических данных, можно привести лишь самую приближенную оценку водоносности рек Укока и притоков Канаса. Примерные расходы этих потоков в теплые летние дни с сильным таянием ледников можно оценить так:

Реки северного склона:

Р. Алаха, главный исток	15 м ³ /сек.
Р. Укок	8 "
Р. Канас	8 "
Р. Бухтарма	8 "
Итого:	39 м ³ /сек.

Можно считать без большой ошибки, что северная сторона хребта с площадью оледенения в 40 кв. км дает в летние дни речные потоки с суммарным расходом близко к 40 м³/сек. Приблизительно столько же имеет вся река Алаха: из указанных в табличке речек к системе Алахи не отнесся Бухтарма, зато Алаха принимает несколько мелких речек и более значительный Бутеу-Канас, которого истоки не относятся к Южно-Алтайскому ледниковому центру.

Речки южного склона:

Западный Канас	4—5 м ³ /сек.
Джеты-Булак	4—5 "
Ак-Тюргунь	10 "
Кара-Ирек	12 "
Итого:	30 м ³ /сек.

Таким образом, по общей величине стока южная сторона как будто несколько уступает северной. Но к этому заключению надо сделать

поправку, так как приведенные цифры относятся только к теплоте дневному времени. Надо думать, что весной или осенью, возможно также и вообще при более холодной погоде, сток с южного склона может не только сравняться, но и превысить сток с северной стороны. В целом можно говорить о приблизительном равенстве количества воды, стекающей с ледников северного и южного склонов, и, несколько расширяя вывод, о большой степени увлажнения обоих склонов. Малое количество осадков на плоскогорье Укок не показательно для самого хребта.

Оледенение Западной части Южно-Алтайского хребта

Характеристика оледенения западной части хребта дается главным образом по данным В. В. Резниченко.

К западу от Бухтарминского ледника на северной стороне и от Акульгунского отрога на южной с Южно-Алтайским хребтом связана еще целая система гор. На севере на протяжении в 200 км она ограничена крутым склоном непрерывного хребта, падающим к глубоким грабенам больших долин, занятым (с востока на запад) течениями рек Бухтармы, Сарымсакты, Нарыма. В южную же и юго-западную сторону отходит целый ряд отрогов и ветвлений хребта. Различные участки хребта и его отроги имеют частные названия, характеризуются неодинаковыми абсолютными высотами и рельефом. Некоторые из них несут современное оледенение, хотя в целом не очень значительное, развитие же старых каров является почти повсеместным. Ледниковыми исследователями всего этого района мы обязаны главным образом В. В. Резниченко. Некоторые дополнительные данные об истоках Ак-Кабы и Нарын-Кабы взяты из работ Б. и М. Троновых.

Под наименованием собственно Южно-Алтайского хребет простирается к западу от истока Бухтармы еще километров на 40 вплоть до истока Кара-Кабы. Северный склон хребта питает здесь ряд левых притоков Бухтармы, из которых главные: Акульгун, Курту и Текелю. С южной стороны располагаются истоки сначала Акульгуна Канасского, затем Ак-Кабы. На течение этой реки переходит с линии хребта государственная граница СССР с Китаем.

По сравнению с Алахинским участком весь хребет снижен: между истоками рек Акульгун и Курту средняя высота хребта равна приблизительно 3 100—3 200 м, но над истоками Курту и Текелю наблюдается немного большее поднятие (3 200—3 300 м). В рельефе больших высот преобладают формы альпийские, и В. В. Резниченко характеризует его, как «рельеф зубчатых гребней, грозных пиков, конусов и пирамид, увенчанных снегами. Это — область механического выветривания и разрушения». Цикл работы этих процессов здесь не завершен и они продолжают развиваться с неослабной энергией. Горы еще не приняли форм, обеспечивающих им состояние относительного покоя. Ниже зоны механического выветривания наблюдаются «сглаженные мягкие формы рельефа, которые явились здесь следствием мощного развития древне-ледниковой деятельности. Постоянными спутниками этого рельефа являются бараньи лбы, куполообразные холмы, шлифованные скалы, ледниковые борозды и, наконец, многочисленные каровые ледники и моренные озера, изумрудно-зеленые и других оттен-

ков». Глубокие долины завалены мощными нагромождениями древних морен и имеют отчетливо выраженный троговый характер. На левом склоне Бухтарминской долины Резниченко отмечает два плеча трогов на высоте — одно около 2 000 м или несколько выше, другое, принадлежащее более древнему трогу, еще метров на 200—300 выше.

Оледенение на Бухтарминской стороне описываемого участка Южно-Алтайского хребта отмечено следующее.

В истоке Акульгуна-Бухтарминского залегают шесть ледников в каровых образованиях по краям значительного общего цирка. Для наименьшего из них дается площадь только 0,04 кв. км, для наибольшего — около 1 кв. км при длине языка 1,5 кв. км.

Таким образом леднички весьма невелики, но все же два из них отнесены по признаку развития языка к долинному типу, а остальные считаются каровыми. Ледники большей частью очень пологие, так что наибольший уклон языка отмечен в 20° , а у самого большого ледника — только в 4° . Отмечается развитие морен частью сланцевых, частью гранитных, и обращается внимание на отчетливую слоистость льда у некоторых ледников. Экспозиция ледников большей частью северная и близкая к ней. Высота конца указана только для главного ледника — 2 830 м. Высота снеговой линии не указана; судя по высоте гребней, по положению конца главного ледника, она должна быть около 3 000 м. По сравнению с Алахинским участком хребта, лежащим восточнее, снеговая линия во всяком случае повышена.

Ряд следующих небольших левых притоков Бухтармы (до Курту) обладают в совокупности 18 небольшими ледниками с площадями менее 1 км, из которых 4 обозначены, как долинные, 4 висячих, а остальные — каровые. По сравнению с Акульгуном, повидимому, несколько увеличена крутизна залегания ледников, в связи с чем появляются ледники висячие. Для одного ледника указана высота конца в 2 900 м.

Два следующих притока Бухтармы — Курту и Таутекели — имеют более значительные и разветвленные бассейны. А общий полукруг вершин, огибающий их истоки на протяжении около 12 км, лишь немного уступает Алахинским высотам хребта: на карте показан здесь большой ряд вершин до 3 414 и 3 452 м с понижениями порядка около 3 200 м. Но по рельефу — разница очень большая. Над Алахинским и Укокским ледниками поднимаются всего 4—5 вершин с широкими и пологими седлами между ними. Гребень же Курту-Таутекели можно назвать мелкозубчатым и здесь можно насчитать не менее 20 более или менее острых пиков. И общая крутизна склонов здесь гораздо больше, чем на Алахе, при общей большей их расчлененности. На том же протяжении, какое занимают два ледника — Укокский и Алахинский, здесь можно выделить четыре обособленных циркообразных бассейна. Площадки на дне их при абсолютной высоте порядка 2 300 м, что соответствует высоте Укока, находятся очень близко к линии водоразделов, так что здесь возникают средние уклоны порядка 30° (но есть склоны значительно круче), что в два — три раза больше, чем на Алахе.

Ледников в истоках Курту отмечено 9, в истоках Таутекели — 7. К долинным отнесено 4 ледника, к каровым 6 ледников, к висячим 4 ледника и два ледника принадлежат к типу теснинных. Главный ледник Курту имеет длину в 2,5 км, но площадь только 0,7 кв. км. Экспозиция ледника в общем на север, но с некоторыми поворотами. В средней

части ледник пологий, но внизу уклон достигает 21° . Конец ледника — на высоте 2 800 м. Конечная морена достигает мощных размеров.

Главный ледник Таутекели при длине в 1 км имеет площадь только в 0,4 кв. км. Уклон языка от 7 до 30° (внизу). Экспозицию имеет северную, конец на той же высоте, что и ледник Курту. Наличие ледников висячих и теснинных, кроме каровых и малых долинных, представляется весьма характерным для рельефа, тем более что и последние обладают крутыми языками. Что же касается общих размеров оледенения, то оно кажется слишком незначительным, не соответствующим большому скоплению высоких вершин и гребней. Конечно, по условиям рельефа, где при общей крутизне склонов абсолютные высоты у слияния истоков рек снижены слишком сильно, здесь не может возникнуть счень крупных ледников. Но казалось бы, что в отдельных истоках рек (три истока Курту и два — Таутекели), или даже в отдельных карах оледенение могло бы быть значительнее, занимая склоны более или менее непрерывным рядом ледников. Незначительность оледенения Курту и Таутекели, очевидно, должна быть связана с высоким, не ниже 3 000 м положением снеговой линии, которое особенно бросается в глаза при сравнении с Алахинским центром оледенения, где снеговая линия располагается на высоте около 2 800 м. Таким образом, довольно общее для Алтая правило о повышении снеговой линии в направлении с запада на восток здесь как будто не выполняется. При этом, пожалуй, правильнее говорить не о ненормально высоком положении снеговой линии в районе Таутекели и Курту, а о ее понижении в районе истоков Алахи. Вопрос этот рассматривается подробнее в главе о климатических условиях современного оледенения Алтая.

С южной стороны хребта рассматриваемый участок, считая с востока, начинается от высокого и короткого Акульгунского отрога. Далее можно отметить еще следующие отроги: между Акульгуном и истоком Кабы, между Нарын-Кабой, и Ак-Кабой, между последней и ее притоком Казганджолом, между Ак-Кабой и Арасан-Кабой. Все они в своем начале, ближе к линии главного хребта, имеют вершины выше снеговой линии и несут леднички, большей частью небольшие. Оледенение это относится, главным образом, к системе реки Кабы, за исключением ледников Акульгуна, притока Канаса. Приводимые ниже сведения о ледниках Акульгуна, самого истока Ак-Кабы (частично) и ее левого притока Нарын-Кабы даны по работе Б. и М. Троновых «Исследования в Южном Алтае». Сведения о других ледниках системы Кабы даны по основной работе В. В. Резниченко.

Истоки Акульгуна Канасского сосредоточены в округлом бассейне с поперечником около 8 км, заключенном между Акульгунскими пиками с востока, главным хребтом с севера и отрогом, водораздельным с Кабой — с запада. Несколько потоков разной величины сходятся на обширной центральной террасе-площадке, давая богатую водой голубовато-белую реку.

Следует отметить, что на трехверстной карте Алтая истоки Акульгуна нанесены в целом довольно правильно, но обозначены как истоки Нарын-Кабы. Это очевидная ошибка, так как Нарын-

Каба начинается юго-западнее километров в десяти от Акульгунского гребня. Если смотреть с водораздела, то на юго-юго-западе виден глубокий лог, издали похожий на долину реки, которая в этом случае действительно принадлежала бы системе Кабы. Не в этом ли

источник указанной ошибки, если съемка была сделана на глаз без посещения дальнейшего течения Акульгуна? В действительности Акульгун поворачивает на юго-восток, скрываясь в трудно доступном ущелье.

Главный ледник истоков Акульгуна помещается между крутым откосом Северного пика и отвесной гранитной стеной Южного пика. Весьма пологий ледник длиной в 3 км расширен в верхней части, имеет направление на северо-запад и кончается на высоте около 2 400 м. Морены ледника, принесенные из глубины, состоят из гранитной породы, но ближе к концу ледника на склонах пиков появляются сланцы. Вторым ледник, длиной в 2 километра, на открытом северо-западном склоне Северного пика сначала опускается круто, потом образует пологое поле и снова крутой, повисший, разорванный конец. Справа от него у линии хребта есть еще ледничок, небольшой каровый.

Это оледенение на западном склоне Акульгунских пиков, состоящее из трех ледников с общей площадью около 4 кв. км, кажется слишком незначительным для таких выдающихся вершин, доминирующих над всем Южно-Алтайским хребтом. Снеговая линия на главном леднике, хорошо затененном, едва ли лежит высоко: средняя высота ледника около 2 800—2 850 м. Но общий рельеф склонов представляется для оледенения неудобным, так как они слишком круты (частью отвесны), площадь, лежащая выше снеговой линии, относительно невелика и частью непригодна для накопления снегов. Кроме того надо отметить закрытое от ветров, загороженное горами со всех сторон, положение верхнего бассейна Акульгуна. Выход из него в виде ущелья Акульгуна слишком узок и кроме того направлен не на юго-запад, а на юго-восток.

В левом притоке Акульгуна на более отдаленном склоне Южного пика отмечены еще два небольших ледника, но они не изменяют общей картины слабого развития оледенения на западном склоне Акульгунского отрога.

Несколько небольших ледников (всего 7 с общей площадью до 3 кв. км) отмечены на хребте водораздельном между Акульгуном и Кабы, частью в самом его истоке, частью в его правых притоках. Ледники только каровые и висячие, причем здесь преобладают открытые склоны без особенно глубоких каров. Интересен крайний в низу по течению Акульгуна ледничок: он залегает на южном склоне вершины, обращенном в стороны Нарын-Кабы, под самой вершиной, но поток из него круто загибаясь у невысокого водораздела, сворачивает в долину Акульгуна.

Ледники Кабы. К западу от Акульгуна располагаются ледниковые истоки Ак-Кабы и ее притоков Казганджола (правого) и Нарын-Кабы (левого), но относятся в основном к отрогу главного хребта, лишь касаясь последнего одной стороной. Расположение истоков Ак-Кабы, Нарын-Кабы и Казганджола видно на карте.

В тылу верхней долины Ак-Кабы показана вершина 3 325 м, не уступающая высотам главного хребта. В рельефе — смешение острых форм отдельных утесов и гребней со сглаженными щебнистыми склонами и вершинами, в чем сказывается очень легкая разрушаемость мягкой сланцевой породой. С этим же в связь надо поставить и то, что Ак-Каба при небольших сравнительно ледниках в ее истоках обладает совершенно мутной белой водой.

Главный ледник Ак-Кабы — ледник Сапожникова (название дано В. В. Резниченко) имеет в длину километра 3 при ширине поменьше километра, спускается на северо-запад и оканчивается тонким раздвоенным языком (1913 г.). Справа к нему примыкает еще значительный кар, весь заполненный снегом и льдом. На высоте 2600 м вытекает совсем белый поток, круто загибается влево и, прорывая в скалах извилистый ход, почти скрытый сверху, стекает на площадку для соединения с другим потоком. Ледник этого второго истока (ледник Литвинова) расположен параллельно первому, внизу отделен высоким гребнем, но в верхней части обширные фирновые поля ледников почти соединяются. Второй ледник меньше первого и кончается на высоте 2700 м широким закругленным концом, который посылает вниз два мутных потока. Именно этим ледникам, главным образом, обязана Ак-Каба белым цветом своей воды и илистыми берегами. Ледники имеют развитые боковые морены, но перед концами ледников наблюдается лишь однообразный моренный покров без валообразных накоплений.

К западу от второго ледника, т. е. ниже по течению Ак-Кабы, залегает еще тесная пара ледников меньших размеров — долинный и каровый, естественное добавление к небольшому основному центру оледенения. В близком соседстве с указанными главными ледниками Ак-Кабы, в истоках речки Казганджол, правой меньшей ветви верховий Ак-Кабы, наблюдается еще скопление из семи маленьких ледников.

Самый восточный из них и самый большой, с площадью около 0,9 кв. км, занимает кар неправильной формы, развитый в ширину до 2 км. Ледник прилепился к северному склону горного кряжа, направленного с востока на запад. Широкие снеговые поля его восходят к самой высокой здесь вершине, похожей по форме на палатку. Язык ледника имеет также неправильную форму и весьма широк. Перед концом утонченного ледникового языка с ясно выраженной слоистостью льда расстилается однообразный моренный покров из мелких остроугольных сланцевых обломков.

Остальные леднички Казганджола, каровые и висячие — совсем маленькие, так что площадь некоторых из них меньше 0,1 кв. км.

Взятые вместе ледники верховья Ак-Кабы, к которым близко подходят еще несколько ледников Акульгуна-Канасского и р. Куруджира на Бухтарминском склоне хребта, представляют самое значительное ледниковое скопление в западной части Южного Алтая, причем два ледника выделяются заметно. Этот небольшой ледниковый центр не выделяется никакими особенно высокими вершинами: только до 3325 м, и, например, в истоках Курту больше высоких вершин, но оледенение там развито слабее.

Высота снеговой линии не определена, но принимая во внимание положение ледников и высоту гребней, она может быть оценена как близкая к 2800—2850 м. При этом нужно отметить, что району несвойственно развитие особенно глубоких каров (в связи с легкой вымораживаемостью склонов), так что речь идет здесь не об отдельных подчеркнутых местных понижениях снеговой линии (что, например, вероятно, для ледника Акульгуна). Наоборот, для главных ледников Ак-Кабы характерны нормальные, сравнительно широкие и открытые мульдобразные фирновые бассейны. Обстоятельства благоприятствующие оледенению надо, повидимому, искать в общих орографических

условиях, в свободном движении воздушных масс с юго-запада, использующих (отчасти) в этом движении долину самой Ак-Кабы.

В разветвленной системе реки Кабы, связанной с южной стороной Южно-Алтайского хребта вместе с его отрогами, возможности для современного оледенения встречаются еще в разных местах. 8 ледников (5 каровых, 1 долинный, 1 висячий, 1 переметный) обнаружены в верхних правых притоках Ак-Кабы, которых истоки расположены вдоль линии главного хребта. Наиболее выделяется ледник речки Самырсынды, расположенный среди диких неприступных скал с зубчатыми верхушками. Ледник сложный, получает питание из трех небольших каров и дает развитый язык.

Далее в Кабу с правой же стороны впадает значительный поток с мутной водой под названием Тентек-Булак, верховье которого отнесено к тому же повышению главного хребта, которое питает реку Курту на северном склоне. Здесь должны быть ледники до сих пор не осмотренные.

Впадающему ниже по течению Кабы короткому притоку принадлежит еще один ледничок. Он интересен тем, что залегает под сравнительно невысокой вершиной, всего лишь в 2 920 м высотой. Пожалуй, это самая низкая из вершин в Южном Алтае, все же несущая современный ледник; вероятно здесь имеется узко местное понижение снеговой линии.

Далее к западу небольшие ледники в истоках Темир-Кабы (1 ледник), Арасан-Кабы (7 ледников) и Кара-Кабы (5 ледников), аналогично истокам Ак-Кабы, покидают невыгодную экспозицию главного хребта и сохраняются у начала достаточно высоких отрогов, где находят более благоприятные условия затененных склонов.

Склоны над ледниками Арасан-Кабы теряют правильность каровых форм. Открытые впадины, заполненные главным образом моренами, торчащими остатками гребней и отдельных крутых стенок, и расщелины в скалах сопровождаются скоплениями снега, фирна и льда, также в значительной степени бесформенными. Арасан-Кабинские ледники подразделены по типам: 4 каровых, 2 теснинных, 1 висячий. Кара-Кабинские и Темир-Кабинский ледники — каровые. Высоты вершин, сохраняющих это оледенение, колеблются в пределах от 3 095 м до 3 265 м. Но рельеф здесь уже изменен по сравнению с главной линией хребта: эти вершины представляют только выдающиеся точки широкого, плосковолнистого верха кряжей, где наверху однако нет условий для сохранения снега или льда. То же самое можно сказать и о кряже между Арасан-Кабой и Кара-Кабой, на северо-западных склонах которого залегают маленькие леднички Кара-Кабы. Здесь выделяется целый ряд вершин с высотами около 3 100—3 200 м. Кары под ними имеют более правильные формы, чем в истоках Арасан-Кабы, а леднички отличаются большей округлостью. Все пять ледников отмечены как каровые, размеры их невелики и измеряются в длину лишь сотнями метров. Наиболее высокие вершины и кары с ледниками находятся только на протяжении первых семи километров от главного хребта. Далее к западу горы постепенно понижаются и многочисленные старые кары уже не содержат современных ледников.

Западные разветвления Южно-Алтайского хребта.

Начиная от перевала Такиалкизень, ведущего из верховья Таутекели на севере в истоки Кара-Кабы на юге, то есть примерно в 90 км от вершин Табын-Богдо-Ола, основной Южно-Алтайский хребет разветвляется на две горных цепи: 1) Северную, которая составляется из хребта Тарбагатай, гор Сарымсакты и хребта Нарымского, 2) южную, куда входят хребет Сар-Тарбагатай, затем горы Курчумские и еще их пониженные западные ответвления под разными названиями. Менее резко выражена третья горная цепь, именно хребет Азу,—располагающийся к юго-востоку от озера Марка-Куль.

Первая, северная горная цепь от истока Кара-Кабы на востоке до самой долины Иртыша на западе имеет общее протяжение около 230 км. В северную сторону она круто обрывается к долинам Бухтармы, Сарымсакты (Бухтарминской) и к долинам Нарыма и частью Иртыша. От 2-й, южной, цепи она отделена продольными долинами рек Кара-Кабы (в верхнем ее течении), Таутекели (правого притока Кара-Кабы) и долиной Курчума.

Восточная часть Северной цепи или хребет Тарбагатай начинается на востоке широкой выдающейся вершиной высотой в 3 193 м. Вместе с соседней с юго-запада вершиной ниже она составляет узловую водораздельную точку между истоками Кара-Кабы, Таутекели и еще двух небольших притоков Бухтармы. Под этой вершиной образуется большой и типичный цирк округлой формы и северной экспозиции — весьма удобное местоположение для ледника. Но кроме остаточных обледенелых пятен, демонстрирующих высокое положение (около 3 000 м) современной снеговой линии, никакого оледенения здесь не сохранилось.

Далее к западу, хребет быстро понижается и на протяжении 40 км имеет средние высоты в 2 500—2 600 м и вершины не выше 2 700 м. Есть и нетрудные перевалы ведущие из долины Бухтармы в систему реки Кабы, с наименьшей высотой в 2 050 м. К западу от последнего перевала Байберды начинается резкое повышение хребта к вершинам 3 250 и 3 435 м, принадлежащим к горам Сарымсакты.

Горы Сарымсакты, сложенные кристаллическими сланцами и частью гранитами, имеют протяжение около 50 км в своей высокой части, в среднем не ниже 2 900 м. Отличаются ровными высотами вершин и гребней — около 3 250 м, причем сравнительно сильно выделяются лишь две вершины: гора Байберды (на востоке) поднимается до 3 435 м и вершина Беркут, похожая на сахарную голову (ближе к западной части) — до 3 415 м. Самое низкое седло — перевал Сарымсакты — имеет 2 495 м. Горы Сарымсакты могут быть подразделены на главную, северную цепь и параллельный южный хребет, отделенный главным образом двумя продольными долинами речек системы Курчума. Отличаются вообще чрезвычайно сильной расчлененностью, обширными и глубокими цирками в истоках рек и узкими, еще более глубокими долинами — ущельями.

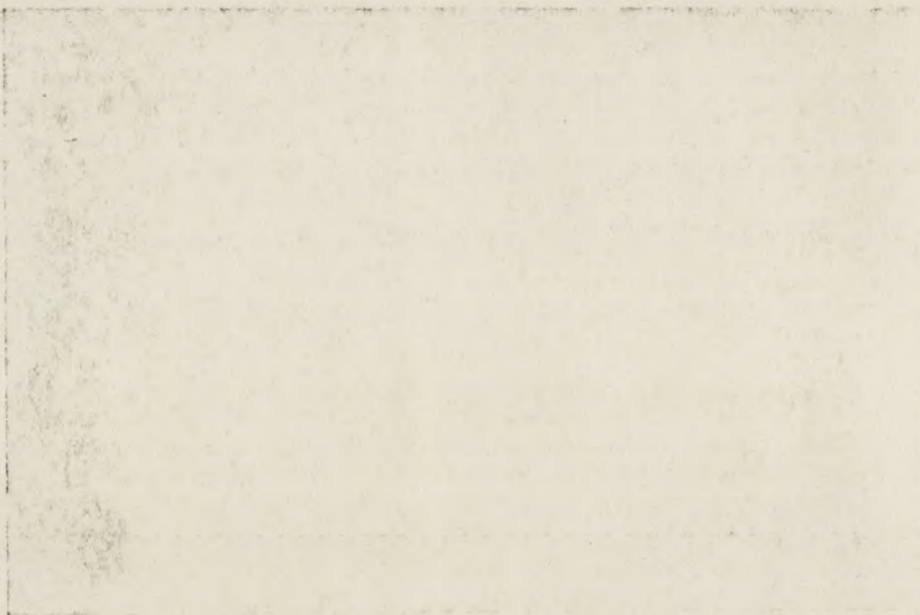
В результате получается весьма извилистая главная водораздельная линия между притоками Бухтармы (главным образом р. Сарымсакты) с севера и притоками Курчума с юга, усложненная многочисленными короткими отрогами. При этом абсолютные высоты гребней со-



Вид на восток с перевала Курту (из долины Бухтармы в долину Ак-Кабы) на истоки Ак-Кабы с ледниками. Во втором ряду гребней поднимаются Акульгунские пики. Еще дальше, в левой части рисунка—снеговые вершины Табын-Богдо-Ола.



Вершины Сарымсакты, поднимающиеся над долиной Сарымсака (приток Бухтармы).



Содержание: 1. Введение. 2. Описание объекта исследования. 3. Методика исследования. 4. Результаты исследования. 5. Заключение.



хранятся сравнительно очень ровными, но если смотреть снизу, то получается обманчивое впечатление отдельных весьма выдающихся вершин. Следует отметить еще очень большую крутизну и высоту северных склонов гор Сарымсакты, передовые гребни которых поднимаются на 2000 м над Катон-Карагаем или другим близ лежащим пунктом, производя впечатление весьма внушительное. Ведь относительная высота вершин над долиной здесь такая же, как и в знаменитом ущелье Аргута или под Белухой. Только недостаток снежного покрова несколько ослабляет всю величественность вида.

Действительно, вечных снегов в горах Сарымсакты наблюдается немного. Наибольшее скопление ледников — всего 6 небольших — наблюдается ближе к западной части в районе вершины Беркут (3 415 м) и соседних вершин пониже. 4 ледника отмечены как каровые со значительными уклонами поверхностей, один висячий и один долинный. Этот последний помещается под вершиной Беркут, имеет длину в 1,5 км и кончается на высоте 2 680 м. Один ледник помещается к востоку и четыре — к западу от этого главного ледника, все в верховьях левых притоков р. Сарымсакты. Отмечается часто округлая форма ледников и везде большое развитие морен.

Область оледенения в районе Беркута очень ограничена. Еще два ледничка обнаружены отдельно, значительно восточнее, в верховье речки Саралка, правого притока Сарымсакты, и на другой стороне хребта, в истоке Сарымсакты-Становой. Интересно, что около самой высокой вершины Байберды ледников не обнаружено. Но и западнее шести ледников в районе Беркута больше ледников не отмечено, хотя там над левым истоком р. Унго поднимается еще вершина в 3 337 м. Недалеко вслед за ней располагается высокий перевал Кундузды с высотой в 2 614 м и вообще горы понижаются. Это уже начало хребта Нарымского.

В южном хребте Сарымсакты, на его северном склоне отмечено всего лишь 5 очень малых ледничков, принадлежащих правым притокам Курчума. 4 каровых, но со значительными уклонами, и 1 висячий ледники имеют очень малые размеры, каждый по площади меньше 0,1 кв. км, но сохраняют типичные ледниковые признаки: формы языков, слоистость льда, морены, поверхностные образования в виде ледниковых столов и др. Интересно отметить, что залегают они под вершинами всего лишь 3 008 и 3 051 м высоты.

Всего в горах Сарымсакты найдены 13 ледников (1 долинный, 9 каровых и 3 висячих) с очень небольшой общей площадью приблизительно только в 1 кв. км. По сравнению с другими районами Алтая оледенение это надо признать весьма незначительным: недаром хребет Сарымсакты не производит впечатления снеговых гор. Между тем в других районах Алтая, кроме крайнего востока, такие высоты, как в горах Сарымсакты, где многие вершины достигают 3 200 м, а 2 даже приближаются к 3 500 м, дают обычно и большее число ледников и более значительные их размеры.

Бедность вечными снегами высоких гор очевидно должна быть связана с высоким положением снеговой линии, которая должна здесь располагаться в среднем выше 3 000 м. Иначе неизбежно появились бы ледники около такой вершины, как Байберды — выше 3 400 м. Между тем найденные в этих горах ледники располагаются не очень высоко: конец ледника Беркутсайского (под Беркутом) 2 680 м, ледники Кур-

чума под вершинами в 3 000 м. Определение высоты снеговой линии на этих ледниках Сарымсакты надо думать дало бы цифру не больше 2 800—2 850 м. Таким образом, надо констатировать значительное и несомненное местное снижение снеговой линии на ледниках, что может быть связано со сдуванием снега в кары, а также большую общую неоднородность в высотах снеговой границы. При этом нечетко наблюдается повышение снеговой линии в направлении с запада на восток: безусловно, снеговая линия на востоке гор Сарымсакты лежит выше, чем около Беркута, но и к западу от него она тоже повышается.

Для оценки всей картины остаточного оледенения гор Сарымсакты следует еще отметить, что их очень сильное, глубокое расчленение нельзя считать благоприятным для сохранения ледников: днища цирков находятся на слишком низких уровнях, а стенки их очень круты, при этом, конечно, могут быть очень велики местные различия в условиях накопления и сохранения снега и льда. Новые исследования могут, вероятно, еще сильно изменить эту картину оледенения гор Сарымсакты, открыть в закоулках хребта ряд новых ледников, выяснить условия их существования.

Хребет Нарымский, который составляет западную часть северного разветвления Южно-Алтайского хребта имеет еще протяжение около 130 км. В своем начале на востоке, недалеко от перевала Кундузды, он имеет группы вершин Саралка высотой до 2 930 м. Западные, после новой выемки с перевалом, на протяжении около 25 км встречаются еще вершины 2 700—2 800 м. Ледники даже самых малых в Нарымском хребте не известно, но есть, повидимому, отдельные снеговые пятна, не тающие летом. Снеговая линия не определена, но надо думать, лежит не ниже 2 800—2 900 м. Эти цифры во всяком случае много выше, чем на других западных отрогах Алтая, лежащих лишь немного севернее: хребта Ивановского, Холзуна и других.

Южная цепь Южно-Алтайского хребта со стыка с северной цепью в истоках Кара-Кабы отходит, несколько отклоняясь к югу от западного направления. В самом начале имеются вершины высотой от 3 100 почти до 3 300 м и есть ледники; последние уже были указаны ранее вместе с описанием основного Южно-Алтайского хребта и его оледенения. Далее, при понижении хребта до 2 800—3 000 м, современные ледники исчезают и над левой стороной Кара-Кабы поднимаются лишь многочисленные пустые кары. Затем следует прорыв Кара-Кабы в юго-восточном направлении, а за ним поднимаются по линии хребта горы Курчумские или Джеты-Кизень. В этом не очень большом по площади (примерно, 500 кв. км) узловом поднятии сходятся истоки и притоки рек: с востока — Кара-Кабы (правые притоки), с юга Теректы (впадает в Марка-Куль), с запада Курчума (самый исток) с севера — верховье Сарымсакты, и здесь эта группа тесно смыкается с горами Сарымсакты.

Главная вершина Аксу-Бас в этой группе достигает 3 300 м, есть еще вершина в 3 200 м и еще несколько около 3 000 м. По общему характеру рельефа можно констатировать сходство этой группы с горами Сарымсакты. Оледенение ничтожно, отмечено всего лишь два миниатюрных ледника: один висячий в истоке Курчума и один каровый в верховье Джаман-Кабы. Высота снеговой линии здесь должна быть примерно такой же, как и в горах Сарымсакты.

Дальше к западу горы понижаются, оледенение исчезает вовсе.

Всего в западной части Южного Алтая, не считая самых истоков Бухтармы и Акульгуна Канасского, В. В. Резниченко обнаружил 90 ледников с общей площадью всего только в 23 кв. км. По склонам и по речным системам они распределяются следующим образом:

Северные склоны Южно-Алтайского хребта (система реки Бухтармы) — 10 долинных ледников, 20 каровых, 2 теснинных, 8 ледников висячих; всего 40 ледников с общей приближенной площадью в 9 кв. км. Сюда не причислены самые истоки Бухтармы с двумя значительными ледниками.

Южные склоны этого же хребта (система реки Кабы) — 4 долинных ледника, 28 каровых, 3 теснинных, 5 ледников висячих — всего 35 ледников с общей площадью около 13 кв. км. Не считаются здесь три малых ледника Нарын-Кабы площадью меньше 1 кв. км.

Наконец горы Курчумские дают еще два малых ледника — висячий и каровый — с площадью около 0,2 кв. км оба вместе.

Хотя некоторые из ледников по развитию языка причислены к долинным, по существу все они — ледники очень небольшие, так называемые ледники второго разряда, за исключением разве только двух более крупных ледников Ак-Кабы. Эти 90 ледников располагаются на очень значительной территории, где общее протяжение высоких гребней с пресбладающими острыми формами и со средними высотами не меньше 3 000 м, может быть оценено очень значительной цифрой, не менее 250 км. Но пики вершин поднимаются над снеговыми полями, а леднички теряются между высокими малоснежными вершинами, в изгибах гребней, среди многочисленных пустых каров. Существованию отдельных небольших скоплений ледничков, как, например, около вершин Беркут, можно противопоставить бесснежные участки гребней, хотя и с вершинами не менее высокими (например, около вершины Байберды). Исключение составляют лишь самые истоки Ак-Кабы, где 2 более крупных ледника в сопровождении нескольких меньших создают впечатление некоторого центра оледенения, западного аванпоста большого Алахинского ледникового центра. Надо отметить при этом, что оледенение Кабы связывается с периферическим положением не очень высоких гребней, открытых действию влажных ветров. Соседний же с востока очень высокий Акульгунский отрог в истоке Акульгуна имеет оледенение более слабое. Вообще надо заметить, что зависимость оледенения от абсолютной высоты хребтов, неизбежная особенно при несплошном развитии оледенения, в Юго-Западном Алтае проявляется нечетко.

Эта характеристика оледенения, известная, главным образом, по данным В. В. Резниченко, весьма возможно является неполной и в различных закоулках сложного рельефа найдется еще не мало неизвестных пока ледников. Общая картина оледенения, отражающая во всяком случае не очень благоприятную совокупность условий климата и рельефа, от открытия нескольких новых ледников не изменится. Но нужно подчеркнуть важное значение более детального изучения снеговой линии в этом районе, высота которой здесь меняется как-бы особенно капризно и плохо подчиняется типичным для Алтая общим правилам.

Общая характеристика оледенения Южного Алтая

Общее число ледников Советского Южного Алтая достигает 122 с площадью около 80 кв. км, причем к числу долинных ледников по

развитию языка можно отнести 25, с площадью в 55 кв. км. Число ледников различных малых форм окажется равным 97 с площадью около 25 кв. км. Если же ко второй категории отнести и многие небольшие долинные ледники (с площадью менее 2 кв. км) по существу скорее каровые, то получится (условно) такое деление: ледников 1-го разряда — 7 с площадью 44 кв. км, ледников 2-го разряда — 115 с площадью в 36 кв. км. Эти цифры показывают насколько резко выделяется в Южном Алтае по масштабу оледенения основной Алахинский центр, где как раз сосредоточены крупные ледники.

Малых ледников в горах обычно бывает раза в четыре больше, чем крупных (если такие вообще имеются) и в каждой ледниковой долине бывает по нескольку боковых малых ледников. В данном случае число малых ледников особенно велико, но они располагаются в западной части Южного Алтая обособленно от главного ледникового центра, состоящего, наоборот, из ледников крупных. Вообще по преобладанию больших или малых ледников, по концентрации ледников и образованию значительных массивов оледенения, в Южном Алтае могут быть выделены следующие районы:

1. Алахинский (или Южно-Алтайский) центр оледенения с пятью крупными и пятью малыми ледниками, на долю которых из всей площади оледенения в 41 кв. км приходится только два кв. км. Здесь на коротких передовых массивах, как указывалось при описании ледников, по существу нет места для сколько-нибудь значительного числа малых ледников.

2. Западная часть Южного Алтая, где из 90 ледников только 2 являются более крупными. Общая площадь оледенения — 23 кв. км.

3. Восток Южного Алтая — от западного конца Сайлюгема и до истока Канаса встречаются ледники разных размеров, но не очень крупные. Число ледников — 22, общая площадь около 16 кв. км.

Весьма характерной особенностью является то, что подобное распределение ледников оказывается не подчиненным абсолютным высотам хребтов: максимальная абсолютная высота — свыше 4 000 м — соответствует лишь некоторому среднему по размерам развитию оледенения, максимальное же скопление фирна и льда происходит под Алахинскими вершинами, всего лишь до 3 646 м а. в. Несколько уменьшенные высоты на западе способны давать лишь малое оледенение, но внутри этой области встречается много несоответствий между абсолютной высотой вершин и размерами оледенения.

Наоборот, очень хорошо подчеркивается влияние рельефа вместе с климатическими условиями, показателем которых является высота снеговой линии. Именно эти условия наиболее благоприятны на Алахинском склоне хребта, они же оказываются неблагоприятными на северном склоне Табын-Богдо-Ола.

При наличии одновременного определяющего влияния рельефа на самые формы ледников, получаются некоторые связи между этими формами и размерами оледенения. Тип Алахинского ледника, выше описанный подробно, связан с большим масштабом оледенения. Он имеет важное значение в оледенении всего Алтая, хотя и не так часто встречается. Уменьшенный масштаб оледенения связывается с различными формами ледников. Типу Алахинского ледника противопоставляются открытые крутые языки, отростки фирнового покрова на северном склоне Табын-Богдо-Ола. Этот случай на Алтае единичен. Часто встреча-

ются небольшие долинные ледники вроде Калгуттинского, двух Ак-Кабинских и других. Весьма оригинальная форма ледника долинного, но избежавшего высоко к самой верхушке плоской горы, представлена ледником Бутеу-Канаса.

В западной части Южного Алтая преобладают каровые ледники, в общем очень малые, так как все 90 ледников занимают только лишь 23 кв. км. Формы ледников органически связаны с размерами оледенения и с рельефом хребтов, сильно расчлененных каровыми образованиями. Эта связь однако усложняется слишком малыми размерами самих ледников по сравнению с размерами каров, что приводит к большому разнообразию очертаний и уклонов ледников.

Что касается положения снеговой границы, то ее высота в Южном Алтае колеблется в пределах от 2 800—2 850 м до 3 150—3 200 м (более точные пределы указать затруднительно). При этом естественное для Алтая правило о повышении снеговой границы в направлении с запада на восток здесь выполняется весьма нечетко. В западной части Южного Алтая от гор Сарымсакты и до истока Бухтармы снеговая линия держится на уровне около 2 900—3 000 м. Далее к востоку, над западной половиной Укока она резко снижена и снова очень резко повышается над Восточным Укоком. В качестве особенностей, нарушающих указанное правило, надо отметить понижение снеговой линии метров на 150 в истоках Алахи и отсутствие снижения ее на западе в горах Сарымсакты. Этот вопрос будет еще освещен в главе о климатических условиях современного оледенения Алтая. Попутно надо отметить, что высота снеговой границы в Южном Алтае, пожалуй, более, чем в других ледниковых его районах, нуждается в дальнейших исследованиях.

Чтобы понять существенные черты оледенения Советского Южного Алтая, надо его рассматривать вместе с мощным оледенением по ту сторону границы. Отвлекаясь от отдельных ледников в глубине Монгольского Алтая и имея в виду только ближние к нам, но вместе с тем самые главные массивы ледников, все оледенение Южного Алтая можно подразделить на три части:

1. Главный ледниковый центр, горный узел Табын-Богдо-Ола — на востоке.

2. В центре — собственно Южно-Алтайский или Алахинский центр оледенения.

Сближаясь с тем и другим центром, несколько южнее располагаются горы Эмегейты, но они непосредственного отношения к оледенению Советского Алтая не имеют.

3. Периферическая западная часть Южно-Алтайской области оледенения.

Если теперь это деление отнести именно к Советскому Южному Алтаю, то его область оледенения подразделится так же, как уже указывалось, на восточную, центральную и западную части. Большое оледенение и сниженное положение снеговой линии свойственно только центральной части.

Восточная часть, в истоке Калгутты и правых притоков Алахи, представляет северную периферию горного узла Табын-Богдо-Ола. Для него характерно резко выделенное направление проникновения влаги с юго-запада, и также направления уклонов крупных ледниковых бассейнов на юг и юго-запад при крутом и слабо расчлененном северном

склоне. В комплекс причин, вызывающих бедность оледенения на севере, входит также и большая величина всей территории Табын-Богдо-Ола при наличии многих вершин и гребней до 4 000 м а. в. и выше.

Большое оледенение в истоках Алахи представляет северную половину собственно Южно-Алтайского центра оледенения, который в отличие от Табын-Богдо-Ола связан не с узловым поднятием, а с определенной основной линией хребта, при том гораздо меньшей высоты, чем Табын-Богдо-Ола. В отличие от северного склона Табын-Богдо-Ола здесь неизмеримо возрастает роль обширных цирков в том общем накоплении снегов, которое может дать Южно-Алтайский хребет. Лучшее здесь условия для проникновения влаги, что вполне естественно в виду наличия менее мощного барьера с юга, и что подтверждается большой полноводностью реки Алахи по сравнению с речкой Калгутты. Таким образом, с учетом всей орографической обстановки и оледенения по ту сторону границы, не кажется парадоксальным распределение оледенения вдоль Южно-Алтайского хребта обратное значениям абсолютных высот.

Западная часть Южного Алтая — это большая территория с хребтами различных направлений и с большим изменением абсолютных высот, имеющая местные усиления и ослабления оледенения в общем незначительного, местные опускания и поднятия снеговой линии. Но в целом эту часть Алтая надо рассматривать как лежащую в иных, худших для оледенения климатических условиях, чем западные отроги Алтая, лежащие севернее. Этот вопрос будет еще рассматриваться в главе, посвященной климатическим условиям Алтая.

ГЛАВА IV

Южно-Чуйский хребет и его оледенение

Под общим названием Чуйских Альп на Алтае понимается довольно сложная система хребтов с основным широтным направлением, которая на востоке соединяется с линией пограничного хребта там, где хребет Сайлюгемский получает наименование хребта Чихачева, а на западе доходит до долин Аргута и частично Катуня. С юга и с севера Чуйские Альпы ограничиваются соответственно долинами Ясатера и Чуи. В этой системе гор хорошо выделяется Южно-Чуйский хребет по своей вполне определенной, высоко поднятой водораздельной линии. По своей длине, с востоко-юго-востока на западо-северо-запад он занимает все указанное выше протяжение Чуйских Альп от пограничного хребта до Аргута. Это составляет по спрямленным линиям, но с учетом главных изгибов хребта, 120 км, а в географических координатах от 49°15' с.ш. и 90°20' в.д. — восточный конец, до 50°20' с.ш. и 89°20' в.д. — западный конец у Аргута.

Ширина хребта с отрогами в восточной части использует все расстояние между долинами Чуи и Ясатера, достигающее 45 км. В западной части расстояние между Чуей и Ясатером еще больше — до 60 км, и промежуточное между ними положение занимает глубокая долина Карагема, которая и разделяет Северные и Южные хребты Чуйской системы. Ширина Южно-Чуйского хребта с отрогами между Ясатером и Карагемом составляет около 40 км.

В средней части, несколько ближе к западному концу, имеет место соединение Южно-Чуйского хребта с системой Северо-Чуйских гор через посредство поперечного соединительного хребта, который в самом истоке Карагема снижен и образует перевал Иолдо (2 900 м). При дальнейшем описании южная часть этого хребта, к югу от перевала Иолдо, отнесена к отрогам Южно-Чуйского хребта.

Если двигаться вдоль линии хребта с востока на запад, то можно наблюдать в общем довольно постепенное изменение абсолютной высоты, рельефа и оледенения хребта. В этих изменениях можно однако заметить наличие отдельных, более резко выраженных границ, причем они в отличие от Южно-Алтайского хребта соответствуют границам бассейнов больших рек, стекающих с северных склонов Южно-Чуйского

хребта. В силу этого для дальнейшего описания рельефа и оледенения Южно-Чуйский хребет подразделяется на 3 участка:

1. Восточная часть хребта — до истоков Чеган-узуна, кончая бассейном Елангаша на западе.

2. Центральная часть хребта в истоках Чеган-узуна.

3. Западная часть хребта, питающая левые притоки Карагема.

Главный массив оледенения хребта, включающий самые большие ледники, лежит в его центральной части и относится к истокам Чеган-узуна. Однако, если специально по признаку оледенения выделять Южно-Чуйский ледниковый центр, то к нему, кроме истоков Чеган-узуна, следовало бы отнести и некоторое протяжение хребта западнее, т. е. в истоках Карагема, где оледенение также весьма значительно.

Восточная часть Южно-Чуйского хребта

Начало Южно-Чуйского хребта на востоке орографически обозначено достаточно определенно и его надо считать от долины реки Тархатты. Тархатты, один из левых притоков Чуи, начинается несколько южнее, в хребте Сайлюгемском, и, имея течение на север, обтекает с востока конец хребта Чуйского. Горы к востоку от долины Тархатты являются уже отрогами Сайлюгема при почти северном направлении. Направление хребта Сайлюгемского — здесь с запада на восток под острым углом к хребту Чуйскому и с ним он слегка соединяется одной ветвью в невысоком водоразделе между Тархатты и Ясатером. Конец хребта имеет 2 коротких ветви от вершины 3 328 м: одна на восток, перпендикулярно к Тархатты, другая на юг, к перевалу Тархатты. На обеих ветвях, как восточные форпосты хребта, поднимаются вершины высотой в 3 294 м и 3 299 м.

Восточную часть хребта, которая сейчас принимается к рассмотрению, на западе надо ограничить отрогом между долинами Елангаша и Кара-оюка (системы Чеган-узуна). Длина участка по прямому направлению от конца восточной ветви равна 40 км. Но водораздельная линия здесь весьма извилиста и, пройдя участок по спрямленным направлениям с учетом только крупных изгибов, получим около 65—70 км. Изгибы связаны с бассейнами рек, вдающимися в линию хребта с той или иной стороны. С севера — это небольшие речки Кок-Узек (к западу от Тархатты), Ирбис, Турой, один из истоков которой сильно оттесняет водораздельную линию на юг. На востоке стекают короткие ручьи в Тархатты, на юге — в Ясатер, и особенно глубоко вдается в систему хребта с этой стороны долина р. Тары, верхнего значительного притока Ясатера, делающая сначала глубокий загиб к востоку, навстречу течению Ясатера.

К северо-востоку от этого участка хребта расстилается почти безводная Чуйская степь и небольшие потоки Чуи не могут ее хорошо орошать. На левобережных просторах Чуи, не доходя до нее постоянными потоками, теряются Кок-узек и Ирбис. Пустынный ландшафт проникает в долины и поднимается по склонам хребта, где снеговые пятна у вершин лишь немного разнообразят картину. Но снегов мало, именно лишь единичные пятна, особенно на востоке, и только эффектная вершина Ирбис-ту веселит глаз гляциолога или альпиниста. Но гляциолог в этой последней вспышке оледенения около Ирбис-ту и в тех снежниках, которые, борясь за свое существование, к востоку от нее или избегают к

вершинам или ютятся в карах, с интересом подметит характерные черты восточного конца Катунско-Чуйской области оледенения в условиях сухого климата и значительной абсолютной высоты.

Надо подчеркнуть, что именно с точки зрения изучения крайних предельных условий оледенения в этой части Алтая вызывает особый интерес восточный конец Южно-Чуйского хребта, но вместе с тем надо отметить, что в гляциологическом (и геоморфологическом) отношении именно этот участок хребта является наименее изученным; можно сказать, совсем неизученным (кроме осмотра издали), никем из исследователей-гляциологов не посещенным. В частности, автору удалось видеть эту часть хребта лишь частично с вершины Карачай на отроге между Елангашем и Кара-оюком.

Основываясь еще на данных трехверстной карты высокогорного Алтая, можно указать общие орографические особенности этой части хребта, с которыми связаны и черты оледенения, а именно:

1. Значительные абсолютные высоты: 2 вершины достигают почти 4 000 м, ряд вершин — до 3 700 м. Средняя высота хребта едва ли ниже 3 400 м. Оледенение при таких высотах могло бы быть весьма значительным.

2. Извилистость линии хребта, создающая концентрацию высших точек, наличие системы отрогов в обе стороны. Общая весьма сложная конфигурация хребта с отрогами, наличие замкнутых цирков и котловин в целом могли бы благоприятствовать большому и сложному оледенению.

3. Большая разница высот между вершинами и седловинами. Наличие отдельных резко выраженных повышений хребта, как, например, вершина Ирбис-ту и близко к ней — вершина Тymoин, могло бы вызвать, если нет сплошного оледенения, появление отдельных его центров.

4. К северо-востоку располагается высокая Чуйская стена (1 800 м а. в.), к югу — верховье Ясатера с широкими и высоко расположенными долинами (около 2 000 м). Долины, начинающиеся с хребта, имеют небольшие уклоны, сохраняют значительные абсолютные высоты на значительном протяжении. Это могло бы способствовать колоссальному развитию оледенения.

Эти все условия могли действовать благоприятно и действовали в прошлом, когда оледенение действительно занимало целиком долины, примыкающие к хребту. Теперь, когда ледники почти совершенно покинули долины и ушли вверх к вершинам гор, они, эти условия, потеряли свое благоприятное значение. Тymoин, Ирбис-ту концентрируют около себя по существу лишь очень незначительный узел современного оледенения.

Верхним ярусам рельефа, к которым приурочены современные ледники, свойственны следующие формы:

1. Высоко расположенные поверхности выравнивания встречаются главным образом на отрогах, но меньше, чем в некоторых других районах тех же Чуйских Альп. При высотах 3 200—3 400 м, даже 3 500 м, они вообще бесснежны или почти бесснежны и не представляют благоприятной для оледенения формы.

2. Острые альпийские формы максимальной высоты — результат разрушения наиболее высоких возвышенностей. С ними связана возможность удержания снега и фирна на склонах, что способствует поддержа-

нию свежести альпийских форм. Сюда же относятся и глубокие, затененные кары с небольшими ледниками.

3. Полусглаженные формы, когда сохраняются высокие вершины и сниженные седловины, но теряется острота углов и гребней, крутизна стенок у каров. Как раз в этой части хребта много таких вершин, где лишь местами видны отдельные скалы, вообще же склоны затянуты крупной или мелкой россыпью.

Смягченность щебнистых форм, выступающих на смену скалам, связанная с легкой разрушаемостью сланцев, вместе с тем говорит и о том, что оледенение ушло отсюда уже довольно давно. Впрочем, небольшие остатки оледенения вполне гармонируют с полусглаженными формами рельефа. Таковы некоторые особенности рельефа в этой части хребта, которые лишь местами гармонируют с небольшими, остающимися здесь, современными ледниками. Оледенение же другого масштаба, хотя бы такого, какой свойственен центральной части хребта, не говоря уже о масштабе оледенения древнего, здесь не может существовать, очевидно, по причине сухости климата.

Крайний восток хребта в истоках левого притока Тархаты Кок-Узек имеет абсолютные высоты вершин в 3 550—3 350 м, с ними чередуются седловины в 2 900—3 100 м, что снижает среднюю высоту хребта. В рельефе вершин и седловин преобладают сглаженные мягкие формы, щебнистые, но не скалистые склоны. Свежие, крутостенные кары или цирки не характерны.

Ледников в этом районе неизвестно ни одного, но можно отметить, ряд высоко лежащих снеговых полей, не говоря об их устойчивости. Если в дальнейшем найдутся ледники, то вероятно типа близкого к висячему. Определения высоты снеговой линии не имеется: надо полагать, что она лежит высоко, не ниже 3 300—3 400 м, в чем и находят свое отражение общеклиматические условия отсутствия оледенения, в то время, как рельеф не способствует местным достаточно сильным снижениям орографической снеговой линии. Можно сказать, что высоты в 3 400 м здесь недостаточны для сохранения современного оледенения.

Рядом к западу, в истоках реки Ирбис можно отметить не менее 5 высоколежащих фирновых полей, которые можно отождествить с висячими и висяче-каровыми ледниками, некоторые основные сведения о которых помещены в Каталоге. Размеры ледников незначительны: длины 0,5—1 км, площади не больше 0,5 кв. км. Фирновые поля ледников залегают высоко, круто повисая под вершиной гребня без больших цирков. Экспозиция у всех ледников почти одинаковая — СВ и ССВ. К сожалению, концы ледников, кроме одного, при осмотре издали не были видны. Поэтому приводимые в Каталоге для этих ледников данные являются не только приблизительными, но и предположительными. Определения высоты снеговой линии нет. Приблизительно ее можно оценить на основании высоты хребта и размеров оледенения в 3 250 м. Ледники отнесены к восточным склонам частью главного хребта в его изгибе, частью высокого поперечного отрога с вершиной Тымонн (3 879 м), к высотам порядка 3 600 м и выше.

Эти высокие гребни, находящиеся в непосредственной близости не только к вершине Тымонн, но и к еще более высокой Ирбис-ту, в отличие от крайних восточных ветвей хребта, оказываются достаточно высокими, чтобы нести некоторое оледенение. Можно принять, что высота около 3 500 м (приблизительно, до точных измерений) является границей

оледенения по методу Парча для восточного конца Южно-Чуйского хребта. Естественно, что на этой высоте развиваются и те процессы, связанные с залеганием снегов, которые способствуют образованию острых скалистых форм и каров.

Истоки реки Елангаш. Эта речка — один из более значительных левых притоков Чуи — впадает в нее в 12 км от Кош-агача. Истоки Елангаша располагаются около главной вершины на востоке Южно-Чуйского хребта — горы Ирбис-ту и имеют с правой (восточной) стороны отрог с высокой вершиной Тымоин, а с запада (с левой стороны) по водоразделу с Чеган-узуном отрог с куполообразной вверху безымянной вершиной высотой в 3 958 м. Главная линия хребта в истоке Елангаша испытывает большие колебания высоты, порядка 1 100 м, от 2 906 до 4 000 м. После вершины Тымоин, которая стоит несколько впереди (к северу) главной линии хребта и достигает 3 879 м, следует понижение до 3 400 м. Далее к западу — вершина Ирбис-ту (3 971 м по карте) и перевал Елангаш (2 915 м). В западной части истоков помещается ряд вершин от 3 467 до 3 735 м высоты с седловинами в 3 093 м и 3 222 м, а немного отступя от главной линии хребта уже упомянутая вершина в 3 958 м.

Доминирует над всей системой истоков Елангаша эффектная двуглавая Ирбис-ту, имея перед собой к северу и справа, к востоку, верховье речки Турой, правого притока Елангаша, а слева, т. е. с запада, истоки самого Елангаша. Судя по сравнению с соседними вершинами, Ирбис-ту достигает не менее 4 000 м высоты и, данная на карте, цифра несколько, вероятно, преуменьшена.

Ирбис-ту поднимается одним сплошным округлым массивом и только на самом верху венчается двумя заостренными пиками. Подножье вершины в верховьях рек расположено, примерно, на 2 800 м. Средняя крутизна склонов сравнительно слабо расчлененных, от 11—12° на восток и до 24° на запад. Кое-где, особенно на юге и на севере, склоны обрываются скалистыми стенками и ребрами, но больше преобладают осыпи разной степени крутизны, если только нет снежно-ледникового покрова.

Высота Ирбис-ту, как уже указывалось, на карте показана в 3 971 м, т. е. чуть ниже 4 000 м. Но к этой цифре надо отнестись с осторожностью: ошибки в определении высот на этой карте не редкость. Так, явно неверно дана высота горы Иикту (3 758 м), которая на самом деле значительно выше вершин соседних, в частности, вершины Ольга (название Сапожников а), для которой показана высота 3 950 м. Весьма вероятно, что Ирбис-ту выше 4 000 м: она кажется заметной выше вершины Тымоин (3 879 м) и вершины на водоразделе Елангаша и Кара-юка (3 958 м.) Можно отметить впрочем, что и Сапожников а дает для Ирбис-ту высоту только 4 000 м, и для соседнего с Ирбис-ту перевала Елангаш Сапожников а указывает высоту 2 960 м, немного (на 45 м) больше, чем по карте.

Среди окружающих вершин и гребней Ирбис-ту выделяется не только по высоте и форме, но и интенсивным покрытием снегами своей двуглавой верхушки, в то время как кругом видны лишь отдельные снеговые пятна. Впрочем, и Ирбис-ту покрыта снегами лишь на северных склонах и притом на небольшом протяжении высоты. Ирбис-ту образует около себя небольшой ледниковый центр, питающий истоки Елангаша.

Главное оледенение сосредоточено на северном склоне Ирбис-ту, в верховье речки Турой правого притока Елангаша. В. В. Сапожниковым кратко описывается (осмотр издали) ледник под названием ледника Ирбис-ту. Он опускается с самой вершины сначала в северо-восточном направлении вдоль хребта с дальнейшим загибом на северо-запад вдоль отрога. По типу ледник долинный, спускается одним ровным, хотя и довольно крутым потоком, не образуя ледопада. Залегание ледника открытое, без глубокой мульды, без особенно крутых и высоких склонов по бокам, повидимому, нет (или почти нет) и бокового питания. Длина ледника около 4 км, ширина, примерно, 1 км. Конец ледника входит уже в глубокую долину, имея слева склоны Ирбис-ту, а справа — вершины Тymoин. Высота конца около 2 800 м. Снеговая линия непосредственно на леднике не определялась, но по средней высоте залегания ледника может быть оценена в 3 150 м.

Справа от главного ледника, на северо-западном склоне вершины Тymoин, повис типичный висячий ледник длиной в 1 км. Очень большой получается средняя высота ледника, так как ледник начинается с самой вершины, а кончается едва ли ниже 3 100—3 200 м. Средняя — не меньше 3 500 м.

По левую сторону, т. е. к западу, от главного ледника за скалистым гребнем есть еще ледник, судя по снеговым полям, довольно значительный. Никаких других сведений о нем не имеется. С левой стороны Туроя, но несколько ниже на передовой вершине, есть еще два висячих ледника с длинами до 1 км. Измерена издали, с противоположной стороны долины Елангаша, средняя высота ледника, которая оказалась равной около 3 200 м. Конец левого ледника — 2 900 м.

В западной части бассейна Елангаша, собственно в его истоках, между Ирбис-ту и ее передовыми отрогами с востока и гребнем водораздельным с Кара-оюком с запада, главный Чуйский хребет заметно снижен, как указывалось, до 2 900 м непосредственно к западу от Ирбис-ту.

Истоки Елангаша не исследованы и лишь осмотр с плоской вершины Карачай на водоразделе с Кара-оюком позволяет установить общий характер и размеры оледенения Елангаша.

Широкая заболоченная долина этой речки производит впечатление уже давно покинутой оледенением, некогда весьма мощным. На главной линии хребта вершины, как уже упоминалось, чередуются с понижениями, сильно сглаженными. Эти глубокие седловины — след разделения хребта путем образования и дальнейшего сглаживания каров — уже давно освободились от льда и снега. Остаточные фирновые поля ютятся под самыми вершинами, давая начало висячим и висяче-каровым ледникам. Автор видел три таких поля в главном истоке Елангаша, который глубоко вдается на юг, и здесь можно с уверенностью отметить наличие трех небольших ледников. В восточной части истоков, на западном склоне Ирбис-ту, находятся по крайней мере два ледника, спускающиеся в Елангаш с правой стороны. Их размеры и тип не определены. В западной части истоков около куполообразной вершины водораздела Елангаш—Кара-оюк отмечены более мощные снега, и здесь имеется по крайней мере один более значительный ледник до 2—3 км длиной.

Таким образом, в Елангаше имеется всего по крайней мере 11 ледников, вероятное же число их не менее 20, но площадь оледенения не-

велика, не больше 12—15 кв. км. Тем не менее это небольшое оледенение представляет значительный интерес по своим особым, отличительным для Алтая чертам как самого оледенения, так и условий взаимодействия рельефа и климата.

Небольшое развитие оледенения, при больших абсолютных высотах залегания ледников, является результатом резко усиленного действия сухого климата на востоке Чуйских Альп. Абсолютные высоты здесь большие, но значение их в известной степени уменьшено разделенностью высоких вершин, седловины между которыми слишком низки для накопления снегов. В этих условиях широкий массив четырехтысячника Ирбис-ту, хотя и образует местный ледниковый центр, но небольшой и весьма одностороннего развития: только один долинный ледник средних размеров с севера, небольшие, повидимому, каровые ледники с запада, совсем нет ледников на юге.

Слабость оледенения проявляется и в ослабленном значении этой части хребта для питания Чуи. Верхний бассейн Чуи до устья Чеганузуна довольно значителен. Несмотря на общую скудость осадков, Чуя собирается здесь значительным потоком, но не имеет пока того характера ледниковой реки, который она приобретает после впадения Чеганузуна. В отношении покрытия снегами Чуйский хребет на востоке походит на горы средней высоты со стаивающими, сезонными снегами, которые могут давать реке большое питание лишь в начале лета.

Говоря об общем характере оледенения в восточной части Южно-Чуйского хребта, нужно отметить, что здесь в настоящее время не образуется сколько-нибудь сплошного ряда близко друг к другу расположенных ледников. Оледенение здесь разбросано в виде отдельных ледников, друг с другом не связанных. Ясно, что эта черта оледенения связана с общей его слабостью, но особенно подчеркнуто здесь уже указанное влияние разобщенности высоких точек в рельефе хребта, недостаточного развития высоких гребней. Так, цепляясь за отдельные вершины, образуются большинство ледников Елангаша. Получается чаще всего форма ледников висячих, и этот тип ледников наиболее характерен для истоков Елангаша, для восточной части Южно-Чуйского хребта. Он не требует особо благоприятных условий рельефа, а лишь возможности для ледников забираться вверх на достаточную высоту, чем в известной степени компенсируются неблагоприятные условия сухости климата. Весьма характерным примером может служить ледник на горе Тymoин, расположенный весьма высоко на открытом крутом склоне. При данных условиях рельефа склона, поскольку нет кара, где мог бы залегать каровый или долинно-каровый ледник, здесь можно представить себе две формы ледника: или, при достаточном выпадении снега, снежник покрыл бы весь склон, давая боковое питание ниже лежащему ледяному языку, или, как на самом деле, при сухости климата весь ледник сосредотачивается высоко на склоне.

Хорошо развитые кары и каровые ледники, повидимому (осмотр был неполный, с неудобной позиции), не характерны для Елангаша, по крайней мере в той степени, как для запада Катунских или Чуйских Альп. Можно сделать предположение, что стадия сильного развития каров и каровых ледников имела место и здесь, но ликвидировалась по причинам: 1) непрочности горной породы и быстрой разрушаемости каров; 2) большой сухости климата и резкости поднятия снеговой линии; 3) недостаточности сезонных снегов, которые тоже могли бы поддер-

жать свежесть каровых образований. Можно сделать и другое предположение, что подобная стадия здесь вообще не получила большого развития: ледники и фирновые поля, покрывавшие долины, склоны и перевалы, сократились быстро при резком поднятии снеговой линии, и остаточное оледенение поднялось к вершинам хребта в виде висячих ледников.

Оледенение Елангаша в целом является ничтожным остатком древнего ледникового покрова. Это очевидное положение не противоречит допущению того, что его отдельным ледникам свойственны черты прогрессивного развития; закрепившись достаточно высоко фирновые или фирново-ледяные скопления будут разрабатывать свои кары и могут параллельно расти сами. Во всяком случае надо сделать заключение, что формы деградации оледенения в связи с соответствующей эволюцией рельефа и климата, здесь на востоке Чуйских Альп, являются весьма интересными, частью иными, со своими особыми чертами по сравнению с другими районами Алтая. Подчеркивая неизученность района, надо наметить здесь интереснейший объект исследований геоморфологических, климатологических и специально оледенения современного и оледенения древнего.

Центральная часть Южно-Чуйского хребта

Следующий к востоку значительный участок Южно-Чуйского хребта, его центральная часть, является наиболее высоким и наиболее богатым ледниками в Чуйском хребте и ему можно приписать название Южно-Чуйского центра оледенения. Строго говоря, название ледникового центра здесь не вполне оправдывается, так как ледники связаны с линией хребта, а не с узловой точкой. Кроме того, последние исследования обнаружили и в западной части хребта значительное оледенение, так что «центр» выделяется очень условно. С северной стороны этого участка хребта, вытекая из целого ряда значительных ледников, собираются истоки Чеган-узуна, главного притока Чуи, с южных склонов стекают несколько сравнительно небольших притоков Ясатера. Поэтому, отдавая предпочтение главной реке, этот участок хребта можно назвать еще Чеган-узунским. Чеган-узун в свою очередь составляется из Талдуры, Аккола и Кара-оюка или Караира, и в дальнейшем описание оледенения, кроме общих характеристик, можно будет подразделить по бассейнам этих рек.

Рассматриваемый участок хребта на востоке начинается от вершины 3736 м, на стыке бассейнов Елангаша и Чеган-узуна, и на западе замыкается вершиной Иикту, за которой северные склоны хребта принадлежат уже системе Карагема. Длина участка по прямому направлению между указанными вершинами — 26 км, по ряду спрямленных направлений с учетом главных изгибов — 33 км. Степень извилистости линии хребта здесь несравненно меньше, чем на крайнем востоке, и особенно выпрямляется он в истоках Талдуры. Хребет характеризуется решительным преобладанием скалистых вершин и гребней, острых, типично-альпийских форм, смягчаемых лишь обильным накоплением снегов, что связано и с твердостью кристаллических пород хребта.

Колебания абсолютных высот хребта на этом участке значительны, но происходят они за счет резкого поднятия отдельных точек гребня, а не образования глубоких, сглаженных седловин. Лишь одна такая сед-

ловина обозначена на карте в истоке Кара-оюка, да и то выше 3 000 м (3 050 м). Верховых перевалов нет совсем. Зато имеется целый ряд вершин, пользующихся известностью у альпинистов.

Абсолютные высоты вершин и седловин здесь следующие: (по карте):

	Вершины	Седловины
В Кара-оюке	3 427—3 736	3 000—3 300
В Акколе	3 520—3 825	3 300—3 400
В Талдуре	3 615—3 825	3 300—3 500

Замечается некоторое, хотя и небольшое повышение средней высоты хребта при движении с востока на запад.

Эти высотные данные взяты с трехверстной карты. К ним при дальнейшем описании ледников придется сделать некоторые существенные замечания.

Отроги хребта сильно развиты с северной стороны и в ближних к нему частях характеризуются острыми и высокими вершинами, но на некотором удалении снижаются и вверх уплощаются. Следует отметить, что вместе с тем и прочные гнейсы главного хребта здесь сменяются большей частью более мягкими сланцами. Главные отроги следующие:

1. Отрог между Елангашем и Кара-оюком, постепенно понижаясь до Чуи, служа водоразделом между Елангашем и Чеган-узуном. Длина наиболее высокой части, где задерживаются снега (до горы Карачай) около 15 км. Примерно в 5 км от линии хребта на отроге поднимается выдающаяся куполообразная вершина в 3 958 м высотой, уже упоминавшаяся ранее.

2. Кара-оюк — Аккольский отрог, упирающийся в слияние этих рек, короткий (не более 20 км), но высокий, с вершинами 3 460 м, 3 781 м и 3 392 м, с альпийскими формами рельефа.

3. Большой отрог между Акколом и Талдурой длиной в 40 км, широкий и с поперечными гребнями, имеет ряд высоких вершин: 3 747 м, 3 702, 3 603 м и др., частью с плоскими формами.

4. Большой отрог, замыкающий с запада систему Чеган-узуна, начинаясь от Инкту, смыкается с высшими точками Северо-Чуйских Альп. По большим высотам — почти до 4 000 м, по разветвленной системе вторичных отрогов, по своему значению для питания рек и развития оледенения заслуживает особого наименования. Его можно назвать Поперечным Чуйским хребтом или хребтом Карагемским, так как его склоны с западной стороны принадлежат к системе Карагема. Ниже будет употребляться первое название.

Все эти перечисленные хребты-отроги не только выступают совместно с главным хребтом при формировании его оледенения, но и образуют целый ряд самостоятельных, больших и малых ледников, в целом значительно расширяя общие размеры оледенения Чуйских Альп и увеличивая разнообразие его форм.

Южные склоны хребта на рассматриваемом участке (впрочем одинаково и по всей длине хребта) характеризуются с одной стороны наличием лишь коротких отрогов, круто падающих к долине Ясатера, с другой стороны — весьма слабым развитием оледенения. Тем не менее это небольшое оледенение по орографическим и климатическим особенностям своего залегания заслуживает самого тщательного изучения.

Ниже дается описание оледенения рассматриваемого участка хребта, следуя бассейнам главных истоков.

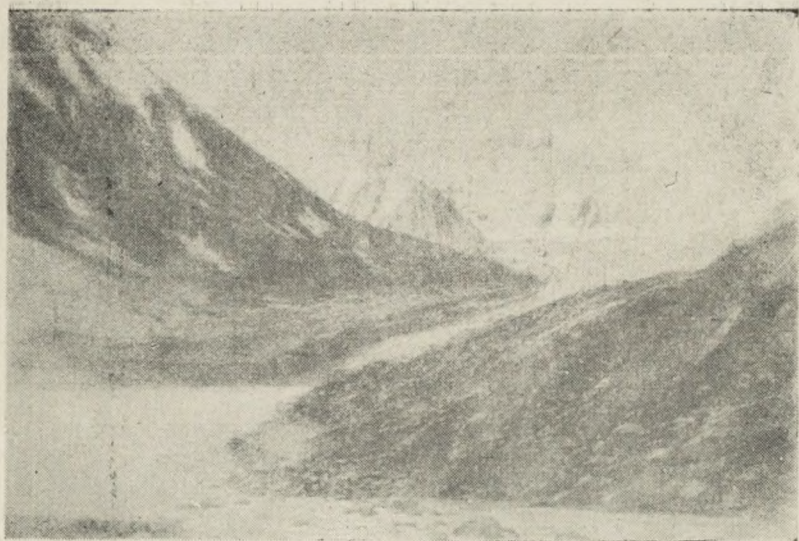
Ледники Кара-оюка (или Караира)

Чеган-узун, большой левый приток Чуи, составляется из Талдуры и Аккола; Аколл — из собственно Аккола и его правой (восточной) отогги Кара-оюка или иначе Караира. Эти названия Сапожникова не совсем соответствуют наименованиям трехверстной карты, где вместо названия Аккол употребляется название Чеган. Кара-оюк — довольно значительная ледниковая река — составляет по расходу воды, примерно, четвертую часть всего Чеган-узун. Белый цвет воды говорит о значительных ледниковых богатствах в истоках Кара-оюка. Истоки эти и ледники исследованы весьма слабо и относятся среди высокогорных районов Алтая к числу наименее изученных. Достаточно подчеркнуть, что со времени посещения верховья Кара-оюка Сапожниковым в 1898 г. никаких новых сведений о ледниках этой реки не прибавилось. Также и автору не удалось побывать в самых истоках речки. Восхождение на вершину Карачай на водоразделе с Елангашем, выполненное в 1939 г., позволило осмотреть только левую сторону верхней долины Кара-оюка и найти пару новых ледников на склонах вершины 3 781 м, но самый исток с главными ледниками совершенно не был виден. Ниже следующее описание ледников Кара-оюка взято из книги Сапожникова «Катунь и ее истоки» с некоторыми дополнениями, которые может дать трехверстная карта.

Кара-оюк имеет два основных истока: западный, тесно соприкасающийся с верховьем реки Аккол, и восточный, который связан с вершиной Джан-Иикту. Истоки разделены коротким поперечным отрогом, отходящим на север от Джан-Иикту. Вершина Джан-Иикту является главной для всех истоков Кара-оюка и обозначена на карте высотой 1 748,1 сажени или 3 730 м, т. е. несколько ниже, чем дает Сапожников (3 830 м).

Восточный исток Кара-оюка берется из значительного ледника, который питается снегами вершины Джан-Иикту, поднимающейся в виде широкого конуса на главном хребте. Ледник этот Сапожников назвал ледником Ядринцева, Джан-Иикту достигает абсолютной высоты 3 830 м, что надо считать более правильным, чем цифру карты, и с востока, севера и запада покрыта почти сплошными снегами. Северо-восточный склон вершины образует широкое покатое вдавление, по снегу которого протянулись четыре расселины в виде горизонтальных полос. Западный склон вершины круче, чем восточный, где она переходит в снежный хребет с вершинами меньшей высоты.

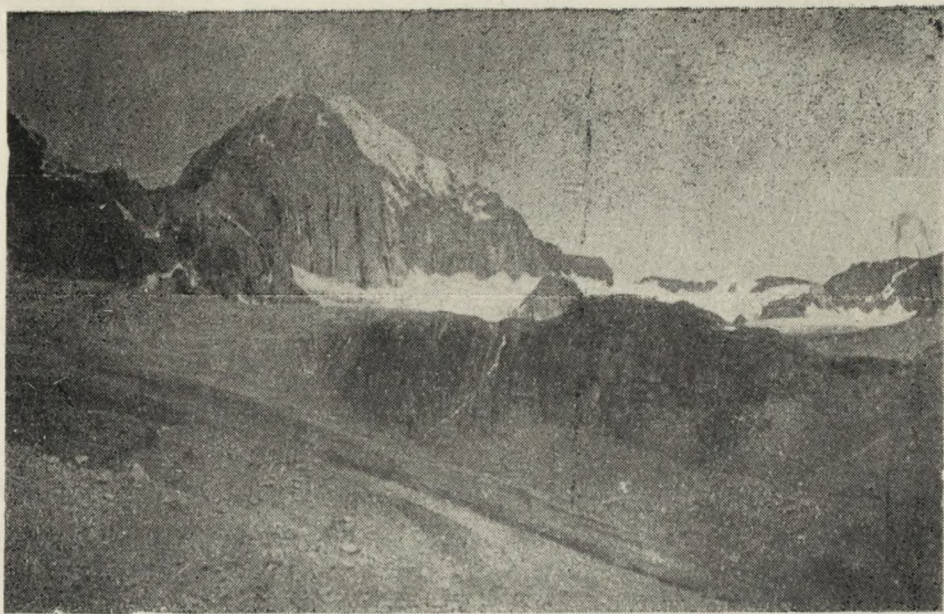
«Снега, ползущие с Джан-Иикту и восточного хребта, скопляются в большое фирновое поле, питающее ледник. Широким потоком он направляется сначала на северо-восток, но километра через два, обтекая невысокую скалистую сопку, поворачивает на север и западо-северо-запад, образуя у поворота громадные поперечные трещины, рассекающие ледник от одного берега до другого. Фирновое поле имеет еще второй меньший выход между скалистой сопкой и второй вершиной с плоской, как бы усеченной, верхушкой и почти отвесными ребристыми склонами. Здесь спускается маленький язык льда, но он не доходит до главного ледника и только отсылает к его морене крутую осыпь».



Ледник Софийский—главный исток р. Аккол. Перед ледником видно Верхнее Аккольское озеро, образовавшееся в период 1900—1930 гг.



Истоки р. Аккол. В левой части рисунка виден крупный висячий ледник на правом склоне долины.



Главный ледник р. Кара-Ирек, притока Акульгуна. Над ним возвышается
Северный Акульгунский пик.



Правый Ак-Кабинский ледник, главный исток Ак-Кабы.

«У поворота ледника к нему присоединяется второй поток, приходящий с юго-востока с широкого снежного седла. Этот ледниковый поток питается снегами двух вершин хребта к востоку от Джан-Иикту. При слиянии ледников есть средняя морена, состоящая из отдельно разбросанных камней; но юго-западный поток много сильнее, и поэтому жидкая средняя морена быстро оттесняется к правому берегу и присоединяется к боковой».

«От слияния потоков до конца ледника — километра три. Эта часть ледника без изгибов протянулась на западо-северо-запад, имея ширину до 800 м. Нижний конец ледника выходит в каменистую долину, но больших конечных морен не образуется, тогда как боковые довольно значительны. Ледник Ядринцева кончается на высоте 2635 м и потому на большом своем протяжении покрыт снегом, который у слияния потоков достигает до 0,7 м глубины. От снега свободна только нижняя часть ледника, примерно, на километр, при общей длине ледника в 5 км (9 июля 1898 года)».

«Мутноватый поток, вытекающий из ледника, извивается в долине, усыпанной камнями, и через два километра сливается с западным истоком. Перед слиянием он принимает с правой стороны еще светлый поток, вытекающий из снежного скопления высоколежащей ложбины.»

«Западный исток питается пятью маленькими ледничками. В тылу замкнутой долины свешивается широкий снежный язык с седла общего с ледником Удачным (малый Аккольский). У края языка в несколько рядов расположены конечные морены. Западнее его за снежной вершиной есть котловина, выполненная снегом, и, вероятно, льдом; у ее выхода также есть гряды камней наподобие морены. С восточной стороны верхней долины спускаются три маленьких, но типичных ледника; они питаются снежным хребтом, примыкающим к Джан-Иикту, и ограничены четырьмя скалистыми отрогами; второй снизу усажен острыми зубьями и похож на перевернутую пилу. Больше остальных — верхний ледник, его конец немного даже спускается по склону в главную долину, два других оканчиваются довольно высоко и в главную долину отсылают только громадные осыпи — конечные морены, покрывающие весь крутой склон долины до основания».

«Все пять ледников оканчиваются, приблизительно, на высоте 2700 м. Из них текут в долины пять ручьев, которые, соединяясь вместе с мелкими ручьями, образуют довольно значительный мутный поток, стремящийся по верхней долине формы наклонного жолоба. Километрах в семи от снежного седла в Аккол долина расширяется, делается плоской и менее наклонной, здесь соединяются западный и восточный истоки Кара-оюка».

На основании этого описания Сапожникова вместе с составленной им картой и используя трехверстную карту, можно поместить в общем Каталоге всего 9 ледников в самых истоках Кара-оюка, а именно (с востока на запад):

1. Правый боковой в восточном истоке — «снежное скопление в высоколежащей ложбине». Судя по его расположению рядом с высокой куполообразной вершиной, нельзя сомневаться в образовании здесь ледника. Размеры неизвестны, тип возможен каровый или долинно-каровый с экспозицией на ЗСЗ. Возможно, что здесь образуется и не один ледник.

2. Ледник Ядринцева.

3 и 4. Два малых боковых ледника в восточном истоке, они помещены на карте Сапожников без описания в тексте.

5—8. Боковые ледники долины западного истока.

9. Ледник в тылу этой долины, переметный с ледником Удачным, спускающимся в Аккол.

Среднее высотное положение ледников и высоту снеговой линии можно оценить на основании высоты концов ледников и высоты гребней, питающих ледники; получим цифру около 3 150 м.

Автором отмечены еще следующие небольшие ледники, относящиеся к боковым отрогам хребта.

Во-первых, небольшой висячий ледник на северо-северо-западном склоне куполообразной вершины на Елангашском водоразделе. Размеры его не больше 0,4—0,5 кв. км, но возможно, что его надо объединить с той снежной шапкой, которая лежит на самом куполе; тогда его общая площадь — не меньше, чем 1 кв. км.

Во-вторых, в нижнем левом притоке Кара-оюка на восточных склонах высокой вершины Аккол-Кара-оюкского отрога (3 781 м по карте) залегают два ледника. Из них главный — долинный ледник в два километра длиной, составленный из двух фирновых потоков, крутых, но дающих сравнительно пологий язык, сильно укрытый моренами. Длина ледника около двух километров, ширина внизу 0,4 км, экспозиция на север, конец лежит на высоте 2 800 м. Снеговая линия — примерно, на 3 250 м.

Таким образом, в истоках Кара-оюка всего отмечено 12 ледников с общей площадью в 27 кв. км. С левой стороны долины Кара-оюка есть еще боковые, не осмотренные ущелья, где возможны ледники; точно также вероятно нахождение новых ледников с правой стороны около купола. Таким образом, указанное число ледников 12 в Кара-оюке надо считать неполным. Помимо этой неполноты сведений надо еще раз указать на недостаточность и в других отношениях тех первых исследований Кара-оюка, которые проделаны Сапожниковым 45 лет назад, и до сих пор остались последними.

По своему характеру оледенение Кара-оюка занимает по существу промежуточное, переходное, место между центрально-чуйским и восточно-чуйским. Интенсивность накопления снегов около Джан-Иикту, сплошная заснеженность северных склонов — эти основные черты центрально-чуйского оледенения здесь уже выполняются. Но ледники лежат высоко, они не входят, не спускаются в большую долину, так что получается целый ряд ледников уменьшенных размеров с разобшенными концами. Если Джан-Иикту и дает большое накопление снегов, то рядом почти расположенная, но на отроге, куполообразная вершина, несмотря на почти 4 000 м высоты, почти не участвует в поддержании современного оледенения Кара-оюка.

Положение снеговой линии высоко — около 3 100—3 200 м, насколько его можно оценить без прямых определений, и занимает то же промежуточное положение между Елангашем на востоке и Талдурой на западе. В этом положении снеговой линии находят свое отражение климатические условия более благоприятные для оледенения, чем в истоках Елангаша и Тархатты. Надо считать, что в том изменении климатических условий, которые констатируются на Алтае в направлении с запада на восток, и особенно четко вдоль Катунско-Чуйского хребта, для истоков Кара-оюка характерно также промежуточное место

между западом и востоком Чуйского хребта. Общий вывод надо сделать такой: изучение оледенения данного района Чуйских Альп должно иметь особое значение для выявления тех последовательных закономерных изменений, которым подвержено оледенение на территории Алтая в связи с тем, что здесь встречаются различные климатические влияния, вызванные его пограничным положением между более сухими и более влажными климатами.

Ледники реки Аккол

Истоки Аккола занимают вдоль хребта промежуточное положение между Кара-оюком и Талдурой. Им принадлежит протяжение линии хребта в 8 км, которое все занято снегами одного ледника Софийского или Большого Аккольского. В формировании верхнего бассейна реки с притоками и ее ледников принимают существенное участие и боковые поперечные отроги: Аккол-Кара-оюкский справа и Аккол-Талдури́нский слева.

Главный ледник Аккола — ледник Софийский — назван Сапожниковым, открыт и заснят им в 1898 г. и до настоящего времени, повидимому, никто из исследователей не поднимался на ледник. В отличие от истоков Кара-оюка здесь все же получены в 1939 году автором и К. Г. Тюменцевым некоторые новые данные, касающиеся конца большого ледника, оледенения притоков реки и по геоморфологии всей долины. В связи с этим ниже дается описание главного ледника по Сапожникову, но с рядом добавлений по новым данным. Совершенно новыми являются сведения об оледенении Туроя, левого притока Аккола.

В вершине Аккола залегают два главных ледника: Софийский или Большого Аккольский и Удачный, или Малый Аккольский. Софийский ледник в Чуйских Альпах третий или четвертый по величине, а в Южно-Чуйском хребте — второй, после Талдури́нского. В районе его снежников Южно-Чуйский хребет образует пять выдающихся вершин; кроме того с западной стороны к нему примыкает зубчатый гребень, отделяющий его от Талдури́нского ледника, так называемая, «Талдури́нская ограда». На заднем плане Софийского ледника, против его средней линии возвышаются три вершины, которые видны из долины Аккола. Между вершинами — две широких седловины, обильно выполненные снегом. Средняя, очень крутая вершина — Ксения (3 810 м по Сапожникову). К западу от нее — почти совершенно белая вершина Брат (3 885 м, а по карте это, повидимому, вершина в 3 825 м). Восточнее Ксении, за другим седлом — вершина Сестра в виде короткого поперечного гребня (3 625 м по Сапожникову).

С хребта, между Братом, Ксенией и Сестрой, спускаются два средних потока ледника. С Талдури́нской ограды спускаются два западных потока. К востоку от Сестры есть еще снежная вершина на стыке с Кара-оюком, откуда спускается пятый, крайний восточный поток ледника, составленный в свою очередь из двух потоков или снежников. Все ледниковые потоки спускаются отлого; трещины поперечные, есть на правом из средних и на восточном потоке, но крутых ледопадов не образуется. Вообще ледник не представляет особых затруднений для восхождения до седловин, которые лежат на высоте 3 300—3 400 м.

«От соединения потоков ледник направляется на северо-восток, к концу несколько расширяется и также покоен, но все же с правой стороны около боковых морен есть система глубоких поперечных трещин. У самого конца, еще во льду, есть небольшое прозрачное озеро с ледяным дном и берегами; небольшой проток из него ведет во второе мелкое озеро, лежащее в области конечных морен. Но и холмы конечных морен имеют под собой лед, который в одном месте обрывается стеной навстречу леднику. Конечные морены в виде сложной системы холмов и гряд тянутся еще не менее версты, являясь прямым продолжением ледника и лишь прикрыты камнями и щебнем. Длина Софийского ледника, считая от среднего седла, около 7 верст. Поток Аккола вытекает между морен с левой стороны ледника и проходит по левую сторону конечных морен в глубокой канаве и, только выйдя в долину ниже морен, разбивается на протоки по ровному полю долины».

Большую ценность представляет это, дословно приведенное из книги Сапожникова «Катунь и ее истоки», описание конца Софийского ледника, вместе с приложенной к книге картой, где достаточно хорошо изображены конец ледника с моренами, выходом речки и обоними озерами. Сравнивая данные этого описания с тем, что оказалось в 1939 году, можно довольно четко восстановить те изменения конца ледника, которые произошли за 41 год. Добавочным материалом является указание Сапожникова («Пути по Русскому Алтаю»), что в 1911 г. конец ледника упирался в озеро, причем отламывающиеся от конца льдины уплывали к противоположному краю озера. Кроме того, в 1911 году зеленой линией краски на камнях было отмечено положение конца ледника. К сожалению эту линию при всем старании не удалось найти в 1939 году, так, что не удалось непосредственно определить отступление ледника. Но на фоне общих значительных изменений концевого ледникового ландшафта отдельные его элементы сохранили устойчивое положение и это позволяет косвенно оценить отступление ледника за 41 год.

Перед ледником на расстояние не меньше двух километров (по Сапожникову 1898 г. — не менее версты) распространяется сложная система конечных морен. Передовую часть (дальше от ледника, ниже по долине), непосредственно поднимающуюся на 20—30 метров над ровным дном долины составляют более старые морены, задернованные в значительной степени. Они представлены различно расположенными холмами и грядами, состоят преимущественно из мелкого материала, часто очень мелкого, поднимаемого ветром в виде пыли. Между холмами вкраплены многочисленные маленькие озера и озеринки с цветом воды самых разнообразных оттенков. На эти морены сверху напирают валы свежих морен, запрудивших верхнее, у конца ледника, озеро. Судя по тому, что эти валы были совсем близки к леднику при посещении Сапожникова, и по аналогии с другими ледниками Алтая, где образование больших морен произошло в 50-х годах прошлого столетия, надо к этим же годам (может быть частично раньше или позже) отнести свежие морены перед озером. Тех масс мертвого льда, которые при Сапожникове кое-где показывались из-под моренного покрова, в 1939 году нигде уже видно не было, и не было признаков неглубокого их нахождения.

Озеро при Сапожникове только начинало формироваться: верхняя сторона его была во льдах и от нее до морены нижнего берега было расстояние в 150 м (по карте Сапожникова). Но выход реки

из озера с левой стороны уже оформился — тот же самый, что сохранился и теперь. Во льду конца ледника было еще озерко, теперь его уже нет, оно явилось предвестником расширения предледникового озера при отступании ледника. Теперь предледниковое озеро имеет длину в один километр, причем ледник отошел еще от озера на 250 метров.

Ширина озера около 400 метров. Снизу и с боков оно окружено моренами высотой в 30—40 м, которые то круто к нему обрываются, то оставляют прибрежные площадки. Вверху, между ледником и озером, образовалась плоская предледниковая площадка, частью галечниковая, а больше — илистая. Общее отступление ледника определяется приблизительно так: расстояние ледника от нижнего края озера было в 1898 году около 150 м, в 1939 году — около 1 250 м; следовательно, отступление ледника составляет около 1 100 м за 41 год. Отступление это за последнее время не сопровождается отложением конечных морен с мертвыми льдами: перед ледником располагается чистая площадка. В связи с этим изменилась и конфигурация конца: сейчас это — широкий язык, утонченный и довольно крутой, обильно покрытый мелким материалом.

Высота конца в 1939 году определена в 2 550 м, что хорошо согласуется с определением Сапожникова. За 40 лет эта высота изменилась немного, всего лишь метров на 40, что и понятно, так как отступление происходит по весьма пологой долине. Новое положение конца замечено 17 августа 1939 года у выхода речки с левой стороны ледника: от камня с туром лед находился в расстоянии 40 м прямо на юг.

Снеговая линия на Софийском леднике непосредственно не определена. По средней высоте ледника, по методу Гефера, она может быть оценена в 3 000 м.

Ледник Удачный или Малый Аккольский. — «В области конечных морен Софийского ледника с правой (восточной) стороны с крутого косогора выходит мутный поток. В глубине этой боковой долины есть меньший ледник, лежащий почти под прямым углом к Софийскому. Он состоит из трех снежников: один из них перевешивается в вершину Кара-оюка, средний широкий связан с восточным потоком Софийского ледника. Общая длина ледника около 4 км, но вообще он значительно меньше ледника Софийского. Нижний конец ледника находится на высоте 2 770 м; отсюда понятно, что большая часть ледника покрыта снегом. Конечные морены выгнуты полукругом в виде высокого вала. Мутноватый поток, вытекающий из ледника, пробирается в ложбине между скал, в километре от истока круто спускается к морене Софийского ледника и течет в глубокой канаве между мореной и крутым правым склоном. Ниже морен он соединяется с Акколом, обтекающим морены с левой стороны» (описание Сапожникова, относящееся к 1898 году).

Сколько-либо значительных боковых спутников, кроме ледника Удачного, у Софийского ледника не имеется. Отмечены висячие фирновые поля (наибольшие — до 0,5 км длиной) на склоне горы между ледниками Софийским и Удачным, и еще один висяче-каровый ледник над правой стороной ледника Удачного.

Значительные ледниковые богатства открыты автором в истоках Туроя (Туура-оюка), левого притока Аккола.

Довольно обширные истоки этой реки располагаются в разветвлении хребта между Акколом и Талдурой и окружены вершинами до 3 700 м высотой. Ледники располагаются главным образом с южной затенен-

ной стороны бассейна, по склону гребня водораздельного с Софийским ледником.

Главный ледник помещается в юго-западном углу верхней долины и своим тылом должен подходить к Талдуре. Это крутой долинный ледник неправильной формы с длиной до 2,5 км и шириной до 1 км, с восточной экспозицией; левая часть его не была видна. Ледник имеет соединение под конечными моренами со значительным висячим ледником, лежащим западнее (длина до 1,5 км).

Далее к востоку располагаются еще три крутых ледника: каровой или долинно-каровой формы; данные о них помещены в таблицах. Кары и боковые долины всех ледников лежат выше дна верхней долины Туроя, где сливаются ручьи из ледников. Долина перегружена моренным материалом, так что река часто пропадает под моренным покровом. Есть и озера: одно, заключенное в скалах и моренах пониже главного ледника, имеет длину поменьше одного километра; другое с ярким цветом зеленовато-бирюзовой воды — ниже по долине — достигает 1,5 км в длину и подпружено моренным валом.

Эти сведения записаны на основании осмотра при восхождении на гребень хребта, а отчасти при короткой экскурсии в долину Туроя. При этом удалось измерить высоту конца крайнего восточного ледника, которая оказалась равной 2 900 м.

В левом притоке Аккола имеется еще некоторое неизученное оледенение — плосковершинное фирновое поле, где-то в истоках Шалтуры (левый приток Аккола), с которым, повидимому, связан еще каровый ледник.

Правый склон долины Аккола до слияния с Кара-оюком образован коротким, но очень высоким гребнем, отрогом главного хребта. Высота главной вершины здесь во всяком случае близка к 3 900—4 000 м, в чем автор мог убедиться при осмотре этого района при различных восхождениях. На карте здесь показана точка в 3 781 м. Этот гребень отделен от главного седловиной, где собирается переметный ледник Удачный на высоте около 3 300 м. В дальнейшем, вплоть до Кара-оюка, на Аккольской стороне гребня не развивается сколько-нибудь углубленных долин. Высокие склоны круты, скалисты и почти бесснежны, но все же здесь имеется два висячих ледника. В особенности замечателен верхний по долине Аккола ледник, являющий классические формы висячего ледника.

Начинаясь на самом верху полем шириной в 0,7 км, он низвергается вниз на подобие водопада, крутыми разорванными волнами, все время суживаясь, и кончается как бы огромной ледяной каплей, постоянно готовой упасть; в целом имеет форму треугольника с основанием вверху. Длина ледника около 2 км, кончается на высоте 2 700 м и имеет очень большое вертикальное протяжение при высоте средней линии около 3 100 м. Поверхность ледника чиста и до самого низа не засорена моренным материалом. Очень светлый цвет льда указывает, повидимому, на его неплотность и пузырчатость. Морены ледника плохо удерживаются на крутых склонах и в изобилии скатываются вниз к Акколу.

Всего в Акколе известно 12 ледников с общей площадью в 20 кв. км, причем решительно главенствующую роль играет главный ледник, расположенный в большом бассейне, высоко лежащем, с главным хребтом в тылу и веерообразным расположением питающих потоков. Еще

более четкое выражение и более сильное развитие эти формы оледенения получают в истоках Талдуры.

Ледники Талдуры

Истоки Талдуры, одной из сильнейших и максимально типичных ледниковых рек Алтая, питаются, во-первых, Большим Талдуринским ледником, во-вторых, целым рядом малых ледников на обоих склонах долины. Кроме того, Талдура имеет большой левый приток Мухро-юк, текущий с Чуйского Поперечного хребта, и еще большой приток Джело — из ледника на юго-восточном склоне Биш-Иирду — и ряд менее значительных притоков.

Большой Талдуринский ледник заслуживает подробного описания, как один из двух самых больших ледников Советского Алтая, и по величине спорит с большим Алахинским ледником на Укоке. Ледник был впервые исследован и заснят Сапожниковым, и эти исследования не потеряли своего значения и теперь и, в частности, съемка ледника до сих пор не повторена.

По главной линии хребта Большой Талдуринский ледник занимает протяжение в 7 км, слева и справа получает питание с высокого Поперечного хребта и Талдура-Аккольского отрога. Давая вторичные отроги, эти боковые хребты, с одной стороны сжимают долину ледникового языка Талдуры, с другой — ограничивают с севера обширный бассейн ледника. Общее протяжение высоких гребней, окружающих этот бассейн достигает 25 км. Необходимо отметить, что на карте Сапожникова, хотя и довольно схематичной, общая конфигурация ледника передана вполне правильно. Наоборот, на трехверстную карту Омского штаба (издание 1911 года) при всей ее детальности никак нельзя уложить веерообразно расположенных потоков ледника. Глубоко отодвинутые на запад и восток боковые части бассейна не нашли на этой карте правильного изображения.

Среди вершин, окружающих ледник, надо отметить следующие:

В западной части главной линии хребта поднимается остроконечная Иикту, высшая точка Южно-Чуйского хребта, имеющая по Сапожникову 4 200 м а.в., на 800 м выше соседних участков хребта. Иикту имеет собственно две вершины: кроме главной северной, еще южный скалистый и бесснежный шпильевидный отросток. Северные склоны Иикту, принадлежащие Талдуре, заснежены, но все весьма круты и скалисты; фирновые поля этого склона кажутся маломощными, малоподвижными, так сказать прилипшими к склону.

Южные склоны Иикту крутыми и бесснежными стенками обрываются в сторону Ясатера. Западные склоны тоже не принадлежат Талдуре, а системе Карагема, где питают значительный ледник.

По поводу высоты Иикту надо сделать следующие замечания. На «трехверстке» для Иикту дана высота 1 759,2 сажени или 3 758 м, что совершенно противоречит определению Сапожникова. Автор имел возможность убедиться в ошибочности этой цифры при восхождении на вершину «Металлург» в Поперечном хребте, для которой на карте можно найти высоту 3 867 м: Иикту имела с этой точки угол возвышения в 1,2°, что при расстоянии между вершинами около 10 км дает превышение в 200 м. Но и для Metallурга барометрическое определение дало большую высоту, именно 3 950 м; для Иикту получится цифра

4 150 м. Определения высот Талдуриных вершин, выполненные Сапожниковым, заслуживают большого доверия и они принимаются в этой работе, тем более, что все изображение на трехверстной карте Талдуринского бассейна, как указано, нельзя считать правильным.

Над средней частью ледника находится широкая,верху раздвоенная, вершина Ольга, сплошь покрытая снегом. Передний склон ее весьма крут, фирновые поля здесь сильно разорваны, но отличаются мощностью. Высота вершины Сапожниковым определена в 3 910 м, что подтверждается наблюдением с Металлурга: поверх вершины Ольга чуть показывается вдаль линия отдаленных гор, т. е. Ольга чуть ниже Металлурга. От Иикту Ольга отделена седловинным снежным понижением со скалой «Гребешок» по середине.

К востоку от Ольги хребет дает понижение, затем небольшую вершину («Близнецы» по Сапожникову), новое понижение, наконец, в юго-восточном углу ледникового бассейна на стыке с Акколом — новое резкое повышение: это уже склон вершины Брат (повидимому) над Софийским ледником.

Такова главная линия хребта в истоке Талдуры, с вершинами в 3 900—4 200 м и с понижениями до 3 400 м: повсюду сплошные снега, кроме отдельных скалистых ребер, главным образом, на Иикту.

Но и боковые хребты достаточно высоки, чтобы принимать активное участие в формировании ледникового бассейна.

От Иикту на северо-запад отходит пониженный до 3 400 м скалистый малоснежный хребет, который, загибаясь к северу, в 4 км от Иикту повышается к вершине 3 750 м — первой вершине Поперечного хребта. Эта вершина представляет важную узловую точку, от которой на запад отходит гребень с двумя ветвями между притоками Карагема, а на восток — короткое ребро, отделяющее верхний бассейн Большого Талдуринского ледника от ледника Малого Талдуринского (верхний левый боковой ледник Талдуры). На юг эта вершина и ребро дают к верхней западной части Б. Талдуринского ледника бесснежный склон, покрытый россыпью. Продолжение Поперечного хребта на север от этой вершины будет описано при характеристике левых боковых ледников Талдуры.

Правая, восточная, сторона бассейна Талдуринского ледника ограничена «Талдуринской оградой» (название Сапожникова) — высоким скалистым гребнем, водораздельным с Софийским ледником. Гребень очень крут и при юго-западной экспозиции в значительной степени обнажен от снега. Фирновые поля накапливаются здесь под скалистыми стенками и ребрами.

Талдуринская ограда представляет начало отрога хребта между Талдурой и Акколом. Примерно, в 4 км от главной линии этот отрог поднимается несколькими вершинами до 3 700 м высоты и одновременно дает боковые ветвления, между которыми помещаются правые притоки Талдуры и левые притоки Аккола. Первое большое ответвление в западную сторону запирает с севера правую часть бассейна Талдуринского ледника и отделяет его от ледника Некрасова, первого правого бокового ледника в истоках Талдуры.

Как главная линия хребта и боковые его отроги, так и их ответвления, запирающие бассейн ледника с севера, имеют высоты не ниже 3 300 и 3 400 м, достаточные для накопления снегов. Так образуется целый ряд ледниковых потоков, которые, спускаясь с разных сторон,

заполняют нацело весь бассейн, сливаются в центре в обширное ледяное поле и затем дают мощный язык ледника Талдуры. Всего можно наметить 7 потоков, составляющих Большой Талдуринский ледник. По условиям высоты, крутизны, расчлененности и экспозиции склонов эти потоки получают различный характер, различную мощность и значение в питании общего ледника.

На леднике имеются две больших средних морены, но у конца ледника одна из них отодвинута к борту и по середине остается только одна морена. Две морены разделяют ледник на три основных части: западную, над которой доминирует вершина Иикту; среднюю, которая питается снегами северного склона Ольги, и восточную, начинающуюся с главного хребта восточнее Ольги и с Талдуринской ограды.

В западной части надо отметить прежде всего крайний западный поток, формирующийся между Иикту и первой вершиной Поперечного хребта. Здесь образуется обширный бассейн шириной до 1,5 км, глубоко вдающийся на запад в изгибе Поперечного хребта. Этот бассейн довольно слабо обеспечен снеговым питанием. На склоне Иикту имеются лишь тонкие снеговые поля и полосы и только внизу, у подножья горы, они переходят в сплошные фирновые накопления. То же можно сказать и о крайнем тыле бассейна, где только в одном месте в северо-западном углу имеется небольшой фирновый поток, поднимающийся до верха хребта. С севера же бассейн ограничен совсем бесснежным, прикрытым большой россыпью, склоном вершины Поперечного хребта, имеющим южную экспозицию. С этой стороны область таяния ледника начинается очень высоко и на 3 000 м уже появляется боковая морена.

Пологое дно бассейна покато на восток, вниз по леднику, и несколько на север к обнаженным склонам. При высоте в 2 800—2 900 м поверхность ледника в значительной степени обнажена от снега. Поверхность очень ровная, без бугров, почти без трещин, что свидетельствует и о малой подвижности льда. Только в фирновом поле под скалами образуется типичная краевая трещина оседания. В нижней части этого потока на высоте около 2 750 м вытаивают две незначительных средних морены, но обе скоро оттесняются к левому берегу. В целом этот крайний западный поток Талдуринского ледника, несмотря на площадь в 4 кв. км, в питании и поддержании всего ледника играет малую роль. Дальнейший процесс деградации поведет к боковому сокращению и отступанию Талдуринского ледника в его верхней части.

Второй поток, основной для западной части Талдуринского ледника, берется, главным образом, с пониженного участка хребта между Иикту и Ольгой, по обе стороны «Гребешка» (пункт восхождения Сапожников а). Он получает дополнительное питание слева, с очень крутого склона Иикту и справа, со склонов Ольги. Поток опускается двумя уступами с трещинами, но без ледопада. На втором (нижнем) из них имеется небольшой скалистый выступ. Судя по обилию снегов, мощность этого потока несравненно больше, чем крайнего западного и он не находится в состоянии такой деградации, как последний.

Оба потока соединяются воедино в ледяное поле ровное и без трещин. Средние морены (по крайней мере — две) выражены нечетко и скоро оттесняются к левому берегу. От западного края Ольги на север отходит скалистое понижающееся ребро, а от его конца вниз по леднику тянется вал средней морены. Так ограничена с востока западная

часть Талдуринаского ледника и отделена от его средней части. Но при дальнейшем сужении ледника, в области ледникового языка, и эта морена оттеснена к левому берегу, т. е. вся западная часть ледника является сравнительно маломощной.

Средняя часть Талдуринаского ледника имеет бассейн питания много меньший по площади по сравнению с описанной западной частью, но несравненно более мощный по обилию снегов. Вершина Ольга, раздвоенная сверху, имеет протяжение по хребту около 2 км. Весь крутой северный склон ее до верху покрыт мощными наслоениями фирна. Благодаря крутому оползанию и разрывам фирна, прикрытого снегом, весь склон получает бугристую, неровную поверхность и вместе с тем кажется совершенно белым. Немного скалистых точек есть только на выступающем вперед ребре, которое делит фирновый склон на правую и левую части. У подножья вершины фирновые поля на небольшом протяжении выполаживаются в двух мульдобразных фирновых бассейнах. Далее общий фирновый поток делает некрутой уступ, переходит постепенно в поток ледяной и, двигаясь по прямому направлению на северо-северо-восток, без поворота достигает конца ледника.

Средняя часть Талдуринаского ледника справа ограничена низким отрогом главного хребта с восточной стороны Ольги, лишь немного поднятым над уровнем ледника. Отрог имеет два скалистых выступа, а в промежутке между ними соединяются фирновые поля средней и восточной частей ледника. От нижней скалистой горки начинается мощная средняя морена, которая и тянется до конца ледника, служа также границей между средней и восточной частями ледника.

Восточная часть Талдуринаского ледника питается, во-первых, главной линией хребта в крайней восточной части, относящейся к леднику; во-вторых, гребнями и вершинами Талдуринаской ограды на водоразделе с Софийским ледником и в-третьих, боковым гребнем по водоразделу с ледником Некрасова, замыкающим с севера фирновый бассейн Талдуры. По площади фирновых полей эта часть ледника значительно меньше западной и средней частей, взятых вместе, но по мощности она им не уступает. Это видно из того, что большая средняя морена в конце ледника делит его язык, примерно, на равные половины: правую — от восточной части фирнового бассейна и левую — от средней и западной частей вместе.

Можно выделить три основных фирновых потока, которые образуют рассматриваемую часть ледника. Левый из них образуется в углу между главной линией хребта и Талдуринаской оградой. Поток идет, примерно, на одной высоте со средней частью Талдуринаского ледника и, как сказано ранее, с ней частично соединяется. Поток достигает в ширину около 1 км и имеет сравнительно спокойное течение.

Середина восточной части ледника выделена в виде потока, идущего высоко под скалами Талдуринаской ограды в направлении на север с дальнейшим поворотом на северо-запад, причем на крутом спуске образуется мощный ледопад.

Третий, правый, поток образуется в углу между Талдуринаской оградой и гребнем водораздельным с ледником Некрасова. Располагается сначала также высоко при направлении на западо-юго-запад и снижается более постепенно, чем средний поток, одновременно поворачивая вправо, то есть на запад и даже на западо-северо-запад.

Можно отметить ряд следующих особенностей для восточной части Талдуринаского ледника:

1. Окружающие гребни не имеют особенно высоких вершин, но нет и значительных понижений, так что на всем протяжении сохраняются высоты порядка 3 500—3 700 м.

2. Весьма интенсивное накопление снега и фирна, в особенности по сравнению с западной частью ледника. Возможно, что это обстоятельство связано с западной экспозицией основных питающих гребней и с их большой средней высотой.

3. Верхние части гребней во многих местах обнажены от снега и накопление фирна происходит в значительной степени под крутыми верхними стенками. Особенно это заметно для третьего, правого притока в связи с юго-западной и даже южной экспозицией склона.

4. Поверхность ледника восточной части в целом расположена значительно выше, чем в средней и особенно в западной части. Это должно иметь большое значение в смысле лучшего сохранения массы льда и мощности потока вплоть до самого конца ледника. С этим кроме того связано и развитие ледопадов при спуске потоков восточной части к центральному ледяному полю ледника.

В заключение надо отметить, что ни Сапожниковым, ни автором восхождений по восточным потокам не делалось, и более детальных описаний и исследований, весьма желательных в этой части ледника, до сих пор не существует.

Все ледниковые потоки Талдуринаского ледника выходят к центральной площади, имея разную высоту и неодинаковый характер течения: ровная поверхность льда с левой стороны сменяется ледяными валами у подножья ледопада восточной части, а крайняя правая полоса опять представлена спокойным льдом.

На поверхности ледника видны всего 4 полосы средних морен, но две небольших гряды камней на левой стороне, как уже говорилось, быстро оттесняются к берегу. Более мощной является морена между западной и средней частями ледника, но в дальнейшем ближе к концу ледника, и она тоже оттесняется к берегу. Наиболее мощным оказывается моренный вал между средней и восточной частями, он доходит до самого конца ледника.

На центральной площади («площадь Товарищества» по Сапожникову), поверхность льда в значительной степени нивелируется, неровности его, происходящие от неодинакового характера течения отдельных потоков, сглаживаются и отсюда начинается язык Талдуринаского ледника сжатый в узкой долине между поперечными отрогами хребтов по сторонам верхней долины Талдуры.

Ширина языка вверху — около 1,5 км ровной сравнительно поверхности с уклоном около 7° , с отдельными разбросанными на льду камнями. На правой стороне встречаются громадные камни до 10—15 метров в поперечнике. Хорошо сформированных ледниковых столов не наблюдается, но с северной стороны одного большого камня образовался понижающийся ряд ледяных бугров — результат образования ледяных ножек под камнем и его соскальзывания в южную сторону (1939 г.).

По мере продвижения к концу ледника, примерно, в 4 км от начала языка, поверхность льда становится все более грязной, так как закрыта мелким земляным материалом. Увеличивается также и количество камней, разбросанных по поверхности льда. Одна из морен оттеснена к

левой стороне, а другая разрастается в мощный вал, поднятый на 20 м над поверхностью ледника, и достигающий внизу ширины в 100 м и более.

Конец ледника в 1938 году имел следующий вид: под средней мореной лед продвигался вперед метров на 300 по сравнению с открытыми правой и левой частями; каменный вал с заключенными внутри массами льда возвышался метров на 60 над руслами двух речных потоков, вырывающихся из-под льда с двух сторон ледника. Правая сторона конца была скошена наискось от среднего вала к борту ледника и вверх по долине; уклон поверхности льда здесь был 20—25°; лед покрыт земляным налетом; речка вырывалась из тонкой щели. С левой стороны мутные потоки воды вырывались из грота с обрывистыми стенками льда по сторонам, высотой метров в 25. Над гротом лед также грязен и кроме того покрыт большим количеством камней, под которыми часто видны были ледяные ножи.

Высота конца с правой и левой стороны в 1938 году отмечена 2 440 метров; средняя часть, продвинутая значительно дальше вперед, опускалась на 8 метров ниже.

Конец ледника был заснят 11 августа 1938 года с помощью буссоль и рулетки с привязкой к двум очень большим камням с правой и левой стороны, камни отмечены турами. В августе 1939 года съемка конца повторена не была, но было проверено его положение относительно замеченных камней. При этом оказалось, что правая сторона конца отступила на 12 метров, а с левой стороны за год ни наступания, ни отступления не обнаружилось. Положение конца ледника было зафиксировано еще Сапожниковым в 1911 году по покрашенным камням по обе стороны ледника. К сожалению, несмотря на самые тщательные поиски, найти линию краски в 1938 и 1939 годах не удалось, так что отступление ледника осталось неизмеренным.

Перед концом ледника располагается система молодых морен, в общем окаймляющих недавние положения ледника. Морены эти, загораживающие долину на расстояние до 1,5 км от конца ледника, представлены большим количеством валов и холмов различной высоты, частично перемыты водными потоками, и среди них попадаются ровные площадки с мелкими наносами, а также с небольшими озерками. Морены имеют свежий вид, ближе к леднику совсем не задернованы, на дальних появляется растительность и есть молодые лиственницы в возрасте до 100 лет. К. Г. Тюменцев относит эти более удаленные морены к стадии фернау. Эта моренная система подходит совершенно вплотную к моренам старым, частично даже их перекрывая, резко отличным по виду и совершенно задернованным, которые, по Тюменцеву, относятся к стадии эггесен.

Приведенное описание Б. Талдуриноского ледника сделано в основном автором в 1938 и 1939 году, хотя и с использованием работы Сапожникова. К сожалению, как указывалось, не удалось найти его линию окрашенных камней, знак конца ледника в 1911 году. Однако описание Сапожникова и его карта могут быть использованы как сравнительный материал для приближенного суждения об изменении в положении конца ледника. Из описания Сапожникова следует, что от стана, примерно, против речки из ледника Некрасова, и до конца ледника расстояние было около 1—1,5 км. Сейчас это расстояние можно оценить в 2,5—3 км. Еще более убедительно следующее замеча-

ние Сапожникова: «От самого ледника с правой стороны долины тянется полоса холмов, покрытых лиственницами; на левой стороне им соответствует плоская грядка около светлого ручья, удобная для продолжительной стоянки». Сейчас расстояние от ледника до старых морен правой стороны может быть оценено в 1,5 км, оно занято свежими конечными моренами, которые при Сапожникове были, повидимому, еще незначительны.

Таким образом получаем оценку отступления Талдурина ледника за 42 года, которое оказывается, аналогично Софийскому леднику, весьма значительным, достигающим 1—1,5 км. Надо оговориться, что эта оценка здесь является менее надежной, чем для Софийского ледника: там оказался хороший ориентир в виде нового озера для определения положения конца ледника. Сильно изменилось со времени посещения ледника Сапожниковым положение выхода реки. Река выходит сейчас двумя истоками у самого конца ледника, по обе его стороны. При Сапожникове река имела два выхода, но оба с левой стороны; один у конца ледника, ближе к середине — он безусловно не сохранился; другой у края ледника в одной версте от конца; он может быть сохранился в виде теперешнего левого истока, и тогда отступление ледника равно одному километру. Кроме отступления ледника, повидимому, произошло и заметное боковое стаявание языка. На карте Сапожникова показаны две средних морены у конца ледника. Теперь же левая из них как бы оттеснена к берегу и к концу ледника смешивается с боковой мореной.

Основные особенности Б. Талдурина ледника. Талдурина ледник, как никакой другой на Алтае, поражает наблюдателя мощным комплексом ледниковых потоков. Однообразие нет: один дает плоское поле, другой опускается террасовидными уступами, на третьем громоздится ледопад; но их индивидуальные черты не мешают общей слитности потоков, друг от друга не разделенных. Всюду проявление мощности и грандиозности ледниковых феноменов: на западе — ровное и спокойное поле, но над ним громоздится Иикту; в центре северная стена Ольги, отягченная навесами и уступами фирна, мало чем уступает знаменитой Аккемской стене Белухи; мощный ледопад и уступы восточной части не уступят никакому другому леднику на Алтае. Семь сильных ледников видит наблюдатель на 25-километровом протяжении гребней, а их объединение в один ледник составляет исключительное впечатление.

С ледником аналогичным Талдурина мы уже встречались — это ледник Алахинский. Основные особенности повторяются у обоих ледников:

1. Большие размеры, максимальные на Алтае.
2. Веерообразное расположение потоков, занимающих сложный цирк. У Талдурина ледника это свойство выражено лучше и лучше очерчивается один общий цирк, в то время, как у Алахи он разделен на две части срединным гребнем.
3. Поверхность ледника спокойна, уклоны не велики, у Талдурина ледника это свойство частично нарушено для восточных потоков.
4. Северная экспозиция.
5. Окружающие ледник гребни не достигают максимальных для Алтая высот. Гребни Талдурина ледника выше, чем Алахинского — и вершины и седловины — и являются самыми высокими в Южно-

Чуйском хребте, хотя все же много ниже, чем в ледниковом центре Белухи. Вертикальное протяжение ледника — около 1 200 м, на 200 м больше, чем Алахинского.

6. В соответствии с этим и средняя высота ледника и высота снеговой линии на Талдурунском леднике — около 2 900—3 000 м — на 140 м выше, чем на Алахинском леднике. Но надо сказать, что общее повышение гребней, питающих ледник, при одновременном повышении снеговой линии, мало отражается на всей форме ледника.

Объяснение Талдурунского ледника с точки зрения климата проще, чем Алахинского, так как здесь нет очень низкого положения снеговой линии. Основной особенностью в условиях формирования ледника, выраженной орографически, является наличие обширного цирка, который на семь восьмых своей окружности (кроме сравнительно узкого выхода языка) обставлен достаточно высокими гребнями, могущими давать питание леднику, хотя они сами частично обнажены от снега. Кроме того, этот цирк и главный хребет имеют северную экспозицию с общим слабым уклоном на север. Не только склоны, но и дно цирка расположены достаточно высоко, так что большая его часть оказывается лежащей выше снеговой линии.

Снеговая линия, проведенная даже на высоте 3 000 м (местами она ниже), выражает на территории Талдурунского ледника весьма большую площадь накопления снегов, включающую в себе и верхние части полового дна циркового бассейна и склоны его, местами с очень мощными потоками фирна (северный склон Ольги).

Радиальное расположение верхних потоков, со значительной абсолютной высотой поверхностей, способствует образованию из всех потоков единого ледяного поля, обладающего еще таким запасом мощности, который достаточен для образования довольно значительного языка. Роль высоких склонов вокруг фирново-ледяного бассейна должна быть положительной даже тогда, когда они обнажены от снега: они вне всякого сомнения доставляют леднику питание в холодное время года.

Большую роль в смысле создания поверхности, на которой накапливаются свежие снега должен играть сам Талдурунский ледник. Мощность фирна и льда в средней части бассейна едва ли меньше 200 метров; на такую высоту следовательно поднята та поверхность, на которую выпадают осадки. Тем самым сильно увеличивается площадь части ледникового бассейна, лежащей выше снеговой линии. Кроме того поверхность ледника является более холодной, чем поверхность скал или камней и это создает больше возможностей для выпадения осадков в виде снега и для его накопления. Одним словом прибавляется местное климатическое условие, благоприятствующее существованию большого ледника; оно заключается в свойствах самой поверхности ледника, при том значительно поднятой над его ложем.

При всем том надо заметить, что общее ухудшение климатических условий может вызвать резкую деградацию всего ледника: сначала отступление ледника, а потом и разделение языков на среднем поле слияния потоков. Кроме того, будет резко заметно сильное и неодинаковое таяние с боков ледника.

Талдурунский ледник в отличие от Алахинского асимметричен не по общей форме бассейна, а по состоянию восточного и западного потоков. Признаки современной малой мощности западной части, ослабленного ее питания, следующие: 1) недостаточная заснеженность скло-

нов, малая мощность большинства снеговых полей; 2) очень плоское дно бассейна, без признаков интенсивного движения, как у деградирующих каровых ледников; 3) сильное обтаивание левой стороны, отступление ледника от берега; 4) оттеснение к берегу левых морен. Таким образом, левая (западная) сторона ледника находится в состоянии явного угнетения в противоположность восточной стороне. Поскольку общая конфигурация ледникового бассейна вполне симметрична, ее угнетение надо рассматривать как явление современного оледенения, результат его неравномерного сокращения.

Главный мульдобразный бассейн западной стороны ледника, к северо-северо-западу от Иикту, является вполне пригодным для скопления мощных фирновых полей. Однако при современном повышении снеговой линии неблагоприятным для оледенения обстоятельством здесь может оказаться меньшая абсолютная высота западной части бассейна, чем восточной. С точки зрения климатических условий, повидимому, тоже можно указать неблагоприятное местное обстоятельство для этой части бассейна. Оно заключается в том, что эта часть бассейна непосредственно загорожена с юга и с запада высоким хребтом от влажных ветров в противоположность восточной части, которую уже можно считать открытой с запада. Гребни высокой Иикту, таким образом, могут иметь не только положительное, но и отрицательное значение для развития оледенения. Так или иначе надо констатировать тот факт, что максимальное оледенение Южно-Чуйского хребта несколько сдвинуто от высшей точки хребта и при том на восток в направлении общего повышения снеговой линии.

Оледенение боковых хребтов Талдуры

Правые притоки Талдуры. Хребет правой стороны долины Талдуры представляет большой поперечный отрог главного хребта по водоразделу между Акколом и Талдурой: сначала между Софийским и Талдуриным ледниками, а дальше между долинами Аккола и Талдуры. В обе стороны он обрывается весьма крутыми склонами.

Только в южной своей части, до второго правого притока Талдуры в 4 км от ледника, хребет этот представлен альпийскими формами, а севернее верх его становится плоским, имея сначала высоту до 3 400—3 500 м и постепенно снижаясь к слиянию Талдуры и Аккола. При расстоянии между долинами порядка 10 км, ширина хребта оказывается достаточной для развития довольно значительных боковых долин притоков и Аккола и Талдуры.

В 2,5 км от истока Талдуры из правой боковой долины осыпаются вниз обширные морены, из-под которых просачиваются несколько ручьев, сильно разливающихся к ночи. Такое запаздывание дневного разлива ледниковой речки связано, очевидно, с медленным течением ее под моренным покровом. Вверху реки также не видно, так как долина ее сплошь загромождена моренами. Примерно, в двух километрах от выхода висячей долины к Талдуринскому склону на высоте 2 600 м располагается конец ледника Некрасова (название Сапожников а). Тыл ледника отнесен к северному склону гребня, который ограничивает с севера восточную часть фирнового бассейна Талдуринского ледника, а не к водоразделу с Акколом. Питание ледника пополняется также с левого склона, так что ледник асимметричен. Длину его можно оценить в два километра, при ширине внизу метров 400.

Следующий правый приток Талдуры впадает в полтора километрах от реки из ледника Некрасова. Русло этого притока промыто более глубоко, чем у предыдущей речки, так что уступ при выходе к Талдуринскому склону в значительной степени сглажен, но зато вся короткая долина этого притока оказывается очень крутой. В тылу ее имеются островерхие пики (около 3 700 м), но вершина, расположенная немного севернее (3 500 м), имеет уже плоский верх и покрыта щебнем, лишь с отдельными скалами по восточному краю. Эта вершина удобна для осмотра притоков Талдуры, а также Туура-оюка (притока Аккола) с его ледниками.

Тыл долины рассматриваемой речки разделяется на две ветви, которые, симметрично загибаясь, сходятся около гребня между заметными вершинами. Обе ветви заняты однотипными крутыми долинными ледниками, которые также симметрично расположены и изогнуты. Левый ледник направлен сначала на северо-запад и загибается на север и северо-восток. Правый — сначала на востоко-северо-восток, с загибом влево до северо-северо-запада. Размеры ледников, примерно, одинаковы: длина около 1,5—2 км при ширине, примерно, 0,4 км, концы обоих ледников лежат на высоте близкой к 2 600 м. Высоту снеговой линии можно оценить в 3 100 м. У самого конца правого ледника расположено округлое озерко диаметром в 100 м, ниже есть еще небольшое озерко.

Севернее рассматриваемых истоков хребет между Талдуры и Акколом становится, как указывалось, вверху плоским, но сохраняет большую высоту до 3 500 м. Эта высота оказывается достаточной для образования значительного плосковершинного поля. Со стороны Талдуры оно соединяется с одним висячим ледничком, но основной сток, по видимому, имеет в сторону Аккола, в исток Шалтуры. Рассмотреть как следует это поле, определить размеры и положение ледника не удалось.

Хребет Поперечный Чуйский и левые притоки Талдуры. Хребет Поперечный, соединяющий непосредственно высшие точки Южно-Чуйского хребта и горного узла Биш-Иирду, начинается прямо от Иикту и тянется в северном направлении до вершины 3 850 м, одной из главных узловых точек Биш-Иирду на водоразделе Карагем-Джелло-Актру. Длина хребта по прямому направлению равна 30 км, а следуя главным изгибам — 36 км. Географическая роль этого хребта во всей системе Чуйских Алып представляется весьма большой. Он является важным водоразделом, разделяющим на всем своем протяжении систему Чеган-узуна (Талдуры и Джелло) с востока от истока и притоков Карагема с запада. При переходе из Карагема в Талдуру, например, через перевал Иолдо, весьма заметен ландшафтный, в частности, климатический, барьер, создаваемый этим хребтом. Лесистые долины Карагема и его притоков резко отличны от полупустынных местностей Джелло и Чеган-узуна. Вместе с тем, сразу, скачком, поднимется и снеговая линия, которая в Талдуре лежит близко к 3 000 м, а в Карагеме — 2 850 м.

Разница в увлажнении сказывается, очевидно, и на всех процессах, связанных с формированием ледников к востоку и к западу от Поперечного хребта.

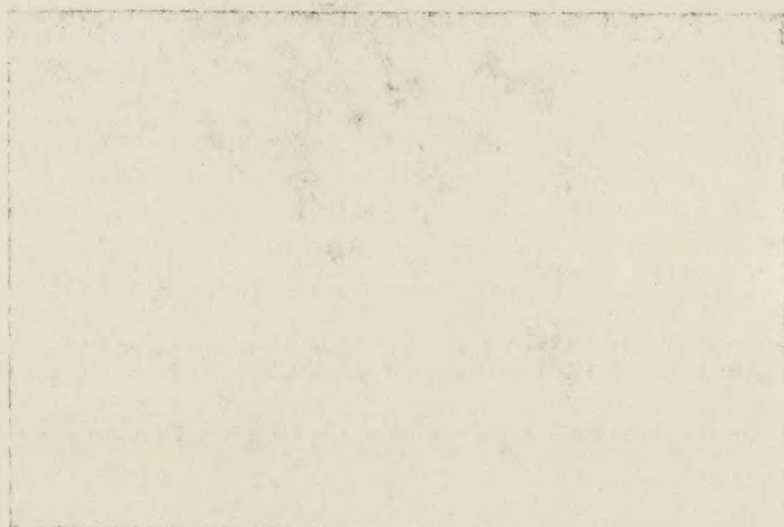
Этот барьер между системами Карагема и Чеган-узуна, который создается хребтом Поперечным, фактически получает большое протяжение и большое значение. Дело в том, что горный узел Биш-Иирду, имея гребни разных направлений, также получает климатические различия на



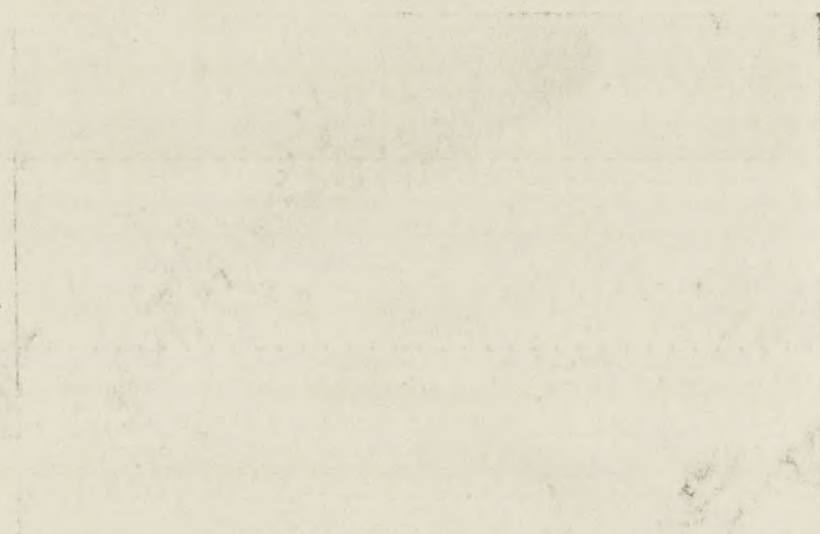
Вершины Иикту (справа) и Ольга (слева), поднимающиеся над Талдуриным ледником. На переднем плане — валун на левой морене ледника.



Фирновые поля Талдурина ледника в восточной части. С правой стороны — склон вершины Ольга.



THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY



THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY

своим востоке и западе. В целом получаем физико-географическую границу, которая разделяет сухой восток и влажный запад Чуйского района. Граница, меридианально направленная, начинается от самой линии Чуйского хребта и через Биш-Иирду тянется почти до Чуи. В частности и для Южно-Чуйского хребта Поперечный хребет сохраняет роль существенной границы, отделяющей западную часть Южно-Чуйской цепи, и выраженной в климате, оледенении и свойствах речной сети. Кроме того, запад Чуйских Альп отличается от востока и по рельефу.

Но, помимо значения как некоторой разделяющей границы, Поперечный Чуйский хребет представляет также и некоторое соединительное звено между Южно-Чуйским хребтом и Северо-Чуйскими Альпами, подчеркивающее существенную геоморфологическую близость этих горных поднятий. Это обстоятельство не должно однако помешать в дальнейшем отдельно рассматривать оледенение Северо-Чуйских гор: в современную эпоху непосредственное соприкосновение ледников южных и северных Чуйских Альп давно уже утрачено.

Поперечный хребет дает ряд отрогов и ветвлений сложных и запутанных с западной, т. е. Карагемской, стороны, более коротких и простых с востока, со стороны Талдуры. Хребет имеет ряд высоких острых вершин, не уступающих главному хребту. С другой стороны, в средней его части развиваются уплощенные щебнистые пространства, и здесь, в точке перевала Иолдо (или Джело), ведущего из Чеган-узуну в долину Карагема, хребет снижается до 2 900 м.

Водораздельная линия с главнейшими повышениями и понижениями, начиная с юга имеет следующий вид:

Начало хребта на юге — вершина Иикту, высотой 4 200 м; к северу от нее, с некоторым отклонением на запад — резкое понижение в виде скалистого крутого гребня, огибающего тыл западного потока Талдурина ледника. Далее следует вершина высотой 3 750 м в 4 километрах от Иикту, важная узловая точка, от которой отходит длинный и высокий отрог в карагемскую сторону. Можно рекомендовать для исследователя нетрудный подъем на эту вершину по восточному ребру, например, с гряды «Поворотной» (название Сапожников а) или прямо с Талдурина ледника с западного потока. Если иметь стан недалеко от конца Талдурина ледника, то экскурсия эта, несмотря на большую величину подъема, легко совершается в один день, конечно, привычным ходком. Осмотр местности с вершины можно сделать великолепный.

Далее к северу следует глубокое седло (3 300 м), занятое переметным фирновым полем в Талдуру и в Карагем; за ним — щебнистый гребень со спокойными формами и с высотами около 3 500 м. В 10 км от Иикту поднимается вершина Металлург (3 950 м), острая, с эффектным снежным навесом в талдуринскую сторону. Верхушка Металлурга пирамидальной формы со снегами видна из долины Талдуры. И на эту вершину восхождение совершается сравнительно нетрудно и не требует применения особых приемов альпинистской техники.

От Металлурга следует поворот хребта на восток и еще километра через три — его ветвление: в восточную сторону направляется короткий стенообразный гребень с вершинами в 3 800 м, отделяющий долину Талдуры от истока Мухр-оюка; на север идет главная линия хребта и, обогнув с запада истоки Мухр-оюка, дает плоскую вершину (3 650 м) с

фирновыми полями в расстоянии около 15 км от Иикту. Далее следует пониженная плоская часть хребта.

Плоские формы рельефа на высоте около 3 000 м или несколько выше с широкими щебнистыми вершинами, торчащими кое-где ребрами сланцевых скал, с залегающими иногда пятнами снега, со ступенями склонов, частью сохраняющих крутизну каровых форм, частью выположенных — получают здесь широкое распространение в истоках Карагема и Джело. Большая ступень склона на высоте 2 600 м развивается со стороны Джело.

Самой низкой точкой Поперечного хребта является перевал Иолдо (2 900 м), но почти такие же высоты имеются и по обе стороны от перевала.

В северной части Поперечный хребет входит уже в систему горного узла Биш-Иирду и вновь приобретает остроконечные формы вершин у ледника Джело, правда, на небольшом протяжении, и достигает высоты 3 850 м.

Левые верхние боковые ледники Талдуры. В сторону Талдуры Поперечный хребет обрывается большей частью очень круто. Местами в верхней части долины Талдуры непрерывный крутой подъем с уклоном градусов в 45 ведет от самого дна долины с высоты 2 000 м, непосредственно к высшим точкам хребта высотой 3 700—3 800 м. Но целостность и сплошность склонов нарушается рядом левых коротких притоков Талдуры. А в 15 км от ледника впадает значительный левый приток Мухр-оук с довольно глубокой долиной.

Первая верхняя боковая долина занята Малым Талдуринским ледником. Короткий долинный ледник спускается до высоты 2 750 м, но конец его прячется под обширным каменным покровом. Из-под морен просачивается ручей, ниспадающий к борту Талдуринского ледника. Длина ледника 2 км, ширина до 1 км, площадь около 2 кв. км. Экспозиция на восток, снеговая линия получается на высоте около 3 100 м. В тылу долины — седловина с высотой около 3 350 м, несколько южнее — вершина 3 750 м, на склоне этой вершины помещается еще новый ледник (длина до 1 км, экспозиция на ССВ) боковой по отношению к М. Талдуринскому, от которого отделен моренным покровом, возможно, скрывающим массы льда. Седло в тылу ледника сплошь закрыто, фирновым полем, которое сползает и в другую сторону, на северо-запад к леднику Иолдо системы Карагема, что отмечено еще Сапожниковым.

Севернее М. Талдуринского ледника, т. е. ниже по долине Талдуры, образуется сложная боковая долина, состоящая вверху из двух основных частей. Правая (южная) часть — старый ледниковый бассейн под не очень крутыми и не очень высокими склонами, выполненный в настоящее время моренным материалом. В юго-западном углу его имеется небольшой ледник, который занимает две соседних каровых впадины, лежащих высоко под самым верхом хребта. Крутой язык ледника спускается до высоты 2 900 м. Длина ледника около 2 км, ширина до 1,5 км, экспозиция на север.

Левая часть сложной долины представляет ущелье с очень высокими, скалистыми и обрывистыми стенами, поднимающимися до 3 600—3 800 м. На дне его под почти обнаженными от снега обрывами скапливается долинно-каровый ледник, длиной в 2—2,5 км, сильно засыпан-

ный, особенно в конце, моренным материалом. Ледник можно отнести к типу теснинных ледников.

Оба истока разделены выдающейся вершиной Metallург, достигающей высоты 3 950 м (по определению автора), самой высокой в Поперечном хребте. Острая верхушка горы имеет мощный снеговой надув на северо-востоке, высоко повисший над только что описанным ущельем. С западной же стороны вершина питает небольшой ледник главного левого притока Иолдо (система Карагема).

Вершина, легко доступная по боковому ребру, прямо на восток обрывается скалистой стеной в 1 000 м высоты. Под ней — старый бесснежный кар, дно которого лежит на высоте 3 100 м, и который служит началом большому числу моренных или псевдоморенных валов.

Два главных истока, по обе стороны Metallурга, входят в общую короткую долину, повисшую на 400 м над дном долины Талдуры, но ручьи впадают в Талдуру самостоятельно, будучи разделены старым моренным валом, вернее некоторой срединной системой валов. Ее строение в общих чертах таково: по краям располагаются продольные валы — боковые морены того и другого истока, не везде хорошо сохранившиеся. Середина занята поперечными валами, идущими от кара под Metallургом. Валы прекрасно выражены и наблюдаются вплоть до общего спуска всей системы в долину р. Талдуры. Раньше, очевидно, вся долина была занята боковым ледником Талдуры, состоящим из двух основных потоков. Его широкая средняя морена пополнялась еще материалом, выносимым из кара под вершиной Metallурга.

Необходимо, однако, оговориться, что нельзя настаивать на строго моренном характере этой системы валов, в особенности поперечных. Движение и отложение материала в подобных условиях может быть лишь отчасти связано с транспортировкой его льдом и может происходить путем скатывания и сползания.

Севернее описанной долины Поперечный хребет, как было указано, разветвляется, окружая истоки Мухр-оюка, значительного левого притока Талдуры. Восточная ветвь, располагающаяся между Мухр-оюком и Талдурой, обрывается к последней очень крутым и высоким склоном. Особо выдающихся вершин здесь нет, но высота гребней достигает 3 800 м и на их западном и северо-западном склонах скапливаются большие массы снега. Талдурина же сторона почти бесснежна, вплоть до короткой и крутой долинки в 4 км ниже только что описанного левого притока. Здесь на самом верху несколько выдающейся вершины повис ледничок длиной в 1 км. Конец его по определению с помощью эклиметра при восхождении по противоположному склону долины Талдуры оказался лежащим на высоте 2 800 м, средняя же высота ледника около 3 200 м.

Ниже по Талдуре имеется слева еще одна долина, повидимому, без ледника; а еще ниже, в 15 км от истока реки, впадает приток Мухр-оюк с обильным ледниковым питанием.

Мухр-оюк — значительный поток с мутной белой водой — ниспадает к Талдуре крутыми каскадами из верхнего этажа своей боковой долины, повисшей на высоте 250 м над дном долины Талдуры. Истоки Мухр-оюка, повидимому, никем из исследователей не посещались. На основании осмотра с одной из вершин оледенение Мухр-оюка можно представить себе в следующем виде:

В тылу долины по обе стороны заметной вершины (не Metallурга)

собирается значительный ледник, состоящий из двух потоков. Левый из них, главный, имеет в тылу обширное, повидимому, крутое фирновое поле. Правый поток меньше и может считаться притоком. Длина ледника по главному потоку достигает 5 км, а ширина языка 0,5—0,8 км. Средняя морена оттеснена к правой стороне; конец сильно засыпан моренным материалом. Экспозиция внизу — на ССВ.

С правого склона, с крутой вершины, спускаются три висячих боковых ледника. Средний из них залегает в более глубокой ложбине и достигает длины в 1 км, два других — поменьше. Все три направлены на ССЗ. Склоны левой стороны принимают сверху характер плоского водораздела между Мухр-оюком и истоком Иолдо. Наверху залегает значительное плосковершинное фирновое поле с площадью, вероятно, порядка 2 кв. км, которое с одной стороны соединяется с ледником Иолдо, а к Мухр-оюку отсылает два ледника, расположенных, повидимому, в слабо выработанных карах. Нижний из ледников побольше и достигает 1 км в длину. Такова приблизительная картина оледенения Мухр-оюка, которая может сильно измениться при детальном исследовании истоков этой речки.

Следующий большой левый приток Талдуры, именно Джело, своим истоком относится уже не к Южно-Чуйским Альпам, а к горному узлу Биш-Ирду.

Оледенение южного склона Южно-Чуйского хребта на Чеган-узунском участке будет описано вместе со всем хребтом в целом, так как оно весьма незначительно, обладает некоторыми общими для всей длины хребта особенностями и, кроме того, распределение ледников вдоль хребта на южном склоне не совсем таково, как на северном. Здесь же будет уместно ограничиться самыми краткими указаниями, необходимыми, чтобы дополнить всю картину оледенения Чеган-узунского участка. Вместо громадных ледников—Талдуринского и Софийского—южная сторона хребта довольствуется 6-ю малыми ледниками с общей площадью в 4 кв. км. Ледники — преимущественно карового типа. Несколько выделяется лишь один ледник против восточной части Софийского ледника, который может считаться долинным и достигает 2 км в длину. Но эти ледники обладают интересными особенностями залегания, которые и будут рассмотрены особо при описании Южного склона Чуйского хребта.

Основные черты оледенения в истоках Чеган-узуна.

Основной чертой, на которую надо в первую очередь обратить внимание, является мощное ледникообразование с формированием Талдуринского типа долинного ледника. На Алтае мы знаем два таких случая: 1) в истоках Алахи — ледник Алахинский и его соседи; 2) в истоках Чеган-узуна. Известную аналогию представляет еще формирование крупного ледника в истоке Иолдо-айры, притока Кочурлы. Основными ледниками в данном случае являются Большой Талдуринский и Софийский, настолько превалирующие над другими ближними ледниками меньших размеров и других типов, что создается впечатление ледникового центра или узла, хотя в расположении хребта и самих ледников нет признаков формирования именно центра или узла. Таким образом, основные черты оледенения Чеган-узунского ледникового центра, это те, которые свойственны Большому Талдуринскому леднику, как главному представителю этого оледенения.

Мы уже видели несколько ранее, что Большой Талдуринский лед-

Ледник в несколько видоизмененном виде повторяет черты ледника Алахинского и сопоставление этих ледников позволяет выявить основные, типичные для них особенности и поставить их в связь с рельефом и климатом. Ледник Софийский, хотя и меньший по размерам, повторяет основные черты ледника Талдурина. Пять его потоков спускаются с достаточно высоких вершин, мало уступающих Талдуринским, обеспечивают питание довольно длинного языка. Меньшие размеры верхнего бассейна и относительно большое развитие языка приближает Софийский ледник к обычному альпийскому типу долинных ледников, тем самым подчеркивая исключительность Талдурина и Алахинского ледников в алтайских условиях. В обе стороны от Талдурина и Софийского ледников оледенение быстро ослабевает: на восток — по причине ухудшения климатических условий, поднятия снеговой линии и притом, по видимому, довольно резкого; на запад — по причине резкого снижения абсолютной высоты. Условно называя ледниковым центром тот максимум оледенения, который на всем протяжении Чуйского хребта приурочен к Талдуре и Акколу, можно заключить, что он обусловлен определенным соотношением между абсолютной высотой хребта и положением снеговой линии; благоприятные же формы рельефа, вообще говоря, имеются на всем протяжении хребта. Соотношение это заключается в том, что абсолютная высота хребта достигает максимума, а снеговая линия лежит не очень высоко; большие цирки со слабым уклоном и северной экспозицией, благоприятны как раз для существования больших ледников, получают возможность заполнения фирном и льдом.

Оледенение на периферии Южно-Чуйского центра — в Кара-оюке сильно отличается от оледенения Талдуры и Аккола. Ледники становятся меньше, хотя число их увеличивается, площадь оледенения уменьшается; концы ледников и их среднее положение — значительно выше, чем в Талдуре и Акколе. Легко видеть, что все это есть результат той же деградации оледенения, которая на востоке Чуйского хребта пошла дальше, чем в центре. Ледник Кара-оюка в процессе отступления сначала разделился на два, а затем всего на восемь ледников, причем резко выделился самый мощный поток — ледник Ядринцева. Такая же судьба в дальнейшем может постигнуть и Талдуринский ледник: он разобьется по крайней мере на семь, а может быть и больше, ледников с резким выделением наиболее мощного восточного потока. Несмотря на всю современную мощностъ Талдурина, направление процесса и его перспективы наметились вполне явственно. Мы не знаем, однако, до каких границ дойдет отступление ледника, пока не наступит равновесие между климатом и состоянием ледника, или даже ледник может начать наступать при соответствующем изменении климатических условий.

Оледенение, залегающее на отрогах, также резко уменьшено по сравнению с тем, которое непосредственно связано с главным хребтом. Две ветви Аккол-Талдурина отрога окружают верховье Туроя, притока Аккола. Получается довольно замкнутая высокорасположенная долина, окруженная на протяжении примерно 15 км вершинами и гребнями высотой порядка от 3 400 до 3 750 м. Орографические условия этого старого ледникового бассейна представляются вполне благоприятными для сохранения большого ледника вроде Софийского. Но деградация оледенения зашла здесь гораздо дальше, чем в вершине самого Аккола. Ледник здесь давно ушел со дна бассейна и небольшое оледе-

нение в виде второстепенных ледников сохранилось на склонах, в карах. Средняя высота залегания ледников и высота снеговой линии — примерно, 3 200 м, т. е. на 150 м выше, чем на Софийском леднике. Это повышение снеговой линии на северных отрогах хребта и должно считаться главной причиной слабого их оледенения. Явление это замечается также и в системе Катунского хребта и должно, повидимому, быть связано с перехватыванием осадков высотами главного хребта, возможно, вместе с лежащими западнее отрогами и, возможно, что в этом перехватывании, играет роль и сама зона оледенения главного хребта. Вопрос этот требует специального исследования.

Нельзя думать, чтобы при древнем всеобщем развитии оледенения на Алтае, когда его высокогорные долины были заняты снегом и льдом, имели бы место такие разницы в высоте снеговой линии на соседних участках. Надо считать поэтому, что неравномерное поднятие снеговой линии есть результат деградации оледенения со времени ледникового периода. Эта черта общей неравномерности деградации оледенения в разных физико-географических условиях есть ее существенное свойство.

На Аккол-Кара-оюкском отроге, на его восточной стороне, снеговая линия наблюдается на высоте в 3 100 м. Это высоко, но разница между главным хребтом и отрогами уменьшена, вместе с уменьшением оледенения главного хребта. Здесь уместно вспомнить, что на крайнем востоке Южно-Чуйского хребта ледники, большей частью небольшие и отдельно расположенные, приурочены к наиболее высоким точкам и наиболее удобным местам, но не привязаны обязательно к главной линии хребта. В таких условиях не подмечается существенной разницы в высоте снеговой линии на главном хребте и на отрогах. Надо думать, что в появлении этой разницы некоторое значение имеет то местное охлаждающее влияние, которое должны оказывать именно большие ледники главного хребта.

В более общем выражении можно сказать, что появление разницы в высоте снеговой границы между центром и краями ледниковых областей должно соответствовать такой фазе сокращения оледенения, когда последнее сильно ослабевает на периферии, но сохраняется охлаждающее влияние все еще больших центральных ледников. Это указанное различие в условиях залегания вечных снегов может оказаться или сравнительно кратковременным, или же сохраниться надолго, в зависимости от степени устойчивости главных ледников. Все это, конечно, не уменьшает действия других различных факторов, влияющих на высоту снеговой линии. Вопрос этот будет еще раз рассмотрен далее в теоретической части работы.

Западная сторона Аккол-Кара-оюкского отрога очень слабо расчленена; оледенение здесь представлено двумя великолепными висячими ледниками со снеговой линией на высоте 3 150 м. Формы этих ледников и условия их залегания таковы, что здесь трудно говорить о прямой их связи с общим процессом деградации оледенения. У этих ледников есть во всяком случае черты эмбриональности. Снеговая линия лежит высоко, что вполне соответствует открытому положению ледников.

Западная сторона долины Талдуры представлена крутыми склонами весьма высоких вершин хребта Поперечного. Слабое расчленение — одна из причин слабого оледенения. Но здесь была описана высокая двойная долина около Металлурга с прекрасно выраженными ледниковыми остатками. Большой ледник исчез, один остаточный ледник нашел

себе место под вершиной к югу от Metallурга, другой сохраняется в глубоком каре-ущелье под северным склоном горы. Здесь несомненно имеет место далеко зашедшая деградация оледенения. Снеговая линия сильно поднята у остаточного более открытого ледника и значительно ниже у того, который залегает в затененном ущелье.

Оледенение Мухр-оюка надо рассматривать, как некоторый малый центр оледенения, возникший и сохранившийся в очень благоприятных орографических условиях. Снеговая линия не измерена, но, повидимому, лежит выше, чем на Талдурином леднике метров на 100—150.

Взятые в целом северные отроги Южно-Чуйского хребта сравнительно не на много увеличивают оледенение основного хребта. Это видно из следующих суммарных данных. Главному хребту в истоках Чеган-узуна принадлежат 9 ледников с площадью 41 кв. км. Отроги имеют 27 ледников с площадью 12 кв. км. Но большое число ледников на отрогах есть лишь остаток старого оледенения, а не показатель мощности оледенения современного. Суммарно сравнительно слабое оледенение отрогов вполне согласуется с той общей чертой рельефа, что отроги северной стороны Чуйского хребта лишь на коротком сравнительно протяжении имеют высоты и формы благоприятные для современного оледенения: в истоках Чеган-узуна протяжение высоких отрогов, несущих ледники, равно 26 км. Используя сравнение с Южно-Алтайским хребтом в истоках Алахи, можно сказать, что в расчленении северной стороны того или другого хребта есть весьма существенное различие, черты в значительной степени противоположные. Но они не приводят к столь же коренным различиям в залегании оледенения. Черты сходства здесь несравненно сильнее. В частности отроги и там и тут принимают активное участие в создании больших ледниковых цирков.

При характеристике оледенения Алахинского узла указывалось на то большое значение, которое имеет для формирования оледенения соседство с севера плоскогорья Укок высотой в 2300 м. Чуйская степь, напоминающая во многом плоскогорье Укок, расположена по течению Чуи значительно выше Чеган-узуна, но левобережье Чуи, прилегающее к Чеган-узуну с правой стороны, по которому раскидываются невысокие увалы, концы поперечных отрогов, тоже напоминает плоскогорье, расположенное на высотах порядка 1700—1800 м. Отсюда видно, что уклон всей местности, от хребта к долине Чуи, весьма пологий: от выхода Талдуры из ледника и до устья Чеган-узуна на протяжении 90 км имеет падение всего лишь 600 м. Это постепенное снижение в северо-восточном направлении имеют не только долины, но и поперечные хребты: наблюдая со стороны Аккол-Талдуриноский отрог, можно видеть, как ровный верх его постепенно опускается в сторону Чуи. Естественно, что при таких условиях и ледниковые цирки получают в целом довольно пологий уклон, а отсюда и значительные абсолютные высоты своих площадей, так как с линией высокого хребта они связаны сравнительно не очень высокими ступенями. Таким образом, самые общие свойства рельефа северной стороны Чуйского хребта благоприятствуют большому оледенению не только древнему, но и современному, аналогично влиянию плоскогорья Укок в Южном Алтае.

Район Чуйской степи известен на Алтае своей сухостью и походит в климатическом отношении на плоскогорье Монголии. Кош-Агач имеет только около 130 мм годовой суммы осадков. Сухость и континентальность климата выражены в полупустынном ландшафте Чуйской степи.

Эти свойства климата распространяются и на ближайшие хребты; так, например, в Сайлюгемском хребте и на востоке Чуйского хребта снеговая граница поднята на высоту 3 300—3 400 м. Район сухого климата, судя по характеру растительного покрова, распространяется на запад, захватывая бассейн Чеган-узуна. Но снеговая линия в его истоках уже резко снижена; иначе здесь и не возник бы сильный ледниковый центр. Снеговая линия здесь приближается к той высоте, которая ей свойственна в западной части Чуйского хребта, вообще более увлажненной, с лесистыми склонами и долинами. Можно поэтому сказать, что формирование Чеган-узунского ледникового центра в климатическом отношении связано с выступом на восток вдоль хребта, но не вдоль долины Чуи, влажной климатической зоны западной части Чуйских Альп. Причины той климатической пестроты, которая возникает на Алтае, как результат сложных сочетаний хребтов, долин и плоскогорий, а также пограничного положения Алтая между разными типами климата, едва ли могут быть в данное время выяснены сколько-либо детально, из-за недостатка конкретного климатологического материала. Этот вопрос будет подробнее рассмотрен в теоретической части работы.

Ледники в истоках Чеган-узуна и прежде всего, большой ледник Талдуринский и далее Софийский, Ядринцева и другие дают основное питание Талдуре, Акколу и Чеган-узуну в целом, можно сказать, создают одну из главных чисто ледниковых рек Алтая. Значение ледников Чеган-узуна с точки зрения гидрологической безусловно заслуживает специального изучения. Здесь можно привести лишь отдельные примеры для заключения сделанной общей характеристики. В летние теплые дни Аккол и Талдура имели соответственно 8 и 18 м³/сек расхода воды. Это примерно столько же, сколько дают Укокский и Алахинский ледники. Чеган-узун является однотипной с Алахой ледниковой речкой с максимальной на Алтае мощностью. Все остальные чисто ледниковые речки Советского Алтая в своих верховьях являются менее полноводными потоками. Как Алаха в основном определяет режим и характер Аргута, так и Чеган-узун является руководящим речным потоком в системе Чуи. В целом для общей характеристики гидрологического значения Чеган-узунского ледникового центра надо сделать следующее замечание: этот центр оледенения является одним из двух на Алтае, играющих руководящую роль в определении режима двух больших рек в системе Катунь—Аргута и Чуи, которые по характеру питания можно назвать чисто ледниковыми.

Оледенение Западной части Южно-Чуйского хребта

При взгляде откуда-либо с вершин Биш-Иирду наблюдатель видит на юге, по ту сторону глубокой долины Карагема, ряд островершинных снеговых вершин, протянувшихся с востока на запад; но это лишь вершины передовых гребней загораживающих основную линию Южно-Чуйского хребта. Отроги самого Южно-Чуйского хребта и отроги хребта Поперечного Чуйского образуют здесь сложную систему со многими высокими вершинами, заполняющую пространство по левую сторону Карагема до водораздела с Ясатером. Вся эта система гребней весьма трудна для исследования; долины заросли чащей леса, верховых троп не существует, кроме того, часто затрудняет необходимость переправы через бурный и стремительный Карагем. Этим обстоятельством в значитель-

ной степени объясняется весьма малая изученность высокогорного района по левобережью Карагема, меньшая, чем большинства других снеговых районов Алтая, и, в частности, легко доступных истоков Чеган-узуна. Трехверстная карта для Чуйских Альп допускает большие неточности и искажение и ее данные нуждаются в тщательной проверке, кроме того, на ней ледники не нанесены. Новые материалы, полученные автором в 1938—1940 гг., отчасти заполняют «белое пятно» на западе Чуйского хребта, но все же крайний запад хребта до настоящего времени имеет неизвестное оледенение и неизвестную высоту снеговой линии.

Описываемый западный участок хребта начинается на востоке от Иикту, а западным концом упирается в Аргут двумя ветвями по сторонам небольшой речки Карасу, впадающей в Аргут между устьями Коксу и Карагема. Основной западный конец Южно-Чуйского хребта, судя по положению главной водораздельной линии, представлен именно южной ветвью. Северная же ветвь до некоторой степени обособляется с помощью почти сквозной долины, где к истоку Карасу близко подходит верховье речки Тингеду, притока Карагема, с течением на северо-восток. В то же время северная ветвь в большей степени, чем южная, смыкается с восточным концом Катунского хребта, являясь его продолжением по другую сторону Аргута в самом узком месте Аргутского ущелья. Длина участка по прямой линии равна 32 км, а с учетом главных изгибов хребта получится около 45 км. Высота хребта резко снижена сразу, начиная от Иикту, и в дальнейшем еще снижается к Аргуту. Новое повышение наблюдается лишь по другую сторону Аргутского ущелья, где начинается хребет Катунский. В ближней к Иикту части вершины имеют высоты в 3 200—3 520 м, а седловины 2 987—3 307 м. Западнее вершины снижены до 2 900—3 250 м, а седла до 2 700—2 900 м; самый конец опять несколько поднят, имея вершину в 3 400 м. Особо выдающихся вершин на всем протяжении западного участка хребта не имеется, в целом водораздельная линия представляется несравненно более ровной, чем в истоках Чеган-узуна. Появляются местами щебнистые, выполаживающиеся склоны вплоть до самого верха хребта, но скалы и гребни наверху все же преобладают. Ни одного верхового перевала на данном протяжении хребта не имеется.

Северная сторона хребта характеризуется развитием отрогов, отходящих и от главного хребта и от хребта Поперечного, так что сложной системой их занято все пространство между главным хребтом и долиной Карагема. Точнее, это есть треугольное пространство между главным хребтом с юга, Поперечным хребтом с юго-запада и Карагемом вместе с его левым притоком Иолдо с северо-северо-запада. Расположение системы отрогов, а также системы левых притоков Карагема видно на карте. Долины Иолдо и самого Карагема расположены почти по одной прямой линии, но хребты, и Поперечный и Главный Чуйский, этой линии не параллельны, и в зависимости от расстояния между хребтом и долиной, меняется также развитие отрогов и текущих между ними притоков реки.

В наибольшем удалении от реки находится угол, образуемый хребтами, с вершиной Иикту. Здесь собирается самый большой приток Карагема, речка Кара-айры, имея по сторонам отроги значительной длины. В нижнем течении Карагем приближается к хребту и имеет короткие левые притоки, круто падающие из высоких долин между короткими отрогами. Точно также между сравнительно короткими отрогами распо-

ложены левые притоки Иолдо, долина которого близко лежит к хребту Поперечному.

Абсолютные высоты отрогов вообще не уступают высотам главного хребта и могут характеризоваться следующими цифрами:

1. Крайние к востоку три отрога между левыми притоками Иолдо	3 000—3 650 м
2. Правая сторона Кара-айра	3 000—3 733 м
3. Между двумя истоками Кара-айры	2 800—3 200 м
4. Отрог с левой стороны Кара-айры	2 800—3 000 м
5. Параллельная северная ветвь	2 900—3 250 м.

Для отрогов весьма характерно, что они не понижаются постепенно по мере удаления от основного хребта, а обрываются сразу высокими склонами передовых вершин в долину Иолдо или Карагема. Если проследить ряд вершин, близко стоящих к долине Карагема или Иолдо, так сказать, передовых вершин, склоны которых непосредственно падают в долину, то получим следующие высоты (с востока на запад): 3 597 м — к югу от перевала Иолдо, 3 418 м, 3 522 м, 3 529 м — на правой стороне Кара-айры рядом с глубже стоящей вершиной в 3 733 м, 3 051 м, 2 816 м и 3 230 м — на крайнем западе близ Аргута. Для долины Карагема создается эффект очень глубокого горного ущелья, так как относительные высоты крутых склонов над его дном достигают высоты более 2 000 м. Но и долины левых притоков Карагема также весьма глубоки и обладают склонами в 1 200—1 600 м высотой. Следует отметить, что долина Кара-айры в нижнем течении почти не поднята над долиной Карагема, и только близ устья Кара-айры прорывает небольшой крутой каньон, спускаясь метров на 100 из своего трога к Карагему. Все это указывает на очень сильное и глубокое расчленение этого района Алтая, которое в ледниковый период сопровождалось разветвленной сетью глубоких, но сравнительно узких ледяных потоков.

Для оледенения и в настоящее время в этом районе имеются разнообразные условия залегания ледников. Во-первых, вдоль линии главного и Поперечного хребтов развивается большой ряд длинных ледников, иногда значительных размеров; но все же такой мощности, как в истоках Чеган-узуна, оледенение здесь не достигает — не хватает высоты. Во-вторых, около передовых высоких вершин развиваются дополнительные небольшие центры оледенения, часто представленные крутыми вскачками ледниками. В-третьих, повсюду образуются кары с каровыми или близкими к ним формами ледников. В-четвертых, на средней уплощенной части Поперечного хребта развивается, хотя и в небольших размерах, плосковершинное оледенение.

Залегание ледников в связи с разнообразием их форм имеет место на разных абсолютных высотах, но в целом заметно ниже, чем в истоках Чеган-узуна. Легко видеть, что снижение снеговой линии, по сравнению с центральной частью хребта, является необходимым условием для указанного разнообразия ледниковых форм, иначе, усиленная в силу меньшей абсолютной высоты, деградация оледенения привела бы к сохранению лишь форм наиболее устойчивых; в частности исчезли бы плосковершинные фирновые скопления Поперечного хребта.

Оледенение в истоках Иолдо и других верхних левых притоках Карагема

Системы Южных и Северных Чуйских хребтов отделены друг от друга глубокой долиной, которая начинается от перевала Иолдо (или Джело), самого низкого места Поперечного хребта, соединяющего обе системы, и тянется без больших изгибов в направлении на западо-юго-запад вплоть до Аргута. Верхние, примерно, 15 км этой долины, до площадки Бельтыр принадлежат реке Иолдо, большому левому притоку, или даже равноправному истоку Карагема. С севера на эту площадку открывается широкая и глубокая долина самого Карагема, текущего из ледников на склонах Биш-Иирду. Обе реки, Карагем и Иолдо, по существу равноправны. По количеству воды они почти одинаковы (или Карагем несколько больше); по направлению верхних долин скорее Карагем является боковой речкой, но зато долина Карагема несколько глубже, чем Иолдо: последняя образует некоторый уступ при спуске к Бельтыру.

Речка Иолдо со своими притоками и истоками собирается на северо-западных склонах Поперечного хребта из значительного в целом числа ледников. Сведения об этом оледенении собраны почти исключительно автором при восхождениях на различные вершины в этом районе. Ни один из ледников не посещен непосредственно. Начинается Иолдо несколькими ключами в низкой части хребта близ перевала в долину Джело. Правые ключи (к северу и западу от перевала) по причине недостаточной высоты округлых гор и неблагоприятной экспозиции, повидимому, не имеют оледенения.

К югу от перевала на повышающемся хребте имеется интересный ледник, который и надо считать собственно истоком Иолдо. На платообразной вершине залегает значительная снежно-фирновая шапка с площадью 1 кв. км. На север при малом наклоне плоского верха она дает слабо выраженный фирновый язык. На восток, в сторону Мухроюка (левый приток Талдуры), спускаются два более крутых языка, начинающих вырабатывать свои кары. С северо-западной стороны под вершиной образуется обширный и глубокий кар (цирк), в котором залегает ледник длиной в 2 км с хорошо выраженным долинным языком и обширными моренами. Ледник связан двумя фирновыми потоками с верхним фирновым полем. По левую от него сторону есть еще висячекардовый ледник, также связанный с основным верхним полем. Высота конца ледника приблизительно (посетить ледник не удалось) равна 2 400 м; снеговая линия на леднике — около 2 850 м. Верхнее фирновое поле залегает на высоте от 3 400 до 3 500 м и имеет близ своего края вторую снеговую линию несколько выше 3 200 м. Это ледниковый комплекс, представляющий соединение нескольких ледников разных типов, несомненно обладающий особенностями эволюции в разных своих частях, и при том вполне доступный для посещения и восхождений должен быть намечен для исследования на самое ближайшее время.

Первый левый приток Иолдо имеет длину всего 4—5 км и круто стекает из короткой висячей долины. Тыл ее отнесен к высокой части Поперечного хребта в месте его изгиба на восток, где поднимается вершина Металлург и другие вершины над ледником Мухроюка. В сторону Иолдо опускается довольно значительный долинный ледник, питаемый двумя потоками фирна. Чуть южнее впадает в Иолдо еще ключ,

вытекающий из небольшого висяче-карового ледника на склоне передовой вершины.

Следующий левый приток Иолдо имеет длину уже до 10 км. Верх его долины доходит по вершины Поперечного хребта в 3750 м (в 4 км от Иикту), на которую автором было совершено восхождение в 1938 году. Вершина представляет собой собственно очень крутой и высокий гребень, вытянутый с востока на запад, и это способствует образованию на северном ее склоне значительных фирновых полей. К ним присоединяется слева фирновый поток с западной окраины вершины, а справа — большое фирновое поле, переметное с Малым Талдуринским ледником. В целом получается ледник с обширным круто залегающим фирновым бассейном, имеющим общую ширину до 4 км, и с широким языком. Этот ледник найден еще Сапожниковым при восхождении по М. Талдуринскому леднику. Длина его достигает 3 км, а площадь 4 кв. км.

К правому склону долины этого притока Иолдо относятся такие вершины, как Металлург (3950 м) и другие. Всего здесь автором замечены два ледника (но, вероятно, их больше), и в частности на склоне Металлурга — большой висячий ледник, занимающий крутой открытый склон от самой вершины до высоты около 2700 м. Левый склон этой долины образован отрогом меньшей высоты и оледенение здесь представлено лишь 5 малыми ледниками карового и висяче-карового типа.

Следующая к западу речка представляет уже приток Карагема и впадает в него в 3 км ниже устья Иолдо. Это — речка с хорошо разработанной глубокой долиной и довольно значительным бассейном, где в речку впадает целый ряд ключей справа и слева. Долина ее залегает между ответвлениями того же первого отрога Поперечного хребта, который сначала образует левый склон верхней долины предыдущей речки. Таким образом, истоки этой речки непосредственного отношения к главной линии Южно-Чуйского хребта не имеют. Ни с одной из точек восхождений автора тыл долины не был хорошо виден, так что самый исток этой речки осмотрен слабо. Можно отметить здесь наличие по крайней мере 2 ледников с длинами 1,5—3 км и еще 2 очень малых.

На левой стороне долины, на водоразделе с Кара-айры, поднимается остроконечная выдающаяся вершина с отметкой высоты на карте в 3733 м. Восточный ее склон занят обширными крутыми фирновыми полями с общей шириной до 2 км. Низ ледника видеть не был, но можно предполагать, что образуется в целом ледник долинный, длиной до 3—3,5 км и с асимметричным питанием с левой стороны. В глубине долины был виден еще ледник несколько меньших размеров долинно-карового типа. 2 малых ледника относятся к склонам передовых вершин по сторонам долины.

Несколько ниже по Карагему, против правого притока Кан-оек, низвергается крутопадающий поток из короткой боковой долины. Здесь на северных склонах только что упомянутой вершины повисло большое фирновое поле шириной до 2 км, дающее вниз 3 крутых ледяных языка. Это уже третий отмеченный случай залегания очень крутых и довольно обширных фирновых полей, повисших на открытых склонах вершин в западной части Южно-Чуйского хребта.

Система всех перечисленных левых притоков Карагема с 19-ю известными ледниками, действительное число которых, надо думать, значительно больше, питается западными склонами и ответвлениями Попе-

речного хребта. Следующий снизу большой приток Карагема Кара-айры своими истоками относится уже к главной линии Южно-Чуйского хребта.

Кара-айры и ее ледники

Кара-айры, большой левый приток Карагема, впадает, примерно, в 25 км от истока последнего. Кара-айры обладает довольно сложной системой своих притоков и значительным бассейном, особенно благодаря наличию левого притока Осту-айры. Истоки собственно Кара-айры охватывают линию главного хребта на протяжении около 12 км, а также западный склон Поперечного хребта на незначительном протяжении первых 3—4 км, считая от Иикту. Отрог Поперечного хребта, отходящий в северо-западном направлении, отделяет бассейн Кара-айры от соседнего, выше по Карагему, притока этой последней реки. Отрог этот очень высок, несет на себе уже упомянутую выдающуюся вершину с круто расположенными ледниками, но со стороны Кара-айры он не имеет сколько-либо значительных долин и почти бесснежен.

Осту-айры впадает в Кара-айры в 5 км от устья последней. Исток Осту-айры занимает главную линию хребта еще на 8 км к западу от Кара-айры. Осту-айры и Кара-айры отделены друг от друга отрогом главного хребта, но менее высоким, с вершинами до 3 200 м.

Чуйский хребет, как указывалось, по главной водораздельной линии к западу от Иикту, т. е. в истоках Кара-айры, не имеет особо выдающихся вершин, но его средняя высота остается очень значительной: сначала, начиная от Иикту, порядка 3 500 м, с постепенным понижением дальше на запад. В силу этого оледенение хребта к западу от Иикту становится все меньше, однако, в частности Кара-айры обладает еще значительными и очень интересными ледниковыми богатствами, как то показали новые исследования. Собственно Кара-айры состоит из двух истоков. Правый исток собирается в углу между хребтами главным и Поперечным, т. е. около самой Иикту с прилегающими к ней высокими частями хребтов.

Главный ледник правого истока, он же — главный ледник Кара-айры, начинается непосредственно от вершины Иикту. Его северо-северо-западный склон представляет треугольную грань с уклоном градусов в 40, суживающуюся вверх, к вершине, и сверху донизу закрыт фирновым полем. Уступы, трещины и навесы, образующиеся на этом поле, свидетельствуют не только о большой его крутизне, но и о значительной мощности фирна. Таким образом, этот склон Иикту оказывается максимально заснеженным, несравненно больше, чем склоны обращенные к Талдуре. Иикту — одна из тех вершин Алтая, где влияние экспозиции по отношению к солнцу и к воздушным течениям проявляется весьма наглядно и дает типичные случаи накопления снегов при очевидном также влиянии условий рельефа. Характерные условия накопления снега и фирна в данном случае следующее:

1. Экспозиция навстречу влажным ветрам при достаточной высоте, ширине и при средней крутизне склона.
2. Некоторый поворот склона к северу, уменьшающий инсоляцию.
3. Отсутствие мульды, очень открытый плоский склон.
4. Не сплошной склон хребта, а ограниченная наклонная поверхность на склоне отдельной выдающейся вершины.

К сожалению не представляется возможным проанализировать взаимодействие указанных условий. Надо считать принципиально важ-

мой задачей будущих ледниковых исследований осуществление всестороннего анализа условий накопления снегов на ряде конкретных типовых случаев.

С этого склона и притом от самых верхних точек Иикту и начинается правый поток главного ледника Кара-айры. Поток направляется на запад, постепенно выполаживается и поворачивает вправо на северо-запад и дальше вплоть до северного направления. С главного хребта к западу от Иикту собирается второй поток, имеющий прямое направление на север. Фирн скапливается в бассейне вогнутой формы под седловиной хребта с не очень крутыми склонами и не очень высокими вершинами по сторонам. Еще западнее, т. е. с левой стороны по течению ледника, с эффектной зубчатой вершины дополнительно спускаются разорванные полосы фирна. Общее протяжение сплошь заснеженных склонов над ледником достигает по крайней мере 4 км, причем нет резкого видимого разделения потоков. Характер покрытия склонов снегом здесь является примером того случая, свойственного именно затененным склонам, когда наличие отдельных фирновых потоков маскируется общим обилием снега.

На высоте 2 700—2 800 м ледник образует пологое поле, шириной до 1 км, а затем делает крутой уступ, где видны и обнажения скал и отвесные стенки еще непрозрачного льда. Ниже уступа пологий язык ледника имеет еще длину около 1 км при ширине метров в 400. Он разделяется средней мореной на 2 части. Левая часть кончается некрутым ледяным скатом на высоте 2 450 м, правая — несколько выше, метров на 20. Конец ледника заснят буссолью и рулеткой и зафиксирован по большим камням у левой части. Длину ледника по правому потоку можно оценить в 5 км, по прямому — в 3 км. Средняя высота ледника получается около 2 850 м. Снеговая линия, определенная по методу Рейда, оказалась несколько ниже — около 2 800 м.

Ниже ледника располагается площадка длиной, примерно, в 500—600 м, и на ней можно заметить целую систему молодых моренных валов, окаймлявших прежнее (недавнее) положение ледника. Всего можно отметить 5 таких валов: 1) у самого ледника; 2) 140 м от ледника; 3) 200 м от ледника; 4) 270 м от ледника; 5) 450—500 м от ледника. Морены небольшие, высотой 2—3 м, состоят частично из окатанного, частично из неокатанного материала, мелкого и средней величины. Растительность появляется на 5 валу. Он непосредственно примыкает к 6-й морене с отдельными молодыми лиственницами. Последняя морена частично покрывает скалы, в узком каньоне между которыми уходит с площадки поток Кара-айры.

На середину предледниковой площади с правой стороны выходит еще поток из правой боковой долины, лежащей на 200 м выше площадки. Он питается 2 ледниками, залегающими в самом начале Поперечного хребта: долиннокаровым ледником на дальних склонах Иикту с северо-западной экспозицией (длина 2 км) и долинным ледником под первой вершиной того же хребта. Экспозиция последнего на ЗСЗ, длина 3 км, конец приблизительно 2 700 м. Оба ледника круты и сильно разорваны трещинами.

С левой стороны от главного ледника помещаются:

1. Каровый ледник, отделенный от главного лишь тонкой скалистой перегородкой; недавно соединялся с главным. Длина — 1,5 км; высота южной — 2 650 м.

2. Еще каровый ледник длиной в 1 км.

3. Висяче-долинный ледник длиной в 2 км. Интересен его продольный профиль: крутой фирновый поток, пологое поле, круто повисший конец.

Всего в правом истоке Кара-айры, ближайшем к Иикту, имеется 6 ледников с общей площадью до 8 кв. км. Следует отметить, тесное расположение этой системы ледников, особенно левых, которые разделяются лишь неширокими скалистыми перегорodkaми. Следует отметить также отсутствие очень маленьких ледников.

Речка Кара-айры, начиная от предледниковой площадки, уходит в скалистый каньон в 70—100 м глубиной на дне узкой троговой долины, а через 3 км выходит на новую площадку (2 050 м), куда приходит с юга второй исток Кара-айры или Малая Кара-айры.

В отличие от Большой Кара-айры эта речка подходит к площадке слияния в глубокой долине с плоским дном; сколько-либо заметного уступа в нижнем конце долины не образуется. В 2,5 км от площадки слияния постепенно поднимающаяся долина-трог упирается в 250-метровый уступ, над которым на высоте 2 400 м веерообразно разветвляется верхний бассейн истоков реки с ледниками. Этот бассейн похож по конфигурации на бассейн Б. Талдурина ледника: к центральной площади, заваленной моренами, с разных сторон направляются ледниковые потоки, впрочем ее не достигая. Также получится и с Талдуриным ледником, если он, деградируя, разделится на отдельные потоки.

Верхний бассейн М. Кара-айры окружен с юга дугой главного хребта, с боков еще поперечными отрогами, а в общем получается протяжение высоких гребней в 10 км, с которых радиально спускаются 6 ледников.

Самый крупный из них — крайний правый, т. е. восточный. Он имеет по бокам высокие снежные вершины, причем вершина правой стороны другим своим склоном должна относиться к первому истоку Кара-айры. Ледник спускается ровным пологим потоком шириной сверху в 1 км, внизу — 300 м, а длиной в 4—5 км. В тылу ледника — гребень по водоразделу с Ясатарем, во всяком случае невысокий, почти или совсем сходящий на-нет. Однако ледника переметного в сторону Ясатера не известно. Конец ледника находится на высоте 2 550 м, а рядом лежит небольшое озерко. Средняя высота ледника может быть оценена в 2 850 м, что должно близко соответствовать высоте снеговой линии.

Следующие к западу ледники — каровый и долинно-каровый — оба небольшие; на них удалось отметить начало морен, которое оказалось на высоте 2 800 м.

Четвертый и пятый ледники более значительны, до 3 км длиной, они могут быть отнесены к висяче-долинному типу, имеют неправильную форму с уступами на невыработанном ложе и частично асимметричное боковое питание. Это — типичные остатки большого ледника, потерявшие связь с крупной формой рельефа в виде общего цирка, но не выработавшие своей формы рельефа, соответствующей современному состоянию ледников.

Наконец, на боковом отроге слева от последнего ледника есть еще один или два малых висяче-каровых ледника.

Все это значительное оледенение образуется под вершинами в 3 200—3 500 м высотой, но при отсутствии в хребте значительных пони-

жений. Прилегая непосредственно с запада к оледенению Талдурунскому, оно имеет черты, обособляющие его достаточно резко по целому ряду признаков: 1) меньшая абсолютная высота хребта, но при одинаково благоприятных условиях рельефа; 2) одновременно некоторое снижение снеговой линии, заметное вполне отчетливо; 3) размеры оледенения резко уменьшены. Уменьшение размеров оледенения объясняется по следующей схеме: абсолютная высота гребней, питающих ледники, снижена по сравнению с Талдурой метров на 250—300, снеговая же линия снижена на 100—150 м; «положительная разность оледенения» при этом уменьшается очень заметно, а это и влечет за собой уменьшение размеров оледенения.

В качестве четвертого отличия можно указать, что, по сравнению с Талдурунским ледником, ледники Кара-айры находятся в более глубокой фазе или стадии деградации оледенения. В этом отношении особенно напрашивается сравнение Талдурунского ледника с ледниковым бассейном Малой Кара-айры. С этим в связи находится и пятое отличие, заключающееся в изменении типа (может быть точнее — разновидности) ледников. Преобладающим типом здесь надо считать небольшие долинны ледники, имеющие тенденцию дальнейшего перехода в каравую или висяче-каровую форму. Такой именно результат должен иметь место при разделении на отдельные потоки Талдурунского ледника, в соответствии со строением его общего цирка.

В заключение необходимо оговориться, что посетить истоки Кара-айры автору пришлось в сентябре месяце 1940 г. при снежной и туманной погоде, что в чрезвычайной степени затрудняло осмотр местности.

От слияния истоков до устья Кара-айры — около 12 км. Долина, шириной метров в 500, имеет крутые склоны, где лес чередуется с полосою осей. На дне долины обширные поля свежего галечника сменяются старыми моренами и флювио-гляциальными отложениями, заросшими густой чащей ели, кедра и лиственницы. Сколько-либо значительных правых притоков Кара-айры не имеет. Высокий хребет этой стороны со скалистым гребнем наверху, как уже было сказано, здесь почти бесснежен. Все же в нижнем небольшом притоке есть ледничок, повисший на северном склоне острой вершины.

С левой стороны в 5 км от Карагема Кара-айры принимает значительную речку Осту-айры, текущую почти в такой же глубокой долине, как и Кара-айры. Осту-айры имеет обширный бассейн и разветвленную систему истоков, отнесенную к главному хребту, но исследовать их пока не удалось. Надо полагать, во-первых, что оледенение главного хребта, во всяком случае, не обрывается в истоках Кара-айры, а распространяется и западнее, несмотря на некоторое понижение хребта; во-вторых, что оледенение там представлено следующей далее (по сравнению с Кара-айры) ступенью деградации, т. е. ледничками, сжимающимися в карах, или малыми висячими.

Имеют значительные высоты (до 3 000 м) и достигают снеговой линии горы по сторонам нижнего течения Осту-айры на водоразделе с Кара-айры (с правой стороны) и с Карагемом (с левой стороны). Здесь, в двух нижних притоках Осту-айры, правом и левом, имеется по два ледника каровых форм, но значительной крутизны, некоторые сведения о которых даются в общих таблицах. В целом в системе Кара-айры найдено автором 18 ледников, причем основное оледенение приурочено к главной линии хребта, но не связывается обязательно с особо выда-

ющимися вершинами: если главный ледник Кара-айры питается, да и то отчасти, склоном Иикту, то, с другой стороны, значительный самый западный ледник питается снегами вершины высотой лишь в 3 300 м. Раньше уже указывалось, что при переходе через перевал Иолдо можно заметить резкую разницу в ландшафте между лесистой Карагемской стороной и полупустынями Чеган-узуна. Как мы теперь видим, обнаруживается различие ландшафта и в зоне оледенения: деградация оледенения в истоках Кара-айры делает одну лишнюю ступень по сравнению с истоками Талдуры. Но различия в характере оледенения получили при этом, так сказать, противоположный характер по сравнению с изменением общего ландшафта при переходе через перевал Иолдо.

Оледенение крайней западной части Южно-Чуйского хребта

В 8 км ниже Кара-айры в Карагем впадает еще один значительный приток с глубокой долиной, тыл которой загнут далеко на запад. Этот приток совершенно не исследован. Между ним и Кара-айры на передовых вершинах есть фирновые поля и возможно наличие ледников, из которых течет в Карагем небольшой ключ крутой долины.

Наконец, в нижнем течении Карагема с левой стороны есть еще по крайней мере 6 коротких и крутых левых притоков. Характерно, что их короткие долины вверх не доходят до главной линии хребта, т. е. до водораздела с Ясатером, а начинаются на высоких передовых гребнях. Дело в том, что, как уже указано, в этой крайней западной части Южно-Чуйский хребет разделяется на две параллельных ветви долиной Карасу и верхней долиной нижнего большего притока Карагема. Северная из них упирается в Аргут, как раз против восточного конца Катунского хребта. В сторону Карагема она обрывается скалами и осыпями на крутых склонах, увенчанных вершинами до 3 200 м высотой и расчлененных короткими долинами. Есть и фирновые поля с небольшими ледничками. Таких полей из долины Карагема можно видеть всего 7. Более определенно можно сказать про третий сверху приток, тотчас ниже сужения долины Карагема, который берется из широкого висячего ледника с 3 языками. В следующем притоке имеется еще 2 висячих ледника, из которых один достигает длины до километра. В еще следующем притоке (третьем после сужения долины) видны еще два фирновых поля и можно отметить наличие небольших ледников.

Таким образом, только на передовых гребнях левой стороны Карагема ниже Кара-айры отмечено 8 фирновых полей, главная же линия хребта осталась неосмотренной вовсе; вероятно, и она имеет то или иное оледенение.

Наконец, кроме ледников в левых притоках Карагема, один более значительный ледник отмечен в верховье Карасу, притока Аргута, который можно отнести к небольшим долинным (длина 2 км). Он относится к южной ветви хребта и залегает на склонах самой высокой здесь вершины (3 400 м) на западном конце хребта.

Этими приведенными данными исчерпываются главные сведения об оледенении запада Южно-Чуйского хребта. Отдельно в главе о снеговой линии будет рассмотрен вопрос о ее высоте и для этой части хребта. При всей неполноте имеющихся сведений можно говорить о вновь открытом районе оледенения горного Алтая с рядом интересных особенностей.

Прежде всего надо отметить большое общее протяжение гребней, имеющих оледенение. Если главная линия хребта имеет протяжение около 30 км, то с основными отрогами получается уже около 100 км. По всей этой области встречаем высоты порядка 3 200—3 500 м, дающие, хотя и небольшое, оледенение, причем большей частью высокие гребни значительного протяжения. Особо выдающиеся вершины не свойственны главной линии хребта, скорее можно отметить такие вершины на отрогах, например, по правую сторону Кара-айры. Оледенение, повидимому, распространено по всей системе хребтов от Карагема до Ясатера и от Иикту до Аргута. На 12 км западнее Иикту главная линия хребта сплошь занята ледниками средней величины. Надо полагать, что дальше на запад, при постепенном понижении хребта, оледенение должно быть представлено различными формами малых ледников.

Таким образом, надо отметить следующий результат новых исследований в западной части Чуйского хребта: если в исследованиях Б. и М. Троновых в 1926—33 гг. было обнаружено повсеместное широкое распространение ледников по Катунскому хребту, то теперь сюда приключается и Западная часть Чуйского хребта. Иначе говоря, теперь весь Катунско-Чуйский хребет с его основными отрогами представляет область развития и распространения современного оледенения в его различных типах и формах проявления. К сожалению надо констатировать остающуюся почти полную неисследованность крайнего запада хребта, от истоков Осту-айры до Аргута: Имеются лишь сведения о наличии отдельных ледников, но нет, например, измерений высоты снеговой линии, не прослежена и главная линия хребта. Заполнить этот пробел нужно не только для полноты картины современного оледенения Чуйских Альп, но и для решения общих вопросов о физико-географических условиях оледенения на Алтае.

Оледенение южных склонов Южно-Чуйского хребта

Крайний восток Южно-Чуйского хребта, как уже отмечалось, отличается сложной орографией южной стороны. В связи с большой извилистостью главной водораздельной линии стоит появление параллельной южной ветви, которая начинается на западе от истока Елангаша и протянулась почти прямо на восток до истока Тархатты, то есть почти на 20 км; она отделяется от главного водораздела долиной речки Тара (приток Ясатера) и представлена высотами в 3 200—3 400 м.

Южные склоны главного хребта и северные склоны ветви обрываются к долине Тара, южные ее склоны — к Ясатеру весьма круто, так как реки протекают недалеко от линии хребтов. Судя по изображению рельефа на карте, удобные для оледенения места в виде цирков средней величины имеются почти только на северном склоне ветви, помимо того, что вся долина Тара могла бы быть ледниковым вместилищем. Сведений о наличии ледников нет, лишь Сапожников упоминает о снеговом поле на правом склоне долины Тара недалеко от перевала Елангаш. Возможно, что их не окажется вовсе по причине сухости климата и высокого положения снеговой линии при недостаточной высоте самих хребтов.

Далее на запад склоны Южно-Чуйского хребта круто опускаются к Ясатеру, который протекает на расстоянии 13—15 км, а разница высот между хребтом и долиной достигает 1 500—1 800 м.

Значительная часть этого расстояния занята покатым неровным на-

горным плато, расположенным перед линией хребта близ границы леса или несколько выше и круто спускающимся в долину Ясатера. Иначе говоря, отроги хребта, сниженные и уплощенные, как бы соединяются здесь в общую ступень вдоль хребта, промежуточную ступень спуска от линии хребта до долины Ясатера. Наиболее ровная поверхность плато развивается ближе к западному концу хребта, к западу от большого притока Ясатера, речки Мён. Вообще же ступень расчленена довольно сильно целым рядом более или менее глубоких долин правых притоков Ясатера, а также долинками и ложбинами второстепенных ручьев. Всего можно отметить здесь до 8 речек, текущих с хребта в Ясатер, и выделяются 3 более глубокие долины, а именно: 1) речки Чулаги, истоки которой находятся против ледника Софийского на северной стороне и еще несколько восточнее; 2) Кальдженака — против восточной части ледника Талдурина; 3) реки Мёна или Курбун-су, соответствующие западной части Талдурина ледника и части истоков Кара-айры.

Последняя речка Мён имеет особенно глубокую долину, разветвленную систему истоков и важное значение для пополнения вод Ясатера. К линии хребта истоки речки близко подходят глубокими трогами и частью расширенными цирками, которые разделены между собой сравнительно невысокими скалистыми перегородами. Таким образом, пространство непосредственно перед линией хребта занято самими истоками реки, довольно широко раскинутыми на сравнительно низких, но неодинаковых уровнях порядка 2 400—2 500 м, и небольшим числом коротких скалистых гребней. Эти гребни — перемычки, частично разрушенные, на небольших расстояниях от хребта (порядка 3 км) смыкаются с массивами, высотой в начале около 3 000 м, которые расширяются плоскими формами, разделяют и сжимают долины главных рек и сами образуют ветвления и второстепенные долины. Гнейсы главного хребта, как и на севере, здесь сменяются сланцами.

Удаляясь от хребта, эти отроги быстро теряют высоту, расходятся увалами, сливаясь с поверхностью нагорного плато, причем менее глубокими становятся долины рек, притоков Ясатера, а над долиной самого Ясатера не образуется высоких передовых вершин. Долина Ясатера в этом отношении совсем не похожа на ущелье Карагема. Но некоторое сходство в общих чертах рельефа можно отметить при сравнении с Укожом и истоками Алахи.

Максимальные высоты у вершин между хребтом и Ясатером достигают всего лишь около 3 000 м, да и то в очень немногих точках. Второстепенная роль отрогов в рельефе южной стороны хребта бросается в глаза при взгляде на хребет издали, например, из долины Коксу Аргутской: крутыми скалами и ребрами с полосами снега далеко падают вниз открытые склоны хребта; передовые его отроги совершенно не загораживают вида, как то имеет место при взгляде на хребет с севера.

Ясно, что современных ледников нет совсем на отрогах южной стороны, на них нет даже свежих каровых форм, свидетелей недавнего оледенения. Небольшое оледенение южной стороны хребта привязано исключительно к главной его линии. При этом большие трог уже давно освободились от ледников и их остатки подняты на склоны, на более высокие уровни.

Вдоль всей линии хребта развивается непрерывный ряд каров южной и почти южной экспозиции, повисающих над сравнительно углубленными верхними долинами рек. Многие кары разработаны до

крупных размеров, имея ширину порядка 1 км и длину (перпендикулярно к хребту) до 2 км; при этом стенки их могут достигать очень большой высоты (800—1 000 м) именно в тех случаях, когда кары помещаются под главными вершинами хребта. Но развитие оледенения не определяется только наличием таких каров: оледенение внутри каров сильно деградирует и не все кары заполнены ледниками или даже оледенелыми полями. С другой стороны, имеются и миниатюрные леднички, так сказать, прилипшие к склонам во впадинах широких, открытых и слабо углубленных или же, наоборот, в расщелинах между ребрами скал — в обоих случаях без выработанных каров.

Начиная с востока, наличие оледенения в правых притоках Ясатера характеризуется следующим образом.

В одном из верхних притоков Ясатера издали отмечен малый вишье-каровый ледник — открытое оледенелое скопление на немного вдавленном склоне вершины.

Притоки, соответствующие Кара-оюку на севере, не имеют оледенения. Истоки их представляют болотистые котловины с холмами и озерами, ограниченными узкими скалистыми гребнями. На склонах попадаются пятна снега, нигде не переходящие в ледники.

Несколько западнее, то есть против ледника Софийского, залегают истоки более значительной речки, под названием Чулага, с тремя ледниками. Восточный исток с мутноватой водой залегает в тесном цирке между высокими скалистыми, малоснежными гребнями, очень типичными для южного склона хребта, при том сложенного твердыми породами. В западной части цирка под высокой вершиной обособляется кар, сравнительно более затененный, из него спускается в юго-восточном направлении, более или менее параллельно линии хребта, ледниковый язык, получающий неровную поверхность, вероятно потому, что выступы скал ледникового ложа не сглажены недостаточным мощным слоем льда. Неровным является и край ледника, стесненный утесами и нагромождениями морен. С левой стороны над ледником повисло толстым языком фирновое поле, обрушивающееся на ледник. Оно заполняет округлую, в виде полуворонки, впадину под самым верхом хребта довольно значительных размеров, диаметром метров в 500. Здесь только вырабатывается кар, лежащий ступенью выше над поверхностью ледника, но, пожалуй, по причине прочности горной породы, нет признаков быстрого хода этого процесса.

В длину ледник имеет более километра и оканчивается на высоте около 2 800 м. Это — один из более значительных (сравнительно) ледников южного склона хребта; площадь его может быть оценена в 1 кв. км, он может быть причислен по конфигурации к долинному типу.

Ниже ледника долина на 1,5 км заполнена валами старых морен, пополненных еще осыпями с крутых склонов. Река совершенно скрыта здесь под камнями.

Правый, западный, исток Чулаги начинается в главном хребте около двух выдающихся вершин. Восточная стоит между двумя истоками реки, она же питает описанный выше ледник. На юго-запад от нее, на отроге между двумя истоками Чулаги, образуется замкнутая впадина, где было видно (неполностью) оледенелое поле; с уверенностью можно отметить небольшой каровый ледник. Ключ, вытекающий из него, имеет мутноватую воду.

Западная вершина с широким снежным полем впереди имеет вид

при взгляде с юга правильной усеченной пирамиды, а, если смотреть с запада, кажется острым шпилем. Повидимому, эта вершина есть вершина Брат Софийского ледника. Снеговое поле залегает на очень открытом южном склоне крутизной градусов в 40 и сопровождается небольшим вдавлением склона; внизу есть морены. Размеры его в конце июня 1914 г. были довольно значительными: длина до 1 км или несколько больше, ширина в 0,5 км. Каковы были бы размеры этого поля в конце лета, сказать трудно. Вполне вероятно, что оно скрывает под собой и устойчивый ледничок, но гораздо меньших размеров. Это поле с одной стороны представляет остаточный ледник, питавший ранее древний Чулагинский ледник, с другой стороны, оно же может оказаться началом формирования нового ледника.

Между вершинами образуется резко сниженное седло—может быть, результат глубокого врезания кара, круглого с крутонаклонными стенками, общая форма которого, пожалуй, ближе всего напоминает воронку. Кар хорошо заполнен фирном, в узком выходе образуется ледопад и затем лед растекается неровным слоем на приступке уже невысоко над верхней долиной реки. Ледник имеет боковые и конечную морены. Длина его — около 1,3 км, площадь, вероятно, близка к 1 кв. км. В этом миниатюрном леднике интересно сочетание трех форм накопления и движения льда, которые свойственны обычно ледникам крупным.

Два истока Чулаги, соединившиеся вместе, дают значительный поток, метров до 15 в ширину. Некоторое время он течет по плато, а затем круто спускается к Ясатеру.

Следующая к западу, небольшая речка Кальдженак своим тылом сходится с восточной частью Талдурина ледника. Берется она из двух миниатюрных ледничков карового типа, приютившихся во впадинах между скалами. Самым большим притоком Ясатера является речка Курбун-су или Мён. Его обслуживает та часть Чуйского хребта, которая на севере питает средний и западный потоки Талдурина ледника, а также значительную часть истоков Кара-айры. Одним словом, истоки Мёна обширны, по хребту занимают протяженне в 14 км, причем более западная часть их, значительно обособленная, может быть выделена в виде правого притока.

Собственно в истоках Мёна центральное положение занимает высокая вершина в форме пирамиды с тонким и острым шпилем рядом; это — Иикту. К востоку от нее поместилась широкая вершина пониже, раздвоенная сверху, без сомнения Ольга. К западу от Иикту — сниженный гребень, зубчатый сверху. Под этими вершинами находятся 6 впадин, разделенных узкими и короткими скалистыми гребнями.

Наибольший ледник лежит в крайней к западу впадине. Он имеет около 1 км в ширину и столько же в длину и у нижнего конца раздвоен скалистым выступом. Дальше по величине следуют ледники в 4-й (под Иикту), 2-й и 5-й впадинах; 1-я и 3-я (считая с востока) впадины содержат малые оледенелые скопления, условно причисляемые к ледникам.

Впадины на склонах, служащие вместилищами ледников, довольно обширны и особенно отличаются шириной. Например, под Иикту впадина имеет около 1,2 км в ширину при 1,8 км в длину, т. е. перпендикулярно к хребту, а под вершиной Ольга она имеет ширину даже большую, чем длину. Они кажутся очень открытыми спереди не только по причине большой ширины, но и потому, что поперечные гребни много

ниже главного хребта и особенно его вершин. Поперечные гребни расположены несколько наискось к хребту в направлении к юго-востоку, так что правая сторона впадин является несколько затененной, зато над левыми сторонами их частично поднимаются более высокие вершины главного хребта.

Каждая впадина по конфигурации представляет один кар, широкий, с высокой задней стенкой и сниженными боковыми, но не вполне симметрично построенный, со сравнительно плоским дном при очень резком переломе от дна к крутым стенкам, с преобладанием на последних скал, но не осыпей.

Все вместе кары образуют неширокий приступок между гребнем хребта и верхним трогом реки, разделенный перегородками на части.

Главное питание ледникам дают несомненно горные великаны, стоящие в тылу каров, но отчасти может быть и затененные правые склоны (не были видны). Наибольшее значение должны иметь лавины, так как отдельные полосы и пятна снега в расселинах скал в целом создают лишь небольшую степень заснеженности склонов и едва ли могут обеспечить достаточно большое постоянное движение снега вниз. При таких условиях только у подножья вершин образуются неширокие сплошные полосы скопившегося фирна, днища же каров заполняются неровным слоем льда, но в весьма различной степени: крайний западный кар заполнен весь, под Ольгой конец ледника сильно отошел от спуска в долину, а в некоторых впадинах только у подножья вершин, ближе к стенкам, сохранились массы льда. Нижние края ледников везде представлены неровным бордюром, сжатым среди морен.

Ледники оканчиваются на высотах около 2 700—2 800 м и ссыпают вниз длинные языки морен, в глубокую котловину, на дне которой собирается река Мён.

В правом притоке Мёна, кроме указанных выше ледников, есть еще два миниатюрных ледничка, залегающих в углублениях между скалами, не принявших типичной формы каров, под не очень высокой вершиной в 3 420 м. Отнести эти леднички надо все же к типу каровых, хотя хорошо выработанных каров они и не имеют. Сделанная характеристика относится главным образом к 4—5 ледникам около Инкту и Ольги. Шестой, западный ледник Мёна, самый большой и хорошо заполняющий двойной открытый кар, залегает под менее высокими вершинами и сильно сниженными седловинами в тылу. Может быть, именно меньшее развитие высоких скалистых стен, сильно нагреваемых солнцем, оказывает здесь положительное влияние.

В целом Мён или Курбун-су является наиболее ледниковой из всех речек, текущих с южного склона хребта. Тем не менее общая поверхность оледенения здесь совсем невелика и все 6 ледников Мёна дают в сумме лишь около 3 кв. км площади. Речка Мён однако производит впечатление типичной ледниковой реки: в жаркое летнее время — это значительный и совершенно мутный поток с желтовато-молочным, со слюдяными блестками, цветом воды.

Еще западнее Мёна на линии хребта собирается еще небольшая речка Эль-Арка, имеющая довольно разветвленную систему истоков на протяжении до 12 км по линии хребта. Впадает она уже не в Ясатер, а в Аргут, недалеко от устья Ясатера. Хребет здесь заметно снижен и частично теряет альпийские формы. Ледников не обнаружено вовсе.

Всего на южном склоне хребта обнаружено 12 ледников с общей

очень малой площадью в 7 кв. км. Присоединяя сюда условно еще три оледенелых поля — два в истоках Мёна и одно в истоке Чулаги — получим всего 15 ледников с площадью близкой к 8 кв. км. Возможно, что есть еще не открытые ледники, но и их добавление может лишь очень немного увеличить указанную площадь оледенения.

Крайний запад и восток хребта, где на северных склонах хребта еще есть ледники, здесь лишены оледенения вовсе. Однако, четкой зависимости между абсолютными высотами хребта и развитием оледенения на южной стороне не наблюдается. Так, например, в истоках Мёна главные ледники расположены к западу от Иикту, где хребет снижен; сосредоточения ледников около главных вершин (Иикту, Ольга) нет.

Едва ли можно говорить также о сколько-либо четкой зависимости расположения ледников от общих климатических условий и их изменения вдоль хребта. Правильнее всего сделать тот вывод, что наличие и сохранение отдельных ледников зависит от комплекса узко местных условий, абсолютной высоты, рельефа и микроклимата. Оледенение южного склона в целом не представляет сохранившейся системы ледников, какую мы видим, например, на северном склоне. Система оледенения, подчиненная общим климатическим и орографическим условиям, утратилась в процессе интенсивной деградации ледников, более интенсивной, чем на северном склоне.

С того момента, когда происходит разделение больших ледников на малые и между ними утрачивается связь, в качестве факторов большей или меньшей устойчивости отдельных ледников выступают комплексы микроусловий. При этом, чем дальше развивается процесс деградации, тем сильнее проявляются именно такие узко местные условия по сравнению с общими закономерностями, определяющими степень развития оледенения. Именно такую картину мы и имеем сейчас на южном склоне Южно-Чуйского хребта.

В связи с этим трудно здесь характеризовать и снеговую линию как общий показатель оледенения, несмотря на то, что кары с ледниками (главные кары) лежат, примерно, на одной и той же высоте. Отступление и сокращение ледников, приводящее местами к полному их уничтожению, имеет целый ряд наглядных признаков на южной стороне хребта. При наличии вдоль хребта, можно сказать, сплошного ряда каровых форм, лишь в некоторых из них имеются хорошо сохранившиеся ледники. Внутри каров замечается стремление ледников сократиться, остаться под одной из стенок кара, более высокой или более затененной; получается частично асимметричное (под склонами Иикту, Ольги) заполнение каров ледниками. Склон Иикту в 1200 м высотой почти обнажен от снега, а внизу скапливается масса льда на высоте около 3000 м.

В некоторых случаях во впадинах сохраняются лишь остаточные оледенелые поля, в значительной степени засыпанные каменным покровом, которые уже нельзя отнести к категории активных ледников. Некоторые кары являются совсем «пустыми».

Развитие морен (например, у ледников Мёна) весьма велико. Языки морен, формой похожие на ледники (может быть и содержащие частично некоторые массы льда) выползают из каровых впадин и свисают по склонам на подобие ледниковых языков. Причина здесь в крутизне и высоте склонов над карами, и эти морены лишь подчеркивают несоответствие каров с современными остатками ледников; в качестве при-

мера можно указать третий с востока кар Мёна. Без нового осмотра местности трудно сказать, в какой степени отложения этих морен связаны или были связаны с движением самих ледников, и в какой степени имеет место самостоятельное перемещение материала. Форма отложений говорит все же скорее о том, что это есть настоящие морены.

Само собой разумеется, что у некоторых снежнофирновых полей должен совершаться процесс углубления и развития новых каровых форм на более высоких уровнях, чем имеющиеся большие кары, но таких полей можно насчитать немного: всяче-каровое скопление фирна над главным ледником Чулаги, снежное пятно на склоне усеченной вершины в правом истоке Чулаги, скопление снега на уступе на склоне Ольги над ледником, сюда же, может быть, можно отнести 2 ледничка Кальдженака. В целом эти фирновые скопления не меняют всей картины остаточности оледенения южного склона хребта. Здесь не может быть разрешен вопрос о происхождении тех довольно крупных форм рельефа, какие представляют из себя кары Мёна, но, во всяком случае, во время вюрмского оледенения они были мощными вместилищами фирна, питавшими ледники Мёна, причем размеры могли иметь меньшие, но не большие, чем сейчас. Эти формы сохранились при всех последующих колебаниях оледенения без образования новой системы каров и сейчас решительным образом влияют на характер современного оледенения и на фактическую высоту снеговой линии.

Подобные системы больших каров мы встречаем во многих местах на Алтае, но здесь бросается в глаза, что они низко опущены под вершинами хребта. Достоин удивления, что на очень значительном протяжении высоких тысячметровых склонов не находится условий для формирования новой системы каров, на высоте, более соответствующей нормальному положению снеговой границы.

Сделанное только что заключение об остаточности ледников южного склона Южно-Чуйского хребта не должно рассматриваться как прогноз их быстрого исчезновения, так как лавинное питание с высоких склонов может быть достаточно обильным и «остатки» ледников могут оказаться устойчивыми даже при неблагоприятных климатических условиях. В связи с этим надо сделать следующее замечание. Сапожников в 1897 году при восхождении на хребет к западу от Иикту отметил внизу под скалистыми стенками хребта наличие ледника р. Мён. Б. и М. Троновыми в 1914 году в соответствующем месте отмечено лишь оледенелое скопление снега. Нет ли здесь быстрого исчезновения ледника? Но такого заключения без детального осмотра местности сделать нельзя, так как Сапожников не приводит никакого описания ледника, а при осмотре с южной стороны эта впадина не была видна полностью.

Имея в виду сделанную характеристику остаточности оледенения южного склона и его связи со старыми карами, надо признать особенно интересным определение здесь высоты современной снеговой линии. Ледники Мёна являются наиболее типичными для оледенения южной стороны хребта, а очень ровный ряд каров с ледниками, хотя частично и находящимися на грани исчезновения, представляется как будто очень благоприятным для указанной цели. К сожалению, в свое время (1914 г., конец июня) автором вместе с Б. В. Троновым не были учтены все различные интересные стороны вопроса. Не было сделано восхождений на ледники, а также соответствующих угломерных определе-

ний для характеристики высотного положения каров и ледников и лишь очень приближенно отмечено положение концов ледников. К сожалению, и трехверстная карта не дает возможности надежного определения высоты положения каров (ледники не нанесены вовсе), так как налицо весьма крупная ошибка в отметке высоты Иикту. Таким образом, впредь до новых исследований можно иметь лишь приближенное суждение о высоте снеговой линии на ледниках Мёна, и оценить ее, судя по положению ледников, можно в 2 900 м.

Наблюдателю резко бросаются в глаза обрывистые, высокие, но малоснежные склоны Чуйских великанов, а под ними кары с ледничками, расположенные сравнительно низко. Снеговая линия здесь оказывается не выше, а может быть даже ниже, чем на больших ледниках северного склона. Существование ледников надо связывать с их лавинным питанием, хотя, впрочем, остается неясным, велика ли здесь роль снега, выпадающего на самую поверхность ледников. Низко расположенная снеговая линия на ледниках, таким образом, должна образоваться вопреки общим климатическим условиям, в соответствии с уровнем подножья вершин, куда скатываются с них лавины.

При таком заключении вполне понятной становится значительная водоностность речки Мён, несущей много воды в теплые солнечные дни. Эти малые ледники весьма активны, они много получают снега и сильно тают. Вместе с тем они много получают камней со склонов и образуют большие морены, только эта последняя черта активности в большей степени должна быть отнесена к характеристике самих каров. Но эта активность отдельных ледников не изменяет однако бросающейся в глаза общей слабости речных потоков — правых притоков Ясатера, которая соответствует малой степени заснеженности южного склона хребта и общей слабости оледенения. Снеговая линия, сниженная на отдельных ледниках, не показательна для общего развития оледенения по всему склону.

Возникает вопрос о возможности определения более нормальной высоты снеговой границы, в большей степени соответствующей общим климатическим условиям южного склона хребта. Если для этой цели использовать отдельные оледенелые пятна и леднички, лежащие выше, чем ледники Мёна, и уже указанные выше, то получится высота близкая к 3 200 м. Эта цифра кажется более соответствующей климатической обстановке южного склона, чем полученная выше цифра 2 900 м, которая, впрочем, должна быть ближе к истинной к западу от Иикту. Но при этом нельзя забывать, что речь идет лишь об отдельных, немногих оледенелых скоплениях, устойчивость и постоянство которых отнюдь не является доказанным, и что снеговая линия реально вдоль хребта не выражена. Приведенная цифра 3 200 м является не только приближенной, но и условной высотой снеговой линии для наиболее высокой части Южно-Чуйского хребта. К этому вопросу, существенно важному для понимания условий оледенения на многих участках хребтов Алтая, еще придется вернуться в теоретических главах книги.

Общие данные об оледенении Южно-Чуйского хребта

В помещаемой ниже табличке приводятся общие сводные данные, характеризующие оледенение Южно-Чуйского хребта и, в частности, распределение ледников по склонам и отрогам хребта.

	Северный склон	Отроги северно- го склона	Южный склон	Всего
Общее число ледников . . .	30	71	15	115
Общая площадь оледенения . (в кв. км)	72	55	8	136
Число ледников долинных . .	17	14	2	33
Их площадь	63	25	2	90
Число ледников малых форм .	13	57	13	83
Их совместная площадь . . .	9	31	6	46

Рассматривая таблицу по строкам, получим распределение ледников по склонам и отрогам, а рассматривая ее по столбцам — характеристику отдельно северного склона, его отрогов, и склона южного. Численные показатели оледенения сразу указывают на то, что оледенение Южно-Чуйского хребта есть в основном оледенение только северной его стороны, но не только главной линии хребта, но почти в равной степени и отрогов, только на последних ледники гораздо мельче, а число их больше, чем на главном хребте, где сосредоточены ледники крупные.

Если дополнительно выделить ледники наиболее крупные, спускающиеся в значительные долины, действительно ледники I разряда, то таких окажется всего 9 с площадью в 55 кв. км, причем только два из них с общей площадью в 9 кв. км относятся к отрогам. Такая картина представляется вполне естественной, соответствующей большему развитию северных отрогов и аналогичной распределению оледенения в хребте Катунском. Можно подразделить также и малые ледники на две основные категории, именно висячих и каровых ледников, не выделяя дополнительных форм. Оказывается, что оледенение той и другой формы развивается в одинаковой степени: ледников каровых имеется всего 36 с площадью в 22 кв. км, а висячих — 45 с площадью в 20 кв. км. Этот результат демонстрирует некоторое отличие оледенения Южно-Чуйского хребта от оледенения Южно-Алтайского или Катунского хребтов, где явный перевес имеют именно каровые ледники, и стоит, конечно, в связи с особенностями рельефа: в Южно-Чуйском хребте и особенно в системе его отрогов много высоких вершин и гребней со склонами не чрезмерно крутыми, но кары развиты слабее, чем, например, в Катунском хребте.

Чтобы показать, как меняется оледенение и условия для него вдоль хребта, в нижеследующей табличке сопоставляются по участкам высоты главной линии хребта с высотами снеговой границы на северном склоне, который играет руководящую роль для всего характера оледенения.

№ п. п.	Участки хребта	Высота хребта		Средняя высота снеговой линии
		Средняя	Максимальная	
1.	Восточный конец, истоки рек Ирбис, Елангаш . . .	3400	3971	3250
2.	Истоки реки Кара-оюк . .	3500	3825	3100
3.	Аккол и Талдура	3600	4200	3000
4.	Истоки Кара айы	3750	3520	3850
5.	Крайний запад хребта . .	3000	3300	

Как показывает карта ледников, общий характер оледенения на этих участках может быть охарактеризован следующим образом:

- 1-й участок — отдельные разбросанные ледники с небольшим центром около Ирбис-ту.
- 2-й участок — сплошной ряд ледников средних размеров.
- 3-й участок — 2 главных ледника, составляющие основной центр оледенения хребта.
- 4-й участок — сплошной ряд ледников средних размеров, аналогично второму участку.
- 5-й участок — вероятно имеются разбросанные ледники.

Таким образом, вторая табличка, а также и карта ледников, показывают, что оледенение хребта имеет большую степень концентрации в центральной части в истоках Чеган-узуна, так что можно говорить здесь о возникновении ледникового центра, который проявляется и в масштабе оледенения, и в типе больших ледников; и в меньшей степени деградации оледенения.

Два главных ледника, Талдуринский и Софийский, образуют вместе площадь льда близкую к 30 кв. км, что составляет почти четверть всего оледенения. Ледниковый центр оттеняется последовательным убыванием оледенения вместе с изменением типа ледников и степени деградации от этого центра по сторонам к периферии на север, на запад и на восток. Только на юг оледенение обрывается резко, будучи ограничено линией хребта, т. е. в соответствии с узловым расположением гребней. Самый центр подчеркивается еще заполнением малыми ледниками пространства между языками двух главных ледников.

Из этой же таблицы видно, что наибольшее развитие оледенения соответствует максимальному значению «положительной разности оледенения» (термин С. В. Колесника). Этот показатель условий существования ледников имеет довольно обобщенное значение, так как совмещает в себе и значение абсолютной высоты и влияния высоты снеговой линии, но к его воздействию надо еще добавить влияние благоприятных форм рельефа, малого наклона поверхности цирков, охлаждающего действия самих ледников.

В целом можно заключить, что на склонах Южно-Чуйского хребта мы имеем определенную систему ледников с выраженным центром, с последовательностью изменений размеров, типа и степени деградации оледенения от периферии к центру. В основных своих проявлениях эта система подчинена достаточно общим закономерностям, выражающим связь оледенения с климатом и рельефом, так же, как и законам эволюции ледников. Закономерности эти надо считать выявленными лишь отчасти и, в частности, надо поставить вопрос об организации климатологического изучения района путем устройства постоянной станции в целесообразно выбранном пункте.

Ледники Чуйского хребта питают целый ряд горных рек Алтая. Прежде всего сюда относятся левые притоки Чуи. Далее — левые притоки Карагема, правые притоки Ясатера и, наконец, один малый приток Аргута. Но распределение ледников по истокам рек весьма неравномерно.

Чеган-узуну принадлежит 40 ледников с площадью в 70 кв. км; речкам Елангаш и Ирбис еще 16 ледников с площадью в 15 кв. км, а

всего к Чуйской системе относятся 56 ледников и 65 кв. км площади оледенения. На втором месте стоит система притоков Карагема, которые вместе имеют 45 ледников и 41 кв. км их площади. Ясатеру составляют с хребта талые воды только 15 ледниками с небольшой площадью в 8 кв. км. Один небольшой ледник (1 кв. км) направляет свои воды прямо в Аргут.

Около 52% всей площади оледенения Южно-Чуйского хребта принадлежат к Чеган-узуну; ледниковый центр Южно-Чуйского хребта можно назвать по справедливости Чеган-узунским. Белый Чеган-узун является по-истине ледниковой рекой Чуйских Альп, одной из самых типичных крупных ледниковых рек всего Алтая.

Для очень немногих из этих рек можно дать хотя бы приближенную оценку мощности. Талдура в летние дни имеет расход к вечеру около 15 м³/сек, а средние суточные расходы порядка 10 м³/сек. Аккол в истоке получает от таяния ледника 8—10 м³/сек. воды, а при слиянии с Талдурой является вполне равноправной рекой. Речка Иолдо в устье имеет около 8 м³/сек воды летом. Сильной речкой является Кара-айры. Даже в сентябре 1940 г. она имела 5—6 м³/сек. расхода. Но надо заметить, что левые притоки Карагема, собирающиеся среди разветвленной системы лесистых, повидимому, хорошо увлажненных хребтов, являются ледниковыми лишь отчасти.

Из притоков Ясатера речка Мён в летние дни производит впечатление типичной ледниковой реки с секундным расходом до 10 м³, хотя площадь его ледников составляет всего лишь около 5 кв. км; сказывается сильное дневное таяние ледников южной экспозиции и при том не очень высоко расположенных. Но, с другой стороны, Сапожников все правые притоки Ясатера называл незначительными и упоминает лишь о «мутноватой» воде Мёна. Во всяком случае, при гидрологической оценке значения ледников южного склона надо принимать во внимание те резкие подъемы воды, которые они могут давать хотя бы кратковременно в летние дни.

В целом надо отметить, почти полное отсутствие гидрометрических данных, которые можно применить к непосредственной количественной оценке роли Чуйских ледников в питании горных рек района. Этот существенный пробел в изучении рек и ледников Алтая может быть восполнен лишь с помощью организации постоянных станций и прежде всего в истоках Чеган-узуна.

В заключение всего описания Южно-Чуйского оледенения надо заметить, что состояние его исследованности таково, что позволяет нарисовать лишь его общую картину, да и то с рядом пробелов: имеется еще десяток-другой не открытых малых ледников, особенно на западе; не известна высота снеговой линии в западном конце хребта; нет совсем прямых определений отступления ледников; имеются неразрешимые противоречия в определении абсолютных высот и т. д. Наряду с заполнением этих пробелов вполне своевременной и практически важной является постановка углубленных исследовательских работ, в перечень которых в первую очередь должны быть поставлены: съемка ледников, определение отступления, определение мощности и стационарные гидрометеорологические наблюдения.

ГЛАВА V

Северо-Чуйские горы и их оледенение

Под названием Северо-Чуйских гор выделяется часть обширной и сложной системы Чуйских Альп, ближе прилегающая к Чуге и орографически хорошо отделяемая от Южно-Чуйского хребта и прямых его отрогов. Южно-Чуйский хребет и Северо-Чуйские горы разделены в западной части глубокой долиной Карагема, на востоке — долиной Чеган-узуна. В средней части, где между ними есть соединение в виде поперечной цепи (Поперечный хребет), границами может служить понижение по середине с перевалом Иолдо.

Географические координаты, ограничивающие положение Северо-Чуйских гор, следующие: $49^{\circ}30'$ и $50^{\circ}20'$ с. ш.; $86^{\circ}40'$ и $88^{\circ}30'$ в. д.

Северо-Чуйские горы в западной своей половине состоят из трех сравнительно коротких цепей: первой, южной — между долинами Карагема и Юнгуга (приток Аргута); второй, средней — между Юнгугом и Шавлой (тоже приток Аргута) и третьей северной — между Шавлой и Чугей. На западе хребты эти упираются в долины Аргута и Катунь, на востоке же все три цепи соединяются в сложном узловом сплетении, которому присвоено название горного узла Биш-Иирду.

Еще восточнее Северо-Чуйские Альпы (Северо-Чуйские горы) продолжают в виде пониженного хребта, протянувшегося к устью Чеган-узуна. По южной цепи через Биш-Иирду и по восточному хребту можно в Северо-Чуйских горах проследить линию главного водораздела, линию главного хребта. Поэтому по отношению к Северо-Чуйским горам употребляется также название «Северо-Чуйский хребет», который имеет целую систему отрогов и ответвлений.

Наибольшей высотой и максимальным развитием снежно-ледникового покрова обладают центральные гребни Биш-Иирду. Вершины значительной высоты и отдельные ледники имеет первая, самая южная, из трех указанных западных цепей горной системы. Вторая цепь несколько снижена и частично получает сглаженные формы вершин; ледники известны лишь в ее начале, т. е. на востоке. Третья цепь еще ниже, чуть поднимается над границей леса. Высоты восточного хребта, который протянулся к устью Чеган-узуна, довольно значительны, но при повышенной снеговой линии он, повидимому, лишен оледенения.

Все устройство поверхности Северо-Чуйских гор представляется весьма сложным. Поэтому, прежде, чем приступить к описанию ледников, необходимо, хотя бы в общих чертах, остановиться на схеме рас-

положения Северо-Чуйских хребтов и особенно главных высоких гребней Биш-Иирду, имеющих определяющее значение для развития и расположения оледенения.

Горный узел Биш-Иирду

Название «горный узел» определяется по существу характером этого высокогорного района. Своими снегами и ледниками он питает ряд рек, текущих во все стороны: Джело — на юго-востоке, верхние правые притоки и самый исток Карагема — на юге, Юнгур и Шавлу — на западе, Маашей и Актуру — на севере, Тетё — на северо-востоке. Из этих рек Маашей, Актуру, Джело, Карагем и Шавла относятся своими истоками к высоким центральным гребням горного узла; Юнгур, Тетё и еще небольшая речка Кыскыносор относятся к менее высоким его окраинам.

Хребты между долинами рек, текущих на запад, являются тремя основными цепями Северо-Чуйских гор, которые уже упоминались выше. Их можно рассматривать и как западные отроги горного узла: первый — между Карагемом и Юнгуром, второй — между Юнгуром и Шавлой и третий — между Шавлой и Чуей. Они, считая до Аргута, достигают длины более 30—40 км. Отрог в восточную сторону тянется вдоль Чуи и до устья Чеган-узуна достигает 40 км длины. Несравненно более короткими являются отроги Биш-Иирду, отсылаемые в южную сторону, к Южно-Чуйскому хребту, и на север к Чуе.

Итак, собственно горный узел Биш-Иирду представляет центральную наиболее высокую часть Северо-Чуйских гор, вытянутых с запада на восток, от Аргута до Чеган-узуна, на протяжении 80 км. Это есть сложное узловое сплетение высоких гребней до 4 000 м а.в., сложенных в основном из твердых метаморфических пород, в южном направлении слегка соединенное менее высокой перемышкой с Южно-Чуйским хребтом, а на север круто, более чем на 2 000 м, обрывающееся к долине Чуи в области Курайской степи.

В основе сложного устройства Биш-Иирду лежит пересечение двух, в общем почти параллельных цепей третьей, поперечной, с общей формой, напоминающей букву Н, небрежно написанную и положенную на бок.

Северная из параллельных цепей, короткая и простая, обрывающаяся открытыми склонами в сторону Курайской степи, в дальнейшем будет называться Передовым хребтом Биш-Иирду. Южная цепь стоит на главной западно-восточной линии Северо-Чуйских гор и ветвится сложным образом: на западе сочетается со всеми тремя Северо-Чуйскими цепями, на восточном конце переходит в восточный хребет Северо-Чуйских гор и еще дает начало соединению с Южно-Чуйским хребтом. Эту цепь, как занимающую некоторое центральное положение, уместно в дальнейшем называть Центральным гребнем Биш-Иирду.

Передовой хребет Биш-Иирду представляет короткий гребень, протянувшийся с юго-востока от долины Актура на северо-запад до долины Маашей, всего на 20 км; оба конца его обозначены вполне резко. Средняя часть хребта увенчана двумя четырехтысячниками: юго-восточная вершина называемая Актура-баш, имеет 4 075 м высоты, северо-западная, Куркурек — 3 930 м. Пять—шесть километров гребня между ними дают легкие повышения и понижения, но не менее 3 700 м. По обе стороны от вершин к краям хребет сильно снижается; замечате-

лен ровный, отлого-постепенный, спуск хребта от самой вершины Кур-
курек вплоть до обрыва в долину Маашей.

Замечателен совершенно открытый, почти без отрогов, северо-
восточный склон хребта, обращенный к долине Чуи с Курайской
степью, который спускается, образуя одну широкую ступень на высоте
около 2 500 м. Вид на этот хребет откуда-либо из Курайской степи
или других пунктов Чуйского тракта представляет одну из самых ве-
личественных картин высокогорного Алтая.

На больших высотах склоны хребта несут значительный, в средней
части почти сплошной, снежно-ледниковый покров; на северо-востоке
ледники Корумду, Куркурек и другие, на юго-западе — ледник Маашей,
на юго-востоке — ледник Актру и другие. Верхние части склонов очень
круты, частью обрывисты в обе стороны. Самый верх хребта выделяет-
ся тем, что в западной части вместо обычных альпийских форм больших
высот здесь на уровнях 3 900—3 600 м развивается площадка шириной
в 600—700 м, слабо покатая в сторону Маашей.

В одном километре к западу от Актура-баш от вершины, промежу-
точной между Актура-баш и Куркурек, отходит поперечный гребень в
южном направлении на соединение с Центральным хребтом. Этому по-
перечному гребню принадлежит весьма большая роль в орографии
Биш-Иирду: с ним связано все сложное сплетение хребтов с образова-
нием больших замкнутых бассейнов Актру и Маашей, образование важ-
ной водораздельной и климатораздельной линии, условия формирования
большого оледенения. Гребень высок, порядка 3 700—3 800 м, хотя и не
имеет резко выдающихся вершин, частью скалист, но больше закрыт
снегом; круче обрывается на запад к верхнему цирку Маашей, чем на
восток к леднику Актру; дает две высоких коротких ветви местного
значения — сначала на запад — в сторону Маашей, затем на восток —
в сторону Актру. Весь гребень короткий и всего в 4 км от Передового
хребта достигается главная линия Центрального гребня Биш-Иирду.

Замечательные внутренние участки Центрального гребня отличают-
ся исключительной высотой вершин, обширностью и разнообразием форм
залегания фирновых полей, а местами — грандиозными обрывами скал.
Центральное место, протяжением около 6 км по хребту, принадлежит
огромному массиву Маашей-баш с главной вершиной в 4 230 м и еще
двумя выступами — вершинами около 4 000 м. Южная или Карагемская
его сторона обрывается круто и лишь частично закрыта фирновыми по-
лями. С северной же стороны на верхней ступени хребта развивается
огромное фирновое вместилище ледника Маашей. Этот массив — одно
из существенных географических открытий последних лет на Алтае. До-
стойным удивления является пробел в наблюдениях опытного путешест-
венника В. В. Сапожникова, который пишет: «Есть снега в вер-
ховье Маашей, но до образования ледника здесь не доходит». Между
тем этими снегами питается один из главнейших (третий по величине)
ледник Алтая.

К востоку от этого массива можно отметить еще высокие точки
хребта: острая снежная вершина Карагем-баш в центре Карагемских
ледников с высотой в 3 900 м; узловая точка на тройном водоразделе
между Карагемом, Маашей и Актру, где подходит Поперечный хребет,
высотой около 3 800 м, еще узловая вершина на водоразделе Карагем-
Актру-Джело, высотой 3 900 м.

В последней из указанных точек хребет ветвится, окружая ледник Джело рядом вершин большей частью острых форм, высотой в 3 900—3 600 м. Южная ветвь идет на соединение с Южно-Чуйской системой и от крайней вершины 3 829 м быстро снижается к перевалу Иолдо. Восточная ветвь через 6 км дает новую узловую точку с широкой округлой вершиной «Купол» высотой в 3 600 м — сложный водораздел между Джело, Актру, Тетё и Кыскынором.

Вершина Купол — крайний на востоке высокий форпост горного узла Биш-Иирду, центр вторичного ветвления уже понижающихся хребтов. Истоки Тетё, Кыскынора, левых притоков Джело и еще некоторых ключей надо отнести к восточной окраине Биш-Иирду, к вторичным разветвлениям главного хребта. Формы вершин здесь уже округлые или плоские, состав пород — глинистые сланцы, но на крутых склонах долин-ущелий есть глубокие кары со снегами, а высота хребта достаточна даже для залегания плосковершинных снеговых полей.

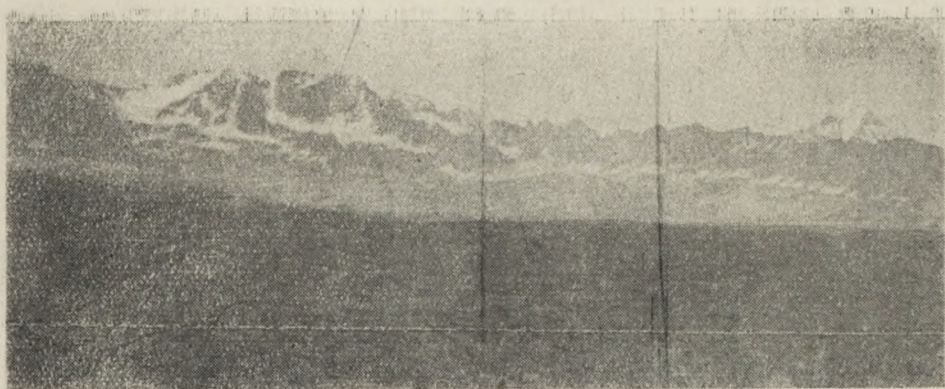
Вторичные разветвления хребта расходятся, понижаясь, в сторону Чуи и Чеган-узуна. Среди них оформляется одна главная ветвь в виде крайнего восточного отрога Биш-Иирду или восточного хребта Северо-Чуйских гор. Огибая истоки Тетё и понижаясь до 2 800 м, он направляется на северо-восток и затем вытягивается вдоль Чуи до устья Чеган-узуна коротким, но довольно высоким кряжем. Высоты достигают здесь 3 000—3 100 м; сглаженные формы вершин здесь частично нарушаются появлением скалистых обрывов, особенно со стороны Чуи, а также довольно глубокими каровыми образованиями. Имеются, повидимому, отдельные летующие снеговые пятна, но ледников, надо считать, нет.

Западные разветвления главного хребта (к западу от Маашей-Баш) являются более сложными и горы сохраняют большую высоту вплоть до Аргута. Вершина Маашей-Баш ступенью в 500 м спускается на запад к скалистому гребню сравнительно ровному, протяжением км в 5 до истоков Шавлы. Здесь узловая точка представляет тройной водораздел: Маашей, Абыл-оюк (правый исток Карагема) и Шавла. Кроме того, в сторону Шавлы отходит короткий высокий гребень местного значения.

Отсюда большой отрог хребта (одна большая ветвь) направляется на северо-северо-запад между истоками Маашей справа и Шавлы слева и тянется километров 15 до истоков и глубокой долины Ештык-коля (или Шабаги), правого притока Шавлы. Это есть типичный для Алтая высокий хребет с верхним скалистым гребнем, сильно изъеденный карами, только с одной стороны (ССВ) — действующими, причем вершины его оказываются почти на одной высоте порядка 3 400 м. Соотношение между высотой хребта и снеговой линией таково, что лишь с его затененной стороны образуется ряд малых ледников, а более открытая к солнцу сторона оказывается почти бесснежной.

Кроме многих малых ключей, текущих главным образом в Маашей, между вторичными северными ответвлениями хребта собираются две более значительные речки: Карасу — левый приток Маашей и один левый приток Ештык-коля (или Шабаги).

Крайние ветви хребта резко обрываются на север, к плоскогорью в истоках Ештык-коля, и на северо-запад, к его долине, за которыми формируется третья Северо-Чуйская гряда. С этой, т. е. северо-западной стороны, собственно горный узел Биш-Иирду орографически довольно явно отделяется от западных хребтов Северо-Чуйских гор.



Южный склон Ю. Чуйского хр. к западу от Иикту (видна в правой части снимка) с небольшим ледничком в истоках р Мён (приток Ясатера). На переднем плане—ровная поверхность на горной ступе—расположенной перед линией хребта.



Передовой гребень Биш-Иирду с ледниками СВ склона. На переднем плане—р. Чуя; за ней—левобережная часть Курайской степи.

Третья Северо-Чуйская цепь представляет плоскогорное повышение, протянувшееся между Шавлой и Чуей вплоть до Катуня, с невысокой холмистой водораздельной линией, которая поднимается чуть выше границы леса. Лишь на востоке через долину Ештык-коля переходит более высокий конец гребня Биш-Иирду, резко заканчивающийся вершиной в 2 750 м высотой, с хорошо выработанным старым каром. В остальном вся третья Северо-Чуйская гряда не имеет отношения к современному оледенению.

Главная линия хребта от Маашей-баш через узловую точку направляется на юго-запад и запад между Шавлой и Карагемом, именно его правыми притоками Абыл-оюком и Комрю, сохраняя здесь высоты около 3 400—3 500 м. Выделяются две вершины — одна острая, другая усеченная сверху — высотой около 3 700—3 800 м. В гребне хребта особенно характерно преобладание крутых, вплоть до отвесных, стен и острых скалистых ребер. Оледенение здесь значительно слабее, чем в самом центре Биш-Иирду, в чем сказывается и некоторое уменьшение абсолютной высоты и не вполне благоприятные условия рельефа.

Большое разветвление хребта происходит по водоразделу с Юнгуrom в 10 километрах к западу от Маашей-баш. Один большой отрог направляется в северную сторону, образуя левый склон верхней долины Шавлы и огибая тыл истоков Юнгурского. Отрог имеет вершины в 3 300—3 500 м и имеет много крутых, скалистых склонов и гребней, а также много каровых образований. Оледенение развито большей частью в виде каровых форм, но есть и более значительные ледники с долинными языками. Благодаря этому отрогу верхняя долина Шавлы оказывается со всех сторон окруженной высокими гребнями с ледниками, что весьма характерно для истоков горного узла Биш-Иирду.

Огибая исток Юнгурского, отрог этот сворачивает на запад и дает начало второй Северо-Чуйской цепи, расположенной между Шавлой и Юнгуrom. Эта горная цепь упирается в Аргут рядом пониженных отрогов, теряющих альпийские формы рельефа. Ближе к истокам Юнгурского в хребте поднимаются острые вершины до 3 300—3 400 м высоты и развиваются многочисленные кары. Ледники известны лишь в самом начале хребта, т. е. на востоке.

Главная ветвь хребта огибает истоки Юнгурского (главным образом левый приток) с юго-востока и юга и направляется на запад вплоть до Аргута, образуя первую Северо-Чуйскую цепь, наиболее высокую. Длина этого хребта достигает 20 км, высота сильно колеблется: вершины — от 3 147 м до 3 505 м, перевал Чибит имеет всего 2 770 м. Понижения хребта к западу нет и вершина в 3 505 метр. находится близ Аргута. Формы вершин — острые, каров очень много. Замечательна система коротких и высоких отрогов, километров по 8—10 длиной, которые образуются в сторону Карагема, сжимая его долину передовыми вершинами. Благодаря этим отрогам протяжение высоких гребней с развитыми карами более чем удваивается. Оледенение, однако, развито слабо и представлено угасающими ледничками, находящимися в последней стадии деградации.

Из сделанного описания видно, что и система западных цепей Северо-Чуйских гор связывается с центральным повышением Биш-Иирду.

Таким образом, узловое сплетение хребтов Биш-Иирду составляет следующим образом: во-первых, к короткому участку Центрального

гребня сходятся все основные хребты Северо-Чуйских гор с запада, с юга и с востока; во-вторых, в добавление к этому узловому соединению, рядом поднимается Передовой хребет.

Хребты, составляющие букву Н, и первые разветвления Центрального гребня с общим протяжением порядка 70—80 км имеют много вершин выше 3 800 м, близких к 4 000 м, и среднюю высоту около 3 700 м. К этим хребтам отнесены следующие истоки рек: во внутренних частях буквы Н помещаются ледники Актру и Маашей, с северной стороны — ледник Корумду и другие в левых притоках Актру; с южной стороны истоки Карагема; между первыми ветвями Центрального гребня помещаются истоки Шавлы на западе и Джело с восточного, точнее — юго-восточного, конца.

По концентрации высоких гребней с образованием глубоких закоулков среди высоких вершин горному узлу Биш-Иирду принадлежит, пожалуй, первое место среди хребтов Алтая и поэтому является вполне естественным образование здесь мощного центра оледенения. И действительно, исследованиями последних лет здесь обнаружен ледниковый центр, не уступающий ни Белухе, ни Южно-Алтайскому или Южно-Чуйскому хребтам. Вторичные разветвления хребтов, еще достаточно высокие, окружают и питают новые истоки рек с ледниками: Тетё Кыскынора — на востоке, Карасу — на северо-западе, Юнгурса — на западе и другие.

В целом получается весьма большой комплекс ледников (известно 118), отличающийся разнообразием форм и условий залегания, самыми различными размерами ледников и разной высотой положения. Биш-Иирду выступает как центр, где не только сходятся хребты, несущие оледенение, но и различные климатические влияния, приходящие с юга и севера, с запада и востока.

**
*

В нижеследующем описании ледников Северо-Чуйских гор приводятся все основные сведения, которые о них вообще имеются. Получены они большею частью исследованиями самого автора. При этом степень подробности описания не всегда соответствует размерам или характерным особенностям ледников, а зависит просто от имеющихся о них сведений.

Описание ледников будет дано не по участкам хребтов, как в предыдущих главах, а по истокам рек, так как главные ледники питаются несколькими гребнями Биш-Иирду сразу. Руководствуясь расположением главных водораздельных линий, системы речных истоков можно связать с определенными склонами горного узла: с северным склоном — левые притоки Чуи, с западными склонами и отрогами — Шавлу и Юнгурса; с южным склоном Биш-Иирду и всей первой цепью — систему Карагема; на востоке (точнее юго-востоке) выделяются истоки Джело. Таким образом, описание ледников будет систематизировано по речным системам и истокам отдельных рек, но также и по склонам Биш-Иирду. Однако надо заметить, что выделение тех или иных склонов горного узла с его сложным переплетением хребтов является весьма условным.

Оледенение северных склонов Биш-Иирду

Ледники Актру

В истоках Актру залегают два главных ледника, сведения о которых собраны лишь в самые последние годы (1936—1940 гг.).

Ледник Большой Актру или Западный ледник всего бассейна питается снегами наиболее высоких гребней Биш-Иирду. Фирновые поля ледника располагаются в целом веерообразно, спускаясь с гребней, образующих водораздельную линию с ледниками Карасу и Корумду на севере, Маашей на западе, Карагема на юго-западе, Джело на юге, и Малым Актру на востоке. Всего около 12 км протяжения высоких гребней весьма замкнуто окружают бассейн ледника, оставляя открытой лишь часть восточной стороны. Высота этих гребней колеблется около 3 600—3 800 м и особо выделяется лишь вершина Актура-баш.

Ледник состоит из двух потоков, разделенных высоким срединным гребнем с высотой в 3 500—3 700 м, почти самостоятельных и лишь слабо соединенных в нижнем ледниковом поле.

Левый поток (или левый ледник) начинается в высоких снежниках между Актура-Баш и следующей к западу узловой вершиной Передового гребня Биш-Иирду и на склонах водораздела с Маашей. Фирновый бассейн имеет форму широкой, до 2 километров, долины с неравномерным, но в общем, некрутым спуском. Начиная от вершины Актура-баш и ниже, питание ледника осуществляется односторонне, с северной стороны срединного гребня между потоками ледника Б. Актру. Южные склоны вершины Актура-баш покрыты маломощными оледенелыми полями, а ниже левые склоны долины становятся совсем бесснежными.

Примерно, в 3—4 км от начала ледник сжат скалистым выступом с правой стороны и здесь образует крутой уступ с многочисленными трещинами. Под уступом ледник снова расширяется до 1,5 км, причем становится явно асимметричным: правый затененный склон покрыт фирновыми полями, слева же появляется морена, которая становится все шире и оттесняет ледник от бесснежного склона долины. Соответственно с этим и снеговая линия на леднике располагается асимметрично, достигая около 3 200 м под вершиной Актура-баш и спускаясь до 2 800 м под затененным правым склоном.

В двух километрах от уступа с левой стороны к леднику выходит крутая боковая долина с моренами и небольшими фирновыми полями. Тыл ее загнут на восток к вершине в 3 600 м, и здесь на затененной стороне кара, по сообщению В. М. Белова, еще сохранился всячкарый ледничок до 1 км длиной, сильно засыпанный моренным материалом.

На дне боковой долины под боковыми моренами ледника на высоте 2 850 м образуется озеро в 200 м длиной и до 150 м шириной с зеленовато-мутной водой, найденное автором в 1936 году. 18 июня 1939 г. озеро это было еще покрыто льдом.

Ледник в этом месте достигает ширины около 800 м, поверхность его довольно ровная, со слабым наклоном. Летом очищается от зимнего снегового покрова, но часто во время ненастья покрывается свежим снегом.

Пологая долина, в которой залегает спокойный ледник, представляет, так сказать, второй этаж или висячую долину по сравнению с ложом нижнего ледникового поля ледника Актру.

В 4 км от уступа и 2 км от озера ледник круто обрывается в нижнюю долину, лежащую на 300 м ниже, образуя при этом два нависших языка и еще крутой ледопад между скалами. Внизу ледопад растекается спокойной поверхностью и образует короткий плоский язык, примыкающий правой стороной к массам льда правого потока ледника Актру.

Общую длину левого потока ледника Актру можно оценить почти в 8 км. Это подтверждается и тем, что от его конца до подножья Актура-баш, откуда до тыла ледника остается еще километра 2, — не менее трех часов довольно быстрого хода, хотя и с подъемом, но без каких-либо технических трудностей.

Правый поток ледника Актру посещен автором лишь в области нижнего поля, а верхние части осмотрены издали. Снежники здесь занимают несравненно большее протяжение водораздельных гребней, чем у левого потока. Для питания ледника здесь служат три фирновых бассейна: первый — под водоразделом с Карагемом, второй — под водоразделом с Джело, и третий образуется в юго-восточном углу, имея в тылу водораздел с Джело (с левой стороны) и с ледником Малым Актру (справа). Особо выдающихся вершин нет, но общая высота гребней велика, порядка 3 600—3 700 м с вершинами до 3 900 м. Склоны круты, фирновые бассейны выравниваются на высоте около 3 100 м.

При общей заснеженности склонов получается соединение отдельных фирновых бассейнов в одно сплошное поле на всем протяжении тыловой части ледника. Более обособлен первый фирновый бассейн и особенно выходящий из него крутой поток фирна, а затем льда, благодаря выступающей справа от него скалистой перегородке. Так образуется ответвление правого потока ледника Актру, которое при осмотре снизу легко принять за самостоятельный средний поток ледника. Длину его до соединения с главной частью можно оценить в 4—5 км при ширине вверху в 1,5 км, а внизу всего лишь в 300 м.

Главная часть (правая) ледника собирается из второго и третьего фирновых бассейнов, разделенных заметной вершиной, и пополняется еще небольшим притоком справа, с гребня между ледниками Большим и Малым Актру. В общем на высоте около 3 000 м концентрируется весьма мощный поток, который затем крутым ледопадом спускается метров на 400 в нижний этаж долины, где и образует основной язык всего ледника Актру. Всю длину этого потока можно оценить в 6 км, ширину в средней части в 500 м, общее протяжение снеговых гребней — в 6 км.

Нижняя долина ледника Актру имеет ширину около 1 км и направлена на восток. По обе стороны скалистой вершины — конца гребня, разделяющего обе половины ледника — сюда спускаются под прямым углом друг к другу левый поток с отдельным коротким языком и поток правый со своим ответвлением, который образует главное нижнее поле и ледниковый язык. Вся длина языка около 2 км, а левой полусамостоятельной части — меньше 1 км. Ширина в верхней части около 600 м, а внизу у самого конца всего лишь метров 200. Ледник занимает не всю ширину долины и кроме того, располагается асимметрично, ближе к правой стороне.

В продольном профиле ледника Б. Актру, по обоим его потокам, характерно наличие больших ступеней между нижним полем и верхним бассейном накопления снегов и формирования ледниковых масс. Высота ступеней порядка 300 м, примерно, от 2 850 до 2 550 м. Это одна из очень типичных форм рельефа в истоках рек, связанная с оледенением. Но большей частью при современной стадии отступления ледников, они лишь окружают дно общего бассейна, не выходя за пределы верхних обособленных каровых образований или висячих долин.

Все нижнее поле ледника и края долины сильно загромождены моренным материалом. Можно отметить следующие главные морены ледника:

Левая морена левого потока, вместе с тем и всего ледника, начинается с высоты 3 000 м несколько ниже подножья Актура-баш, сначала развивается постепенно, потом, у боковой долины с озером, резко увеличивается в мощности, превращаясь в широкий вал. Состоит морена главным образом из обломков средней величины и мелкого сланцевого щебня. На спуске в нижнюю долину морена рассыпается и в дальнейшем загромождает левую сторону долины, причем валы и холмы перемежаются с площадками, — результат отступления левого конца ледника и деятельности водных потоков. Самый язык, образованный левым потоком ледника Актру, моренами не загроможден.

Морена правой стороны левого ледника появляется только на спуске в нижнюю долину. Внизу к этой морене присоединяется материал, выносимый левым ответвлением правого ледника и левой стороной главного правого потока. В результате моренами загромождено как место соединения указанных ответвлений, так и место слияния правого и левого потоков, так что трудно сказать, насколько прочным является соединение потоков ледника Актру. Каменный покров, состоящий из ряда валов, достигает ширины 200 м. Это срединное моренное нагромождение в дальнейшем, при выклинивании левого конца, превращается в морену левой стороны ледника, скрывающую под собой еще массы льда.

Главный, правый язык ледника несет на себе еще среднюю морену. Материал для нее дает, повидимому, гребень вершины, стоящий между фирновыми бассейнами в верхней части ледника. На поверхность льда морена появляется значительно ниже снеговой линии, уже недалеко от дна нижней долины. Сначала показываются небольшие пятна мелкого материала, затем значительные кучи и холмы, которые еще ниже сливаются в сплошной вал.

Наконец, правая сторона ледника, тоже образует большую морену, которая была видна от начала крутого спуска ледника, но может быть начинается и выше. Внизу морена покрывает борт ледника и оттесняет его от склона долины. В этой морене попадает довольно много, иногда очень крупных, камней.

Самый конец ледника весь закрыт моренным покровом, состоящим из материала разной величины. Благодаря этому не образуется форм стаивания, свойственных чистым концам, а в нескольких местах имеются выходы льда в виде гротов и стенок в 10—15 м высотой. Значительный грот в 25 м шириной имелся в 1936 и 1937 гг. с левой стороны ледника, но в 1939 г. он уже обвалился, что привело к значительному отступанию этого края ледника. В 1940 г. начал образовываться новый

широкий грот рядом с его прежним положением, немного южнее, т. е. по правую сторону.

Другой, меньший грот имеется (1940 г.) с правой стороны конца. Осенью 1939 года при малой воде автор проник на несколько десятков метров в глубину этого грота. Небольшой поток воды был отнесен к одному краю, свободное дно грота было ледяное; по бокам на стенках грота выступали ледяные карнизы. Всюду виднелись вмерзшие в прозрачный лед большие и малые каменные обломки.

Конец ледника лежит на высоте 2 420 м. Эта цифра получена как средняя из 5 определений анероидом в 1936 и 1939 гг. пренебрегая небольшим изменением высоты конца за эти годы.

Конец ледника был заснят с помощью буссоли и рулетки первый раз 15 августа 1936 г. и снова 12 сентября 1939 г., причем оба раза съемка была привязана к одному и тому же большому камню перед ледником. Особо больших изменений в конфигурации конца ледника за три года не произошло, за исключением левой стороны, где, как уже указано, обвалился ледниковый грот, и левый край отступил метров на 40. Средняя часть и правый край отступили гораздо меньше — на 12 м и на 7 м. В 1939 г. для дальнейшего более точного определения колебаний ледника положение правого и левого края (ледяная стенка с левой стороны и грот с правой) зафиксированы по различным камням. В 1940 г. съемка была повторена еще раз и показала некоторое новое изменение в конфигурации конца ледника: левый край продолжал сглаживаться и отступать, но зато стал образовываться новый грот. Правая же сторона, наоборот, несколько продвинулась вперед.

Мутные потоки Актру вырываются из-под ледника и несколькими рукавами растекаются по слабо наклонной предледниковой площадке, покрытой галечником и окруженной моренными навалами. Метров через 400 начинается крутой сток реки по большой морене к площадке около устья потока из ледника М. Актру. Эта площадка находится в 1 км от Большого ледника и на 220 м ниже его конца.

Пространство от ледника и до нижней площадки, по К. Г. Тюменцеву, занято моренами трех возрастных групп: сверху, по сторонам предледниковой площадки, располагаются самые молодые морены 19-го, а ближе к леднику и 20-го века; на спуске начинаются морены, соответствующие альпийской стадии фернау (но, может быть, не одитавского абсолютного возраста), а еще ниже — морена, соответствующая альпийской эггесен, частью перекрытая предыдущей. Нижние морены заросли мохом, кустарником, на них попадают стволы старых погибших кедров диаметром до 1 м.

Ледник Малый Актру. Этот ледник, несравненно меньший, чем Б. Актру, дает начало правому, восточному истоку (или притоку) реки Актру. Ледник залегает на склонах северо-восточного ответвления Центрального гребня Биш-Иирду. Снежники его имеют водоразделы: слева — с ледником Б. Актру, в центре — с истоками Джело, в правой части — с истоками и ледниками Тетё. По сравнению с ледником Б. Актру, высота гребней здесь снижена, острые формы вершин сглаживаются. Общее протяжение снежных склонов достигает около 5 км, причем снежники разделяются на две части и дают два главных фирновых потока.

Левый поток значительно больше и собирается на склонах округлой вершины, наиболее высокой в гребнях вокруг ледника, являющейся

важной узловой точкой в хребтах Биш-Иирду: она принимает участие в питании ледников Б. Актру, М. Актру, а также Джело вместе с левым притоком. К леднику Джело на юг эта вершина обрывается крутым, почти бесснежным склоном, так что связь ее с этим ледником ослаблена. На юго-восток между ледником Джело и первым левым притоком этой реки вершина постепенно снижается, сохраняя плоский верх шириной метров в 500—600. Здесь образуется плосковершинное фирновое поле, принимающее участие в питании двух малых ледничков верхнего левого притока Джело.

Северный склон вершины обильно укрыт снегом и вместе со снежным гребнем по водоразделу с Б. Актру образует мультдообразный фирновый бассейн, шириной до 1 км. Из него и берется левый поток ледника М. Актру, имея сначала направление на восток, а затем поворачивая на северо-восток и север. При этом крутизна потока увеличивается до уклона градусов в 30, а ширина уменьшается до 400 м.

От указанной главной вершины на северо-восток тянется сравнительно ровный водораздел высотой около 3 400 м, который на юго-восток, в сторону левого притока Джело, обрывается бесснежным склоном, а на западной стороне покрыт маломощными снеговыми полями. На нем в 2 км от главной вершины выделяется еще вершина со скалистым обрывом спереди, под которым сливаются левый и правый потоки ледника.

Еще в 2—3 км на северо-восток этот водораздел расширяется в покато-округлую вершину «Купол», новый узловой центр. К этой вершине подходят истоки следующих речек: первого и второго левых притоков Джело, Кыскынора, верхнего левого притока (или истока) Тетё, левого главного притока Тетё и, наконец, восточного истока Актру. Вершина достигает абсолютной высоты около 3 600 м и покрыта снежно-фирновой шапкой шириной до 1,5—2 км, сдвинутой несколько на север от середины верхнего плато и представляющей плосковершинный фирновый ледник. На юго-запад, юг и юго-восток, т. е. в сторону Джело, Кыскынора и верхнего притока Тетё, ледник не распространяется до края плато, где оно круто обрывается к истокам речек, а еще наверху, на высоте около 3 400 м дает или краевые фирновые обрывы, или скалы различной крутизны.

На севере верхнее фирновое поле сочетается с двумя верхними каровыми ледниками Тетё, пополняя их питанием. На северо-запад фирновый склон спускается довольно крутым уступом, метров в 200 высотой, на несколько сниженный, вверху тоже плоский, водораздельный гребень между Актру и Тетё. Здесь на высоте 3 400 м образуется округлый фирново-ледяной язык, окаймленный моренами, имеющий ширину метров 300. Это образование можно считать еще одним ледником Актру смешанного типа, переходного от плосковершинного типа к каровым ледникам.

На западной стороне вершина вместе с водоразделом Актру — левый приток Джело принимает участие в образовании правого притока М. Актру. Суживаясь метров до 300 и приобретая крутизну в 30°, поток соединяется с левой главной частью ледника под скалой средней вершины. Мощность потока незначительна и, вероятно, поэтому на крутом уклоне он не образует ледопада. Непосредственно под скалой морены почти не образуются, т. е. соединение происходит на границе области фирна.

От срединной скалы и до нижнего конца на протяжении около 2 км ледник М. Актру течет потоком в 300 м шириной с уклоном в 10—12°, большим в самом низу и вверху, меньшим в средней части. Весь ледник за исключением самых верхних частей и самого конца зажат в глубоком и узком ущелье с крутыми стенами в 1 000 и больше метров высотой. Внизу поверхность ледника ровная, но выше появляются трещины и правая сторона его сильно разорвана.

Морены правой стороны появляются несколько ниже слияния потоков и очень обильны. К собственно боковой морене ледника здесь присоединяется вытаивающая срединная морена, результат слияния потоков. Внизу, ближе к концу ледника, моренный покров с этой стороны настолько разрастается, что закрывает массы льда почти до половины всей ширины ледника.

Левая сторона ледника вполне чистая. Боковой край особенно в нижней части образует крутой скат в 30 м высотой, под которым располагаются невысокие валы молодых морен. Благодаря боковому стаиванию чистого льда ледник односторонне, своим левым краем, отступает от высокого вала более старой морены.

Лед ледника М. Актру, по крайней мере в его чистой части, непрозрачный, рыхлый, с большим количеством пузырьков воздуха. Благодаря этому поверхность ледника кажется очень светлой и ярко блестит на солнце.

Скорость течения ледника, измеренная 15—20 июня 1939 года в расстоянии километра от его конца, оказалась для середины ледника равной 12 см в сутки.

Конец ледника представлен в левой части широким ледяным скатом в 200 м шириной, а с правой стороны — стенкой грязного льда шириной в 50 м, высотой в 20 м среди моренных нагромождений, скрывающих еще под собой массы льда. Конец ледника располагается на высоте 2 215 м, очень низко для ледника сравнительно небольших размеров.

Конец ледника был зафиксирован Сапожниковым в 1911 г. и к 1936 г. отступил на 90 м. В 1939 году измерено летнее сезонное отступление с 15 июня по 14 сентября и оказалось, в разных точках чистого конца равным от 5 до 12 м. Одновременно замечается и боковое отступление в нижней части от левого края ледникового ложа, но оно не измерено.

Перед концом ледника располагается слабо наклонная площадка метров в 200 шириной, простирающаяся вниз до берега главного потока Актру. По этой площадке стекают в Актру небольшие грязные ручьи из ледника. Небольшая площадка среди морен есть и перед ледяной стенкой с правой стороны, из-под которой также вытекает мутный ручей. Обе площадки разделены высоким валом морены.

Бросается в глаза крайняя незначительность водных потоков, даваемых ледником М. Актру. В холодные сентябрьские дни (1939 и 1940 гг.) ручьи почти вовсе исчезли, но и в теплые дни летом они давали не более одного кубического метра воды в секунду. Возможно, что сток талых вод частично происходит под моренами; возможно, что главную причину надо видеть в сильно затененном положении ледника, в малом таянии его поверхности, которое подтверждается и прямым наблюдением.

С 12 по 15 июня 1939 года при ясной погоде были поставлены наблюдения над стаиванием поверхности ледников Актру путем укладки

вания на льду теплонепроницаемых куч диаметром в 1 м. Результаты получились следующие:

Пункт	Стаивание за три дня
1. М. Актру, чистый лед, высота 2380 м	8 см
2. Б. Актру, чистый лед, высота 2565 м	18 см
3. Б. Актру, лед, с мелким щебнем, высота 2615 м	16 см
4. Б. Актру, чистый лед, высота 2645 м	15 см

Эти кратковременные наблюдения не позволяют, естественно, сделать вывод об общей величине стаивания поверхности ледников Актру. Однако они показывают насколько сравнительно мало и насколько сравнительно меньше стаивание поверхности у ледника М. Актру, чем у ледника Б. Актру. Причину надо видеть в обстоятельствах, уже указанных: северная экспозиция и большая затененность ледника М. Актру и, вероятно, еще очень светлая его поверхность, хорошо отражающая солнечные лучи. Слабому таянию поверхности ледника Малый Актру соответствует и незначительность водных потоков, из него вытекающих, и то, что сам ледник спускается низко, значительно ниже, чем Б. Актру, хотя обычно большие ледники спускаются ниже малых.

Предледниковая площадка ледника М. Актру окружена мощными валами морен. Крутой осыпающийся вал левой морены высотой метров в 50 прислонен к старой морене между обоими ледниками Актру, состоящей из очень крупных камней, покрытых лишайником. Моренные нагромождения правой стороны достигают высоты также в 50 м, а ширины метров 400. Они выдвинуты вперед поперек долины Актру метров тоже на 400, упираясь в самый поток Актру и прижимая его к левому склону долины. Эти морены К. Г. Тюменцевым отнесены к стадии фернау, хотя возможно, что здесь смешаны морены разных возрастов. Не так давно конец ледника М. Актру выдвигался поперек большой долины, в то время, как главный ледник Б. Актру уже отступил на большую высоту.

Поперек самой площадки перед чистым концом М. Актру отложен невысокий вал, около 3 м высоты как раз перед той линией конца ледника, которая была зафиксирована Сапожниковым в 1911 г. Это значит, что морена отложена перед 1911 г., т. е. вероятно, в начале 1900 г. имело место стояние ледника или его кратковременное наступание.

После слияния истоков Актру километров 10 течет в узкой лесистой долине — трог с быстро понижающимися склонами до слияния с Ештык-колем, текущим в широкой продольной долине. Правые притоки Ештык-коля, а также Карасу, самостоятельный приток Актру, обслуживаются целой системой ледников, залегающих на открытых северо-восточных склонах Передового гребня Биш-Ирду. Это оледенение будет рассмотрено отдельно.

В 2-х км от ледника М. Актру на левом берегу реки в 1938—1940 гг. находился Северо-Чуйский учебно-альпинистский лагерь. Лагерь подготовил за три года несколько сот альпинистов первой ступени, которые после прохождения соответствующей программы по теории и практике альпинизма совершали восхождение на вершину Актура-

баш. Восхождение совершалось в два, точнее — в полтора дня с ночлегом около озера сбоку левого потока ледника. Путь до подножья Актура-баш никаких особых трудностей не представляет. Вершина опускается к верхней части ледника крутыми (до 45°) гранями пирамиды, заснеженными, но со скалистыми ребрами. Подъем здесь представляет известные трудности, требует осторожности и умения ходить на «кошках». Сверху обзревается прекрасная и величественная картина снежных хребтов и ледников Биш-Иирду. Только одна вершина — великолепная Маашей-баш — еще несколько доминирует (4 230 м) над высшей точкой восхождения (4 075 м).

Инструкторским составом лагеря за три года были сделаны восхождения, можно сказать, на все вершины в истоках Актру. Наиболее серьезные восхождения были следующие:

В 1940 г. опытные альпинисты тт. Мирошкин и Шипицин поднялись на хребет по левому ответвлению правого потока ледника, траверсировали по снежному водоразделу между Карагемом и Маашей и взяли вершину Маашей-баш.

1—4 сентября 1939 года старший инструктор альпинизма В. М. Белов вместе с автором поднялись на Актура-баш, прошли по снежным вершинам Передового гребня на его западную вершину Куркурек и, подвинувшись по гребню еще километра два, спустились в долину Ештык-коль. Это восхождение позволило внести ряд существенных исправлений в схему расположения хребтов Биш-Иирду и дало важные материалы для изучения ледников Актру и Маашей.

Приведенные описания оледенения в истоках Актру позволяют сделать некоторые общие заключения, отметить некоторые его особенности.

Оледенение это в сущности представлено двумя ледниками: Б. Актру с площадью в 10 кв. км и М. Актру с площадью в 2,5 кв. км. Еще два маленьких ледничка являются совершенно второстепенными в общей сумме ледников, но представляют интерес по условиям своего залегания. Неразвитость системы малых ледников, столь обычных спутников многих больших ледников Алтая, объясняется условиями рельефа: резким снижением коротких отрогов северной стороны Биш-Иирду по сравнению с главными гребнями, в силу чего по сторонам верхней долины Актру уже нет хребтов, достаточно высоких для оледенения.

Едва ли найдется на Алтае другой бассейн, столь же замкнутый среди высоких снеговых гор, как ледник Б. Актру: 10 кв. км площади ледника окружены гребнями выше 3 500 м с протяжением до 12 км. С первого взгляда кажется, что такое расположение хребтов должно быть особенно благоприятным для развития весьма большого ледника. Оледенение же, представленное ледником Б. Актру, надо признать относительно не особенно мощным и притом оно расположено на значительной высоте и подвержено заметной деградации. Для сравнения можно вспомнить о леднике Б. Талдуринском, который при одинаковом протяжении высоких гребней достигает в два раза больших размеров и кончается на одинаковой высоте. Ледник Б. Актру лишь в верхних частях своих потоков имеет признаки ледника хорошо сохранившегося. Да и то надо отметить, что солнечная сторона левого потока сильно обтаивает, отступает от склона долины. Нижнее же поле ледника, как мы видели, деградирует очень сильно и, можно сказать, находится на пути к исчезновению. По сравнению с Б. Талдуринским ледником деградация оледенения достигла здесь следующей фазы, характеризуемой разделе-

нием и обособлением основных потоков ледника. Условия питания ледника Б. Актру оказываются явно худшими, чем ледника Б. Талдуринского. Очевидно, высокие гребни слишком замыкают бассейн, не допускают к нему достаточного количества осадков, перехватывают часть осадков, откуда бы они ни поступали. Отсюда становится понятной та большая ступень отступления, в которой находится ледник Б. Актру.

Большой интерес представляет ледник Малый Актру по своим характерным, выделяющимся признакам. Имея сравнительно небольшие размеры, он спускается очень низко и — вторая особенность — дает чрезмерно мало талых вод, что особенно необычно именно для ледника, низко спускающегося. В самом деле, исследователь, увидев издали прекрасно выраженный ледниковый язык, низко спускающийся в главную долину, ожидает, что это ледник во всяком случае крупный, вероятно, главный ледник истоков, что из него вытекает бурный поток. Но на самом деле не оправдывается ни то, ни другое, ни третье. Особенности ледника, как мы видели, могут быть объяснены условиями залегания в ущелье северной экспозиции. Этот ледник является примером более резко выраженной, чем у других ледников, зависимости формирования, деятельности и эволюции ледника от условий рельефа, а не климата.

Высоко лежащий ледничок справа от М. Актру демонстрирует двойственность характера оледенения, появляющуюся в истоках Актру. Альпийский тип ледников Актру на северо-восточном отроге сочетается с плосковершинным типом оледенения. Высотное положение последнего связано со снеговой линией на открытых, близких к горизонтальным, площадках и для нее здесь получается высота около 3 400 м. Наличие моренных валов, на некотором расстоянии окаймляющих конец указанного ледничка, показывает, что и этот тип оледенения подвержен тому же общему процессу деградации его на Алтае.

Ледники левых притоков Актру

От левого борта верхней долины Актру к северо-западу до долины Маашей протянулся Передовой гребень Биш-Иирду, короткий, но один из самых высоких кряжей на Алтае. В сторону Чуи он падает крутым открытым склоном и хорошо может быть осмотрен вместе с системой ледников с разных точек Чуйского тракта.

На высоте около 2 500 м, т. е. несколько выше границы леса, перед гребнем расположено довольно широкое плато, покатое в сторону Чуи и выполненное моренными отложениями. Среди них теряются потоки от снегов и целого ряда ледничков, не имеющих, таким образом, видимого стока к Ештык-колю. Более же значительные ледники (Корумду, Куркурек, Карасу) дают речные потоки, протекающие в заметно углубленных долинах, метров на 200 от поверхности плато. Долины представляют трог, по верхним краям которых тянутся мощные моренные валы, значительно повышающие склоны долин. Самые верхние части долин, ближе к ледникам, заключены между короткими поперечными гребнями и имеют высокие склоны с острыми вершинами.

Моренный ландшафт на горной ступени соответствует в основном такому состоянию оледенения, когда северо-восточный склон Передового гребня уже не был покрыт сплошным слоем фирна и льда, но давал ряд отдельных мощных ледниковых потоков (Корумду и др.) с большими валами морен по бокам. Между ними имелся еще ряд меньших

ледников, загромождавших своими конечными моренами все пространство ступени между основными ледниками.

Плато — верх этой ступени — имеет ширину около 5 км близ Актуру, но суживается к западу. В сторону Чуи оно обрывается крутым и холмистым (благодаря моренным холмам) уступом высотой в 600—700 м. Спуск со ступени ведет не непосредственно к Чуе, а сначала в широкую долину параллельную хребту и параллельную Чуе. Долина эта в западной части занята небольшим озером Каракол и окружающими его болотами со стоком (повидимому, непостоянным) к Маашей, а большей частью имеет уклон на восток и занята речкой Ештык-коль, питаемой потоками с хребта. Ештык-коль соединяется с Актуру и усиленная река, покидая долину, прорывается к Чуе прямым коротким ущельем.

Почти все протяжение северо-восточного склона Передового гребня, за исключением крайних его пониженных частей, занято рядом лежащими ледниками. Их всего 11; они залегают или в карах или в коротких крутых долинах, свойственных этому хребту. Система потоков из этих ледников питает, как сказано, большой приток Актуру Ештык-коль, но один из них, именно Карасу, крайний к востоку, впадает в Актуру самостоятельно. Таким образом, система ледниковых истоков Актуру получает широкое распространение, занимая не только глубокий внутренний бассейн ледника Б. Актуру, но и передовые склоны Биш-Иирду.

Общая картина оледенения Передового гребня может быть довольно хорошо рассмотрена с Чуйского тракта, например, из села Курай, откуда можно подсчитать все ледники и судить об их размерах. Подход к ледникам также не представляет особенных трудностей, но тем не менее надо констатировать, что эта область оледенения оставалась до последних лет почти неизученной.

Ледник Корумду. Средняя часть Передового гребня от Актура-баш на юго-востоке и до вершины Куркурек на северо-западе выделяется большой высотой, обилием снега и оледенением в виде одного из выдающихся ледников Алтая — ледника Корумду. Вершина Актура-баш резкой ступенью от 3 500 до 4 075 м поднимается над юго-восточным краем Передового гребня. От Актура-баш до вершины Куркурек, на протяжении около 4 км, гребень имеет следующий вид:

Сначала следует самая высокая часть гребня до узловой вершины (4 040 м), от которой отходит водораздел Актуру-Маашей. На протяжении 1,5—2 км гребень не опускается ниже 4 000 м и покрыт наверху мощными снегами, спускающимися круто в сторону Корумду и более полого к верхней части левого потока ледника Актуру.

Далее гребень понижается, примерно, до 3 900 м и потом образует более глубокое седло в 3 700 м. Верхние снега на юго-запад спускаются в обширный снежный цирк правого ледника Маашей, а на северо-востоке образуют крутые скаты и навесы, чередующиеся со скалами.

Крутой подъем от седла ведет в 4 км от Актура-баш на вершину Куркурек — широкий снежный купол высотой в 3 930 м с недоступно крутыми снежными скатами и скалистыми обрывами в северную сторону.

Все это протяжение Передового хребта, ограниченное справа и слева короткими поперечными отрогами от Актура-баш и Куркурек, принадлежит леднику Корумду. Ледник имеет всего около 4,5 км протяжения питающих его гребней со средней высотой не ниже 3 900 м.

Ледник Корумду состоит из трех потоков. Главный восточный поток формируется под вершиной Актура-баш с ближайшей частью поперечного отрога, где есть еще высокий пик, и под соседней с Актура-баш наиболее высокой частью хребта с узловой вершиной. Под этими вершинами образуются два обширных (или один двойной) крутостенных фирновых бассейна циркообразной формы. Снежные покровы весьма обильны, но наряду с их полосами и навесами на очень крутых склонах встречаются и скалистые обнажения.

Массы фирна соединяются несколько выше снеговой линии и затем опускаются мощным ледопадом к нижнему полю. Повидимому, в результате этого соединения образуется морена, которая вытесняет на поверхность уже в нижнем течении ледника, ближе к левой стороне, сначала в виде отдельных камней и куч, а затем — более или менее сплошного вала.

Второй к западу, средний поток ледника не имеет сколько-либо значительного циркообразного расширения своего вместилища вверх и представляет в целом весьма крутой и узкий поток, почти ледопад, большого вертикального протяжения.

Третий поток собирается в крутом каре на северо-восточном склоне вершины Куркурек и к нему же относится большое снежно-фирновое скопление, обособленно повисшее под седлом хребта к востоку от Куркурека. Седло это на самом верху и с южной стороны обнажено от снега, скопление же снега и фирна на стороне Корумду имеет характер громадного надува, который время от времени дает обвалы на третий поток ледника Корумду. Общее уменьшение заснеженности склонов и преобладание скалистых стенок сразу сказывается на меньшей мощности второго и третьего потоков по сравнению с главным, восточным.

Большая крутизна падения потоков сказывается и внизу, в начале нижнего поля, где теряется уклон, но сохраняются некоторое время высокие поперечные волны от среднего потока.

Нижнее поле ледника, ровное и пологое, питается в основном правым потоком и имеет массы льда, сосредоточенные с правой стороны (по течению); левая же сторона ледника идет ниже и лед быстро скрывается под моренным покровом, все морены от слияния потоков оттесняются к левой стороне. Соответственно и конец ледника оказывается двойным: чистый ледяной язык находится с правой стороны, а рядом, с левой стороны, выступают среди морен ледяные стенки и утесы.

Размеры ледника все же не очень велики: длина по правому потоку около 5 км, ширина нижнего поля 500 м при длине в 2 км; общая площадь порядка 5 кв. км. Конец ледника лежит очень низко — 2 230 м, т. е. ниже границы леса; деревья (лиственницы) попадают и на моренах и на склонах долины метров до 100—150 выше этого уровня.

Вертикальное протяжение ледника оказывается весьма большим, так как начинается он с самой вершины хребта. Всего получается до 1 800 м вертикального протяжения, почти как для ледников Белухи. Точно также значителен оказывается средний уклон ледника — около 25°, но в нижнем течении он равен всего лишь 6—7°. Средняя высота ледника по Геферу достигает 3 100 м, но эта цифра больше высоты снеговой линии на леднике, которую надо поместить, примерно, на 2 900 м.

Скорость течения ледника в средней части оказалась до 30 м в год (1936—1937). За этот же год ледник отступил в своей правой части на

2 м. Эта цифра мало показательна сама по себе, но есть и другие признаки убывания ледника: его конец в 1937 г. стал более тонким и плоским, чем в 1936 г., кроме того, вся система морен указывает на отступление ледника. Конец ледника заснят и зафиксирован по крупным камням, так что есть возможность проверить его положение в ближайшие годы.

Ледник дает совершенно мутный весьма значительный речной поток с расходом воды в летнее время днем около 8 м³/сек. Интересно отметить, что в холодные дни в конце августа 1937 г. поток Корумду был, пожалуй, не меньше самой Актру, но, к сожалению, сравнение сделано на глаз.

Весьма интересно и поучительно расположение конечных морен ледника Корумду. Высокий вал конечной морены, уже сильно заросший, со взрослыми деревьями, находится на расстоянии, примерно, 400 м от конца ледника. На этот вал сверху налегает, частично его перекрывая, тоже высокий вал более позднего происхождения и только начинающий зарастать. Эти морены, вместе взятые, составляют внешнее окаймление ледникового языка; с них бурно стекает по крутому уклону с высоты 70 м речка Корумду.

Пространство от этих валов до ледника занято частью ровными площадками, частью менее высокими моренами, которые могут быть прослежены и по бокам ледника, но менее четко, чем выше указанные два вала. Первыми после небольшой площадки являются два небольших вала друг за другом, начинающие зарастать, с лиственницами 20—30-летнего возраста. Далее, после новой площадки, следует еще вал, незарастающий в расстоянии 80 м от ледника; и, наконец, в 40 м от языка — еще новый молодой вал. Этот последний лежит в виде дуги высотой в 2—3 м против чистого конца ледника, а левым краем близко подходит к стенке льда левой засыпанной части. Это значит, что чистый ледяной язык сокращается быстрее, чем закрытая моренным покровом левая часть ледника.

Расположение этих морен показывает, что отступление ледника за последние столетия, в частности, 19 и 20 век, в целом не особенно велико и происходило, чередуясь с моментами задержек и наступаний ледника. Расположение морен дает известный материал для анализа современного процесса отступления ледника, что и будет сделано в теоретической части работы.

Ледник Корумду не только самый большой на северо-восточном склоне Передового гребня, но и самый типичный, имеющий настолько резко выраженные черты и свойства, что их можно было бы отметить местным названием типа ледника Корумду.

К истокам Корумду принадлежит еще один боковой ледник — спутник левой стороны, помещающийся в крутой долине над нижним течением главного ледника. Долинно-каровый ледник северной экспозиции имеет длину в полтора километра и кончается на высоте около 2 700 м, т. е. давно уже утратил связь с главным ледником. Он может служить для определения высоты снеговой линии, которая здесь получается равной 2 900 м.

Ледники Куркурек и Ештык-Коля. На западном краю Передового гребня Биш-Иирду на северном склоне залегает интересная небольшая система из трех ледников в истоках Ештык-коля. Ледники занимают 5 км протяжения по гребню, высота которого к западу от

вершины Куркурек падает очень ровно и постепенно. Вместе с тем последовательно уменьшается оледенение и выше помещаются концы ледников.

Ледник Куркурек, самый большой из трех, начинается с западной стороны вершины Куркурек в высоком снежно-фирновом цирке. Спускается крутым ледниковым потоком в западном направлении, а затем, вместе с поворотом на северо-северо-запад, выполаживается, но без столь резкого выделения нижнего поля, как у ледника Курумду. С левой стороны имеется приток, который выливается крутым ледопадом из высокого кара и смешивается с главным потоком.

Северный склон Передового хребта вместе с вершиной Куркурек весьма крут, но повисшие на нем снежно-фирновые поля имеют известную связь с накоплением снегов на самом верху этого хребта, и это является существенным условием формирования ледников. Однако преимущественное движение снегов со снежной шапки Куркурека и к западу от нее происходит, повидимому, в сторону Маашей, благодаря соответствующему наклону плоского верха хребта. При другом его наклоне развитие ледников северного склона было бы значительно большим.

Приблизительные размеры ледника следующие: длина — 3,5 км, площадь 2,5—3 кв. км, ширина внизу — 0,4 км; снежные поля занимают по хребту протяжение в 2,5 км. Скорость течения, измеренная 20—21 августа 1937 г. в расстоянии 400 м от конца ледника, оказалась равной 12 см в сутки.

Конец ледника лежит на высоте 2 500 м и имеет вид очень выпуклого языка, несколько разделенного на две части моренным валом, выходящим снизу из-под ледника. Интересно также отметить, что во время посещения ледника 20—22 августа 1937 г. речной поток частью вытекал из-под двух частей языка, и частично вырывался из ледяной щели в середине льда.

Перед концом ледника в расстоянии 200 м — большой вал молодой морены, лишь начинающей зарастать. Он надвинут вплотную на вал старой морены и частично его перекрывает. Такое расположение двух больших морен вполне аналогично моренам Корумду, но только большие моренные валы здесь ближе расположены к леднику; ближайшие же к концу ледника Корумду небольшие навалы морен здесь не выражены.

Западный сосед ледника Куркурек, каровый ледник Ештык-коль, значительно меньше Куркурека. В широком каре залегают, не полностью заполняя его, снежники, которые жмутся к стенкам кара, так что ледник дает лишь короткий плоский язык и кончается выше, чем Куркурек, на высоте около 2 600—2 650 м. Ледник сохраняет еще некоторую связь с верхними скоплениями снегов.

Плоский верх хребта над ледником Ештык-коль имеет фирновое образование, несколько обособленное щербатым обнажением от основных снежных массивов Куркурека. Этот плосковершинный ледник, длиной 1,5 км, имеет, повидимому, основное направление движения на северо-запад вдоль гребня и при этом своей правой стороной сохраняет некоторую связь со снежниками ледника Ештык-коль, а левой стороной соединяется с одним из правых боковых ледников долины Маашей. С северо-западной стороны, т. е. на верху гребня, он образует крутой фирново-ледяной скат в 30 м высотой, нечто вроде недоразвитого языка.

Абсолютная высота его залегания — около 3 600 м, что должно соответствовать высоте снеговой линии на почти горизонтальной верхней площадке гребня со слабым наклоном на юго-юго-запад. Это один из наиболее интересных случаев определения на Алтае снеговой линии на открытых местах.

Надо заметить, однако, что сохранение и накопление снеговых полей наверху кряжа в большой степени зависит от сдувания снега сильным ветром. Почти всегда участники восхождения на Актура-баш отмечают очень сильные юго-западные ветры на вершине горы. Автор в сентябре 1939 г. испытывал на вершине гребня в течение больше суток непрерывный юго-юго-западный ветер силой до 7—8 баллов.

По сравнению с ледником Куркурек, соединение ледника Ештык-коль с верхними снеговыми полями оказывается более слабым и это, вместе с понижением гребня, является причиной ослабления оледенения на склоне гребня.

Снеговая линия на леднике Ештык-коль находится на высоте 2 900 м, приблизительно на той же, что и на леднике Куркурек. Но если подняться на вершину гребня, то мы встречаем здесь еще раз снеговую линию на высоте 3 600 м. Условия рельефа и микроклимата здесь таковы, что допускают по существу образование двухъярусного оледенения и двухъярусной снеговой линии: во-первых, на северо-восточном склоне гребня и, во-вторых, значительно выше, на его плоском верхе.

Рядом с описанным ледником к северо-западу находится еще один каровый ледничок, также в истоке Ештык-коля, меньший, чем его первый ледник. Площадь ледничка — порядка 0,3 кв. км, тип — каровый, с коротким языком. Условия залегания приблизительно такие же, как и первого ледника, размеры же уменьшены по причине некоторого понижения хребта (до 3 500 м), а при этом наверху уже не образуется сколько-либо значительных постоянных снеговых накоплений.

Ледник этот является крайним на западном крыле Передового хребта. Соседняя с ним к северо-западу впадина в хребте представляет, по-видимому, кар, хорошо развитый, но лишь с остатками обледенелых полей, которые уже нельзя считать действующим ледником. Общая высота гребня здесь становится уже недостаточной для сохранения современного оледенения. Мы видим здесь, что для существования ледника нужна не только некоторая высота дна кара, но и достаточная высота склонов над ним.

Ледник Карасу, третий по величине в Передовом хребте, лежит к востоку от Корумду, хотя и не рядом с ним. Начинается под восточным склоном вершины Актура-баш, которая, впрочем, дает в эту сторону не очень большие запасы фирна и снега. Питается также гребнем к востоку от вершины и гребнем поперечным, которые дают еще два фирновых потока с правой стороны ледника.

Ледник в целом довольно пологий, за исключением верхних частей, имеет среднюю морену, которая делит ледник на две части: левую, чистую, идущую от главного фирнового потока с Актура-баш, и правую, которая внизу сплошь засыпана каменным покровом. Конец левой, чистой части скошен наискось и лежит значительно выше конца правой, засыпанной части, которая продолжается вниз по долине на 700 м дальше. Это, по-видимому, значит, что ледник находится в стадии быстрого отступления, причем массы льда, засыпанные каменными покровами, лучше защищены от таяния и отступают медленнее. Левая часть ледни-



Среди вершин и гребней Биш-Иирду (Северо-Чуйские горы).
В правой части рисунка—вершина Актура-баш.



Ледник Корумду на склоне передового
гребня Биш-Иирду.



Вершина в 3750 м над западной частью Талдуринаского ледника.
Оттеснение морен к левому борту ледника.



Снеговые вершины с небольшими ледниками на отрогах Ю. Чуйского хр. к западу от Иикту. В центре—ледник с широким фирновым полем, питающий один из левых притоков Иолдо (система р. Карагем).

ка, безусловно, лучше обеспеченная питанием, все же отступает быстрее. Правая же часть, при худших условиях питания, под защитой моренного покрова обладает большой инерцией в смысле сохранения своего состояния.

Ледник имеет в длину 3,5 км, площадь около 2 кв. км; кончается на высоте 2 630 м; снеговая линия проходит на высоте 2 960 м. Верхняя долина Карасу перед ледником вся завалена моренами, среди которых, частично скрываясь, пробивается небольшой речной поток. Большая степень загромождения моренами верхней долины зависит, с одной стороны, от интенсивного получения обломочного материала, особенно с правого склона над ледником, а с другой стороны — от слабого выноса его небольшим речным потоком, который дает ледник, в этом отношении, повидимому, не очень активный.

Три ледника — Корумду, Куркурек и Карасу — являются самыми большими в оледенении Передового гребня, что объясняется близостью этих ледников к главным вершинам. Однако почти сплошное оледенение гребня, которое бросается в глаза при взгляде на хребет издали, создается всей совокупностью 11 ледников с площадью в 12 кв. км.

Кроме трех перечисленных ледников, к долинному типу с известной натяжкой могут быть причислены еще два ледника: один лежит между Корумду и Карасу, другой — рядом с Карасу, к востоку. Этим ледникам соответствуют хорошо выраженные долины только в пределах высокой части хребта, а ниже, в пределах нагорной ступени, долины заполнены моренными отложениями, среди которых теряются речные потоки из ледников. Остальные ледники являются каровыми разной степени развития, от переходного долинно-карового типа до умирающих остаточных полей: два ледника занимают окраинное положение в пониженной западной части, три — являются боковыми спутниками в ледниковых долинах и один (висяче-каровый) поместился на выступающей части гребня в промежутке между долинами Корумду и Куркурека.

Каровое оледенение не является основным и типично развитым в этом хребте (как-то имеет место, например, в западной части Катунского хребта). Основное значение имеют долинные ледники большого вертикального протяжения, что соответствует большой крутизне склона хребта при наличии достаточного снегового питания.

Рельеф хребта, образующего крутую, высокую и мало расчлененную ступень над первой ступенью поднятия сравнительно небольшой абсолютной высоты, к которой приурочены концы ледников и долины речных потоков, создает значительные ограничения для развития большого оледенения. Цирки с накоплениями фирна не достигают очень больших размеров. Главные долины вплотную подходят к хребту на небольшой абсолютной высоте (ниже плоского верха ступени) и это не допускает большого развития нижних ледниковых полей. Основные площади ледников расположены в крутых потоках на склонах гор.

Снеговая линия лежит на высоте около 2 900 м, невысоко для Чуйских Альп, что свидетельствует об известной обеспеченности ледников осадками. Но надо отметить, что большие снега на верху гребня, имеющие основной скат в юго-западную сторону к леднику Маашей, сравнительно мало дают питания ледникам северо-восточного склона.

В целом надо считать, что оледенение северо-восточного склона Передового хребта достигает некоторых средних размеров при наличии не

очень высокого положения снеговой линии, но не вполне благоприятных условий рельефа.

Деградация оледенения на северо-восточном склоне Передового хребта происходит энергично, как и везде на Алтае. Признаки этой деградации обычны и проявляются в разных частях ледников: намечающееся обособление трех потоков ледника Корумду, сильное асимметричное стайвание ледника Карасу, обособление верхнего плосковершинного ледника — все указывает на нарушение ледникового баланса, на превышение абляции над прибылью веществ в ледниках. Однако отступление здесь происходит, повидимому, все же более медленно, чем других больших ледников Алтая, для которых есть материал наблюдений. Крупные ледники Корумду, Куркурек отступили от старых морен всего лишь на 200—400 м, т. е. значительно меньше, чем другие большие ледники Алтая.

Сравнительно большая устойчивость оледенения около вершин Актура-баш и Куркурек может зависеть от разных причин, которые можно наметить лишь предположительно: 1) большая степень затененности крутых северного и северо-восточного склонов; 2) наличие связи главных ледников с большими снежно-фирновыми накоплениями на больших высотах у вершин Актура-баш и Куркурек, где сокращение запасов снега может и не иметь места; 3) крутые ледники Корумду и Куркурек наиболее сильную абляцию имеют на своих низко расположенных коротких языках. Вполне возможно поэтому, что уже происшедшее сокращение этих языков могло приблизить к состоянию равновесия прихода-расходный баланс вещества у этих ледников и замедлить их дальнейшее отступление. Вообще кроме общеклиматических причин, возможны и местные условия, заключающиеся в микроклимате, рельефе или в форме самих ледников, приближающие их к состоянию равновесия. В этих отношениях описанные ледники, во всяком случае, заметно выделяются среди большинства ледников Алтая.

Ледники Передового хребта вместе с ранее описанными ледниками Б. и М. Актру составляют довольно обширную систему ледниковых истоков Актру. Эта короткая речка имеет всего 16 ледников с общей площадью их около 26 кв. км и является одной из типичных горных рек Алтая, режим которых подчинен процессу таяния ледников. Измерения на водомерном посту выше устья Ештык-коля дали значение расхода воды Актру в июле порядка 8—10 м³/сек. В нижнем течении Актру эти цифры должны повыситься почти вдвое. В системе Чуи реке Актру принадлежит второе-третье место, наравне с Маашей и после Чеган-узуна.

Характер долины и продольного профиля русла реки таковы, что вполне допускают устройство запасных водохранилищ для целесообразного использования водных сил реки. Для этой цели может служить, например, большая и ровная галечниковая площадь в верхнем течении реки, ниже ледников, откуда река прорывается в узком выходе между моренами. Весьма обширная ровная площадь имеется по течению Ештык-коля, а также при слиянии его с Актру перед тем, как река входит в ущелье и прорывается к Чуе.

Необходимо отметить, что в небольшом масштабе воды реки Актру используются и теперь. Выше устья Ештык-коля на Актру устроена небольшая плотина и водоотводный канал направляет часть воды Актру в степь к западу от течения реки Тетё для орошения значительных сельскохозяйственных участков.

Истоки реки Маашей

Река Маашей или Манжей, или Мажой — это следующий, ниже Актру, большой ледниковый приток Чуи. В исследованиях В. В. Сапожникова истоки Маашей были пропущены вовсе и остались «белым пятном». Исток реки и, в частности, главный ледник — Б. Маашей — впервые был посещен Б. и М. Троновыми в 1924 г., а затем автором в 1932 г. Весьма существенные дополнения в изучении ледников были сделаны автором в 1937 г. и затем в 1939 году путем осмотра их с вершин Передового хребта. Истоки реки и главный ледник трудны для исследований, так как подъезд на лошади к нему невозможен и для посещения ледника необходима нелегкая пешеходная экскурсия на расстояние в 10—12 км, считая только до конца ледника.

Истоки Маашей с ледниками занимают наиболее центральное, внутреннее положение в горном узле Биш-Иирду. Они окружены наиболее высокими вершинами и гребнями с общим протяжением в 20 км, где высоты достигают 3 600—4 230 м, кроме гребней менее высоких, но все же с небольшими ледниками. Из всех значительных ледниковых богатств Маашей наиболее выделяется главный ледник — ледник Большой Маашей, один из самых выдающихся феноменов в оледенении всего Алтая.

Ледник Б. Маашей питается наиболее высоким участком Центрального хребта по водоразделу с истоками Карагема, отчасти поперечным гребнем водораздельным с Актру, и своими снежниками занимает по хребтам протяжение до 15 км. Основная долина ледника начинается с поперечного гребня — водораздела с Актру и ближайшего участка Центрального хребта по водоразделу с левым ледником Карагема и тянется километров 5 в западном направлении, а затем круто поворачивает на север. Вся долина, вплоть до стоящих в глубоком тылу вершин и седла, всяма полого, кроме небольшого уступа с трещинами и скалой по середине в начале фирновой части. Верхняя часть долины, имеющая западное направление занята широким, но маломощным правым потоком ледника, который представляет спокойное ледяное, а выше, над уступом, фирновое поле. Питание леднику доставляет не особенно выдающаяся вершина в тылу, седло слева (т. е. с юга) около нее и дальше, все с левой же стороны, крутые снежники в виде полос и навесов на очень крутых северных склонах Центрального гребня.

С правой же стороны поднимаются очень высокие, крутые, но почти бесснежные склоны короткого отрога между главным и правым ледниками Маашей. Можно сказать, что с этой стороны рассматриваемый поток никакого постоянного питания не получает. Но на скалистом приступке немного выше уровня главного ледника здесь образуется небольшой самостоятельный ледничок, утративший связь с главным.

Этот правый поток ледника Маашей в настоящее время значительно обособлен в верхней части ледниковой долины. Он образует широкий и плоский ледяной язык с засоренной поверхностью и только своей левой частью, имеющей дополнительное боковое питание, смешивается со средним потоком. Размеры правого потока, примерно, таковы: длина достигает 5 км, ширина — 0,5 до 1 км. Поток долинный, несколько асимметричный, благодаря стайванию правой стороны, где образуются большие боковые и береговые морены.

У поворота долины на север приходит с юга с Центрального хребта средний поток ледника Маашей. Центральный хребет поднят и расширен здесь в виде мощного массива Маашей-баш, где наверху развивается обширный фирновый бассейн округлой формы, покатый к середине, с диаметром примерно в 4 км. Максимально высокий хребет в тылу бассейна и несколько понижающиеся ребра по сторонам составляют его окружение, так что остается сравнительно узкий выход на север к нижней долине ледника Маашей.

Тыловой совершенно снежный хребет по водоразделу с Абыл-оюком (правый исток Карагема) имеет среднюю высоту около 4 000 м. В средней и восточной его части имеются две некрутых вершины и седловидное понижение, а на западной стороне поднимается пирамида собственно Маашей-баш в 4 230 м высотой. Остается неясным характер водораздела с Абыл-оюком: или здесь на всем протяжении имеется гребень, хотя и снежный, но с четким водоразделом, или здесь имеется снежная платообразная поверхность значительной ширины, покатая в обе стороны.

Вершина Маашей-баш с этой (т. е. с северной) стороны имеет вид пирамиды с тремя основными ребрами и двумя гранями. В восточном направлении по линии хребта отходит ребро с уклоном градусов в 35, на запад падает ребро с уклоном в 45° к дальнейшему продолжению хребта, сниженного здесь сразу на 500—600 м; на северо-восток в сторону Маашей отходит еще ребро, ограничивающее высокий фирновый бассейн с запада. Северо-восточная грань, обращенная к фирновому бассейну, сплошь закрыта снегами. Северо-западная сторона частью падает очень крутой и высокой скалистой стеной к третьему потоку ледника Маашей, а частью менее круто соединяется со склоном цирка самостоятельного левого ледника Маашей.

Высота Маашей-баш — 4 230 м — определена автором с помощью эклиметра при восхождении на Актура-баш в 1939 г. Такую же цифру получил с помощью anerоида В. И. Мирошкин при подъеме на Маашей баш в 1940 г. Несмотря на совпадение результатов этих двух определений, полученную величину надо считать лишь приближенной и нуждающейся в проверке. Это замечание относится, впрочем, и к другим вершинам Алтая и даже к Белухе, для которой имеется целый ряд определений высоты. До новых точных измерений надо считать, что Маашей-баш уступает в Советском Алтае только Белухе и несколько превышает Иикту. Спорит с Маашей-баш одна из вершин в хребте Чихачева в истоках Чуи на границе с Монголией.

Довершая описание вершины, надо указать, что в сторону Карагема Маашей-баш частью опускается полого снежным склоном юго-восточной экспозиции к леднику Абыл-оюка, частью прямо на юг обрывается скалистыми стенами.

Восхождение на Маашей-баш в 1940 г. И. В. Мирошкин сделал, как уже указывалось, с ледника Б. Актру, траверсируя по линии главного хребта. Возможны, повидимому, и другие пути восхождения: с севера, с главного ледника Маашей, и с южной стороны, с главного ледника Абыл-оюка, а может быть, и по западному ребру.

Средний поток ледника Маашей из верхнего бассейна с его огромными накоплениями фирна прорывается вниз в узком скалистом коридоре. По сторонам его склоны массива Маашей-баш обрываются скалами еще более крутыми, то обнаженными, то увенчанными навесами и язы-

жами фирна, готовыми обрушиться вниз. Сжатый с боков и крутой поток ледника превращается в сплошной ледопад шириной метров в 400, протяжением в 2 км, при общем падении в 700 метров. Направление его северо-восточное, под углом к северному направлению нижней долины ледника. Поэтому узкий этот поток при взгляде снизу издали оказывается загороженным скалистым гребнем и очень трудно различим.

Средний поток является в настоящее время безусловно главным в смысле питания всего ледника, хотя более глубокая ледниковая долина принадлежит правому потоку.

Недалеко от среднего потока из карообразной долинки, лежащей на высоте около 3 200 м под северо-западной гранью Маашей-баш, круто спускается третий, левый приток. Это по всей конфигурации — не типичный кар: боковые склоны долины представляют пониженные гребни-отроги, а тыловая стенка восходит на 1 000 м к самой вершине Маашей-баш, что свидетельствует о значительном вертикальном и горизонтальном перемещении фирновых масс. Полосы и навесы фирна на склоне вершины, хотя и оставляют очень много обнаженных скал, дают все же на дно долины значительное питание. В результате правый поток успевает дойти до дна нижней долины и принимает участие в формировании нижнего языка всего ледника.

При слиянии потоков мощность центрального потока бросается в глаза: он идет дальше выпуклой ледяной рекой в то время, как оба боковых потока присоединяются лишь пассивно, не давая средней морены, а вызывая лишь закрытие боковых частей ледника обильным каменным покровом.

От слияния потоков на высоте 2 800 м и до конца ледниковый язык имеет еще 5 км длины пологого течения ледника с шириной его метров 400—500. При этом по всей длине выделяется средняя часть, вполне чистая, даваемая центральным потоком, но сохраняются под каменными покровами и боковые части от правого и левого потоков, хотя они мало активны, и отделены рвами от средней части. Льды правой стороны доходят до самого конца ледника, а с левой стороны несколько отстают.

Такое обрамление главного потока краевыми частями, укрытыми мореной, должно в целом, уменьшая таяние, способствовать продвижению всего ледника вниз по долине и увеличивать общую длину ледника. Средняя часть ледника имеет однообразную бугристую поверхность со слабым наклоном (около 5—6°) вниз по течению, а в поперечном профиле в общем почти горизонтальную, немного выпуклую. Ближе к концу ледника образуется довольно глубокая ложбина по середине, вырытая поверхностным ручьем, а по сторонам — ледяные стенки, обрывающиеся к боковым ручьям. Поверхность ледника почти лишена камней, лед белый, пузырчатый, непрозрачный; несколько извилистая лента ледника издали ярко блестит на солнце. Конец ледника имеет вид крутого уступа, сильно расчлененного оврагами. На ледяных стенках исключительно четко выделяется полосчатость льда, причем чередуются слои белые и более темные, загрязненные. Мощность льда у конца достигает 75 м. Рядом с чистым концом, отделяясь от него ледяным оврагом, лежат засоренные массы льда правой стороны, гораздо более плотные.

Общие размеры ледника следующие: длина по правому потоку достигает 10 км, и столько же, не меньше, по среднему потоку; площадь—

порядка 15 кв. км с той оговоркой, что большое верхнее фирновое поле осмотрено лишь издали.

Конец ледника Маашей лежит на высоте 2 185 м, т. е. ниже всех ледников Чуйских Альп, близко к высотному положению ледников Белухи. Положение конца ледника фиксировалось в 1924, 1932 и 1937 гг. С 1924 г. по 1932 г. ледник отступил на 49 м, с 1932 по 1937 г. — еще на 35 м. Всего за 13 лет ледник укоротился на 84 м со средней скоростью отступления в $6\frac{1}{2}$ м в год. Отступление это по сравнению с другими ледниками Алтая, и принимая во внимание солидные размеры ледника Маашей, надо признать медленным. Ледники Белухи, а также ледники Талдуринский и Софийский в Южно-Чуйском хребте отступают интенсивнее. В 1937 г. конец ледника заснят, и это позволит в будущем лучше охарактеризовать процесс отступления ледника.

В связи с медленным, повидимому, процессом сокращения языка ледника Маашей, находится близкое сравнительно к концу ледника расположение молодых конечных морен. Валообразное нагромождение камней находится в 50—60 м от конца ледника. Оно образовалось после 1924 года и характеризует замедление отступления около 1930 года. Наличие дальше лежащих морен не прослежено вплоть до большого вала в 400 м от конца ледника, соответствующего большим моренам Корумду и Куркурека. Вал хорошо выражен по бокам долины, а на дне почти смыт: остались холмики, частично поросшие деревьями.

Сделанное описание ледника Маашей позволяет отметить некоторые его характерные особенности.

Выдающимся ледниковым образованием является залегающий на большой высоте обширный фирновый бассейн, дно которого находится много выше снеговой линии. Формирование такого бассейна надо связывать с поднятием вверх горного массива со значительной верхней поверхностью, несколько наклоненной к северу и обставленной некоторыми повышениями, из которых главное — вершина Маашей-баш. Аналогичный бассейн, но меньшего масштаба и несколько ниже залегающий, имеется еще у ледника М. Актру. Верхние, высоко лежащие фирновые накопления вообще свойственны горам Биш-Иирду. В частности они отмечены на Передовом хребте. Однако, при наклоне верхней площадки к югу они сравнительно слабо питают ледники северного склона хребта, которые были описаны выше. Огромные фирновые накопления ледника Маашей, надо считать, имели, наоборот, наиболее благоприятные предпосылки в виде размеров и наклона верхней поверхности.

Верхний бассейн связывается с нижним ледниковым полем Маашей с помощью фирно-ледопада длиной в 2 км и высотой почти в 1 км. Тем самым подчеркивается основное залегание ледника Маашей на двух высотных ступенях: нижней, в долине, на высоте 2 180—2 800 м, и верхней, на высоте более 3 700 м. Ледопад этот кроме того является исключительным по своим размерам среди подобных ледниковых образований на Алтае.

Формирование главного потока ледника Маашей в высоком фирновом бассейне с ослабленными процессами таяния и последующий фирно-ледопад, где надолго нарушается целостность масс, не создают условий для образования плотного льда. Такого, надо считать, происхождение той особенности главного потока, что он сложен белым рыхлым льдом. Аналогичны условия образования, надо считать, масс льда и у ледника М. Актру с такой же светлой поверхностью.

Выше отмечалось, что ледники Передового гребня (Корумду, Кур-
курек), повидимому, отступают медленно. Полученные измерения ве-
личины отступления ледника Маашей с 1924 по 1937 г. тоже меньше, чем
у других ледников Алтая. Но наряду с этим замечается интенсивная
деградация в верхней части ледника, а именно его правого потока. Весь
этот поток окружен и замкнут среди высоких вершин и гребней близ-
ких к 4 000 м высоты. Чрезмерная замкнутость положения его, несмотря
на высоту вершин, влияет, повидимому, отрицательным образом на ко-
личество проникающих в бассейн потока осадков. Аналогичное обстоя-
тельство отмечалось уже для ледника Б. Актру, но замкнутость правого
потока ледника Маашей, повидимому, проявляется еще сильнее. На
Алтае трудно найти другой ледник с подобными условиями залегания.
Снеговая линия на этом потоке, как и на левом потоке Б. Актру, рас-
полагается весьма не симметрично, много выше на правой солнечной
стороне, где и происходит интенсивное стаивание ледника.

Боковые ледники Маашей, спутники главного, также до-
вольно значительны. Правый ледник залегает в крутой и короткой доли-
не, расширяющейся вверху. В тылу ее — юго-западный склон Передово-
го хребта от узловой вершины и до вершины Куркурек протяжением в
2,5 км; справа и слева — короткие боковые отроги высотой порядка
3 800 м. Общее протяжение питающих ледник гребней составляет 5 км.
Наверху, где сохраняются частично плоские формы, происходят мощные
накопления снегов, которые имеют преимущественный скат к леднику
Маашей, больший, чем в сторону Корумду.

Частично, однако, верхние снежники не образуют потоков вниз, а
лишь фирновые уступы на самом верху. Плосковершинные фирновые
образования, связанные с вершиной Куркурек, получают сложную кон-
фигурацию, распространяясь и на боковой отрог от вершины Куркурек.
Общая картина склонов над ледником характеризуется тем, что преоб-
ладают или обнаженные россыпи и скалы, где наверху местами видны
навесы фирна, или же фирновые потоки значительной толщины, но толь-
ко не плоские поля и не типичные кары. Такая картина соответствует
плоскому верху хребта, крутым склонам, южной экспозиции и большому
накоплению снегов.

Всего образуется 4 крутых потока, из которых главный берется с
Передового хребта. Потоки объединяются в довольно крутом и сравни-
тельно узком ледниковом языке, который спускается до небольшой вы-
соты в 2 400 м. Общие размеры ледника довольно значительны: длина
до 5 км и площадь около 3—4 кв. км. Долина ледника выходит к глав-
ной долине против конца большого ледника, почти не образуя уступа,
причем боковой ледник всего метров на 600 не доходит до соединения
с главным.

Ниже по течению Маашей Передовой хребет дает еще один ледник
в высокой боковой долине, поднятой метров на 300 над дном долины
главной. Ледник питается двумя фирновыми потоками и благодаря ко-
роткому языку, выходящему из фирнового бассейна, похож на долинно-
каровый. Однако характер накопления фирна здесь не такой, какой
обычно бывает в карах: оба потока имеют тесную связь с плосковер-
шинными снежниками Передового гребня. С юго-западных склонов Кур-
курека массы фирна, разорванные на громадные глыбы, спускаются в
левый поток; правый же поток фирновым склоном средней крутизны
связан с обособленным плосковершинным ледником к северо-западу от

Куркурека. Второй правый ледник Маашей является крайним на юго-западном склоне в той системе ледников, которая образуется на Передовом хребте. Ниже по Маашей правый склон долины, несмотря на большую высоту, почти лишен снеговых пятен, а ледников не имеет вовсе.

Ледники и притоки левой стороны долины Маашей отнесены к западной части Центрального гребня Биш-Иирду и к его западным разветвлениям. К концу главного ледника Маашей с левой стороны, как и с правой, также выходит короткая боковая долина с ледником. Тыл долины расширен в крутостенный цирк к западу от Маашей-баш, раздвинутый, примерно, на 3 км вдоль хребта. Гребень в тылу ледника ровный, без выдающихся вершин, высотой, примерно, в 3 600 м. Ряд полос фирна на нем, более мощных в восточной части, ближе к Маашей-баш, сразу переходит в ровное поле с коротким языком на высоте около 2 500 м. Три средних морены, в общем довольно слабых, сгущаются в нижней части и покрывают плоский конец ледника. Ледник совсем не похож на правый Маашейский: тип — цирковой, причем цирк составлен из двух или трех каров с плоским дном, ледник короткий, но довольно широкий сверху; общие размеры довольно значительны, площадь — до 3 кв. км.

По правую сторону этого ледника выдвигается короткий отрог вершины Маашей-баш с двумя висячими ледничками.

Левый ледник не доходит около 1 км до соединения с главным. Потеря связи между ледниками здесь произошла, повидимому, раньше, чем у ледника правой стороны. Общий ледник Маашей представлял тип древовидного ледника между Передовым хребтом и северо-западной ветвью Центрального хребта.

Отступая от Маашей-баш, северо-западная ветвь Центрального хребта сразу получает характер горной цепи низшей категории по высоте и весьма типичной для Алтая. От левого ледника Маашей до притока Карасу с хребта спускается 5 коротких долинок, повисая над дном большой долины. В продольном профиле хребта — вершины высотой в 3 300—3 500 м и понижения метров на 200—400, связанные с тем, что хребет сильно разрушен карами.

Сплошное оледенение исчезает и сменяется изолированными снегами с образованием висячих и каровых ледников. Их всего 6; наибольший приближается к долинному типу, состоит из двух потоков и достигает длины до 2 км; он дает приток в 4—5 км от начала реки Маашей. Средняя высота залегания ледников около 3 000 м, колеблясь в пределах 200 м.

3 ледника Маашей — главный, левый и правый, недавно утратившие единство, составляют все же весьма компактную группу ледников самого истока реки с общей площадью в 20 кв. км. Главный поток воды вырывается из щели в средней части конца Б. Маашей, через несколько десятков метров к нему присоединяются воды из правого ледника, а поток из левой долины стекает еще к борту главного ледника. Сформировавшийся поток Маашей несет до 15 куб. м воды в секунду.

В полной гармонии с максимально мощной системой ледников находится великолепно развитая глубокая долина Маашей. Верхний 10-километровый участок долины заключен между высокими хребтами, где по сторонам видны высоколежащие поперечные долинки; крутые склоны лишь отчасти поросли лиственничным лесом; кое-где к ним прислоне-



Общий вид на истоки р. Маашей с большим ледником.



Вершина Маашей-баш (4230 м), главный фирновый бассейн
ледника Маашей и ледопад.



Ледник Маашей; язык ледника со средней чистой частью и боковыми, закрытыми мореной; правый поток ледника.



Ледник Маашей, общий вид снизу; раздвоенный „чистый“ конец и его закрытая правая часть.



Конец ледника Маашей и верхний участок долины.



Правый боковой ледник Маашей

ны обширные конусы выносов. Из трех главных долин северных склонов Биш-Иирду—Актру, Корумду и Маашей — последняя всех глубже, ниже по абсолютной высоте и наиболее полого. Плоское дно трога Маашей на первых 7 км больше всего занято обширными галечниковыми площадями, но надо отметить, и нагромождение морен в 2 км от ледника, а вслед за ним особенно обширный конус выноса с правой стороны.

Примерно, в 7 км от ледника расположено моренно-подпрудное озеро в 1 км длиной и до 400 м шириной — замечательный феномен, единственный на Алтае. В образовании плотины важное значение, кроме морены главной долины, имеют валы, расположенные в виде целого ряда параллельных дуг, представляющие результат выноса каменного материала из бокового кара левой стороны. Озеро сравнительно недавно имело выход с правой стороны, но теперь оно заперто осыпью или обвалом правого склона, и река не имеет наружного стока.

Замечательно красиво это озеро, в бирюзовой воде которого отражается величественная панорама истоков Маашей. По краям оно обрамлено щетиной стволов погибших деревьев, торчащих из воды иногда на значительном расстоянии от берега. Таким образом, в результате закрытия выхода реки произошел подъем воды, затопивший сравнительно недавно береговую полосу с лесом.

Промеры, сделанные автором в 1937 г., показали, что глубина озера почти одинакова на большей части пространства, кроме верхнего конца, и очень невелика, порядка 3 м, так что дно озера очень плоское. Возможно, что недавно озеро почти или совсем не существовало и была залита водой лишь площадка перед моренами. Так уверял, между прочим, проводник В. Кумашев, говоря, что лет 40 тому назад никакого озера в верховье Маашей не было. Впрочем, раньше озеро все же должно было существовать и площадка перед моренами образовалась в результате его постепенного заиливания. Уровень площадки значительно, метров на 100, выше уровня долины у нижнего края морен.

В 3 км от озера, где слева впадает приток Карасу, высокие склоны хребта резко обрываются; долина пересекает теперь окраинную плоскую ступень Биш-Иирду, имея вид трога, углубленного на 270 м, т. е. более глубокого, чем у рек Актру и Корумду. По бортам его тянутся мощные моренные валы, лишь немного поднимающиеся над внешней поверхностью плоскогорья. Река приобретает большой уклон, врезаясь в дно долины, где одновременно появляются террасы: у моста через Маашей в 5 км от Карасу имеется 3 яруса террас на высотах 15, 35 и 70 м над рекой. Несколько ниже моста река входит в ущелье и круто спускается к Чуе.

Из притоков Маашей заслуживает отдельного рассмотрения речка Карасу, левый приток, впадающий в 10 км от ледника. Если подъезжать к Биш-Иирду с северо-запада по верхней тропе, идущей по водоразделу между кряжу между Чуей и Шавлой, то издали показывается резко поднятая группа вершин и гребней с острыми формами, сильно заснеженная, и с рядом ледников. Это — северо-западная окраина Биш-Иирду, куда подходит и где вторично разветвляется ветвь Центрального гребня. Здесь скученно поднимаются вершины и гребни до 3 600 м высотой и в целом резко обрываются к платообразному пространству на северо-запад, аналогично Передовому хребту. Между вторичными разветвлениями хребта залегают два ледниковых бассейна: один обращен на

запад к речке Шабага системы Шавлы; другой открывается на север — это верхняя долина Карасу.

Она лежит на высоте 2 200—2 300 м и уже покинута оледенением; выходя в северном направлении на плато, она отделяется от него слева громадным моренным валом и поворачивает вправо, круто спускаясь к Маашей. Оледенение сохранилось в самом тылу долины в виде ледника длиной до 3 км с концом на высоте 2 450 м, и еще отмечены два небольших ледника — 1,5 км и 0,5 км длиной. Возможно, что имеются леднички, еще не отмеченные. Современные остатки оледенения при недостаточной высоте хребта привязаны к удобным вместилищам на склонах и не могут заполнить дна долины. Снеговая же линия здесь лежит не выше, а даже несколько ниже (2 800), чем в главном ледниковом бассейне Маашей, заключенном среди наиболее высоких гребней.

Такова картина оледенения Маашей. Вся система ледников в истоках этой реки представляет распавшийся и продолжающий распадаться громадный ледник древовидного типа. Его особенностью была несимметричность построения, неодинаковость питания и залегания ветвей благодаря различной высоте и рельефу хребтов. Кроме того, выделялся особенно мощный основной ствол ледника. В процессе деградации оледенения все это привело к обособлению разнохарактерных боковых ледников в коротких боковых долинах системы Маашей, в целом сократившихся и отступивших очень сильно (кроме разве первого правого ледника). К их числу очень скоро могут присоединиться и два боковых потока главного ледника, еще имеющие с ним непрочную связь. В то же время очень хорошо сохраняется главный ствол ледника, благодаря исключительному верхнему полю Маашей-баш. Боковые ледники при всем их разнообразии представляют типы более или менее обычные для Алтая. Главный ледник, наоборот, оказывается единственным в своем роде и похож, пожалуй, на Кавказский ледник Караугом. Общее число ледников Маашей достигает 18, а площадь около 25 кв. км. По размерам оледенения Маашей принадлежит 2—3 место среди рек Чуйской системы. Не очень белый, а голубоватый цвет воды объясняется оттаиванием ее в озере и фильтрацией через морены.

Западные склоны и отроги Биш-Иирду

Река Шавла и ее ледники

Р. Шавла — один из крупных правых притоков Аргута, одна из значительных ледниковых рек Алтая — начинается на западных склонах Биш-Иирду, имеет общую длину в 60 км и впадает в Аргут в 30 км от его устья. Площадь бассейна реки около 650 кв. км, полноводность ее характеризуется летним расходом порядка 20—30 м³/сек. Долина реки, вообще сильно сжатая высокими хребтами, поднимающимися над ее дном до 2 000 м, более лесиста в среднем и верхнем течении, а в низовье превращается в скалистое ущелье.

Течение реки и ее долину по отношению к хребтам Северо-Чуйских гор можно разделить на две части — выше или ниже значительного правого притока Ештык-коль или Шабага.

Нижнее и среднее течение реки от Аргута до устья Шабага имеет протяжение в 40 км. Долина залегает здесь между сформированными

второй и третьей цепями Северо-Чуйских Альп, имея почти строго направление на запад без больших изгибов. С северной (правой) стороны долины протянулась по водоразделу с Чуей третья, самая низкая цепь, едва превышающая границу леса, с верхом плоским и широким, где на плоскогорье чередуются широкие долины с невысокими округлыми вершинами. С левой (южной) стороны долины по водоразделу с Юнгуром располагается вторая цепь с высотами, достигающими 3 200 м. Здесь кары и острые вершины сменяются более плоскими или округлыми формами лишь ближе к Аргуту, где сама цепь ветвится, давая место коротким долинам, промежуточным между Шавлой и Юнгуром. Достоверно не известно, есть ли здесь небольшие леднички, но летующие пятна снега в карах имеются. С той и другой стороны стекают в Шавлу ряд небольших притоков, в целом значительно пополняющих ее неледниковыми водами.

Верхнее течение Шавлы, начиная от притока Шабага, на протяжении 20 км глубоко вклинивается на юго-восток между гребнями Биш-Иирду до водораздела с Карагемом, подходя почти вплотную также к вершине Маашей-баш. Гребень правой стороны — ответвление Центрального хребта — представляет водораздел с Маашей. В самом тылу истоков Шавлы располагается главная линия Центрального гребня по водоразделу с системой Карагема. По левую сторону долины Шавлы хребет представляет следующее к западу ответвление Центрального гребня, начало второй Северо-Чуйской цепи, и отделяет Шавлу от истоков Юнгура.

Верхней долине Шавлы свойственны максимально выраженные черты ледниковых долин Алтая. Это долина — трог с продольными уступами, где моренные валы подпруживают течение реки, превращая ее в спокойную гладь озера. Этих озер два: нижнее, меньшее, находится на середине участка и верхнее, в 4 км длиной — в главном истоке. Алтай знаменит своими моренно-подпрудными озерами: Тальменным, Мультинским, Кочурлинским и другими. Верхнее Шавлинское озеро — еще одна жемчужина в природе Алтая, только больше других скрытая в излучинах самых высоких хребтов Биш-Иирду.

Верхний бассейн Шавлы, начиная от Шабаги, надо отнести к собственно горам Биш-Иирду, выделяя под этим названием узловую часть Северо-Чуйских Альп. Здесь Шавла формируется как крупный горный поток с ледниковым питанием, а в дальнейшем, пополняясь еще довольно обильными не ледниковыми водами, лишь утрачивает частично свой первоначальный характер.

Состоит верхний бассейн в основном из трех неравноправных ледниковых истоков: правый исток, вернее приток, Шабага или Ештык-коль имеет несколько ледников в окраинной северо-западной части Биш-Иирду; левый исток Шавлы имеет более значительные ледники в самом начале второй Северо-Чуйской цепи; наконец, главный, правый, исток (с озером) обладает основными ледниковыми богатствами Шавлы в непосредственном соседстве с ледниками Карагема и Маашей; к нему же относится небольшой правый приток Шавлинского озера.

Ледники Шавлы в первый раз посещены и описаны в 1924 г. автором вместе с Б. В. Троновым, но далеко не полностью: а именно ледники левого истока и осмотрены издали частично истоки р. Шабага и главного истока Шавлы без его восточной части. С тех пор и до 1940 г. новых сведений об оледенении реки не прибавилось. Между тем

главный правый исток Шавлы близко подходит к основным вершинам и гребням Биш-Иирду, и недостаток сведений о нем не позволял дать законченной характеристики горного узла Биш-Иирду как мощного ледникового центра. Этот пробел автору удалось заполнить в 1940 году путем четырехдневной пешеходной экскурсии от озера в самый исток Шавлы.

Главный исток Шавлы и его ледники. Этот исток Шавлы берется из очень эффектного озера на высоте 1 800 м, но еще до озера имеет значительную длину. Если смотреть от нижнего края озера вверх по долине Шавлы, то впереди на расстоянии, примерно, в 6 км виден очень высокий и крутой гребень с полосами фирна, из которых собираются два значительных ледника. Самый тыл долины заворачивает еще на восток и его не видно. Судя по трехверстной карте, этот самый верхний участок течения Шавлы имеет еще до 9 км длины и внедряется глубоко между истоками Карагема и Маашей. Исследования автора в 1939 году при восхождении на Актура-баш показали ошибочность карты, установив ряд общих вершин для Маашей и Карагема, а в 1940 г. удалось открыть и ледники правой, т. е. восточной стороны истока Шавлы, включая и большой приток, впадающий в озеро. Система правого истока Шавлы представляется теперь в следующем виде.

В 5 км от озера после двух моренных систем и еще одного небольшого моренного озерка образуется ровная, частью заболоченная площадка на высоте в 2 060 м, куда с разных сторон спускаются морены и стекают ледниковые ручьи. С запада и юга площадку сравнительно близко окружают высокие гребни гор с ледниками, а с востока над ней имеются боковые долины, тыл которых значительно отодвинут еще на восток.

Южный гребень выделяется великолепным центральным пиком (на водоразделе с Абыл-оюком) с понижающимся ребром на востоке, который достигает высоты не менее 3 800 м. К западу от него есть еще гребни и вершины почти столь же высокие и сильно заснеженные. Здесь, занимая по хребту протяжение в 3 км, залегают снежники главного ледника Шавлы. Крутые фирновые поля, местами сильно разорванные, создают два главных потока ледника — левый и средний, разделенные средней мореной. Третий, правый поток, меньшей мощности, спускается со стенки упомянутой центральной вершины в виде узкой полосы сплошного фирно-ледопада и дает на леднике слабую морену, отнесенную к правому берегу ледника.

Ледник под крутыми склонами сначала несколько выполаживается, затем дает высокий уступ ледопада, а еще ниже образует сравнительно пологий и ровный язык шириной вверху до 0,5 км, а в самом низу в 200 м. Длину ледника можно оценить в 3,5 км, а площадь в 5 кв. км; экспозиция — на север; средняя высота ледника около 2 800 м; средний уклон ледника велик, порядка 20°.

Конец ледника, сильно засоренный моренным материалом, образует наклонную стенку льда на высоте 2 270 м с мощностью льда около 25 м. Под ней — небольшое округлое озерко с поперечником 100 м. Аналогично другим ледникам Чуйских Альп здесь тоже имеется высокий моренный вал, окружающий язык ледника и отстоящий от его конца метров на 300. Эта молодая морена, лишь начинающая зарастать, спускается вниз валами и холмами к старой заросшей морене, а местами прямо к нижней площадке ровного дна долины.

По левую сторону от главного ледника располагается еще ледник долинно-карового типа, длиной до 1,5 км, недавно соединявшийся с главным, а теперь лишь отсылающий к нему свои морены.

Интересный ледник образуется прямо под стеной восточного ребра центральной вершины. Значительные снежники, имеющие на самом верху, либо повисают на громадной высоте, обрываясь время от времени, либо отсылают вниз узкие полосы фирна, удерживающиеся в расщелинах скал. Внизу под стеной скапливается довольно значительный ледник круглой формы, похожий по типу на каровый. Но стенка над ним высотой в 1 000 м едва ли образована только путем выветривания в каре, а должна быть, вероятно, связана с тектоническим процессом поднятия массива. Питание ледника — в основном лавинное. В середине ледник имеет вздутие с многочисленными радиальными, а несколько ниже продольными трещинами. Длина ледника — порядка 1 км, не считая верхних полей. Конец ледника располагается на высоте 2 400 м; перед концом — большой моренный вал. Рядом с этим ледником с правой стороны есть еще кар с незначительным ледничком.

Восточная (правая) сторона речной системы этого истока Шавлы представлена двумя потоками, которые стекают к нижней долине с плоского приступа высотой в 300 м над дном долины. На этот приступок выходят короткие боковые долины главного хребта по водоразделу с Карагемом, причем хребет, как уже сказано, несколько отодвинут на восток от нижней долины.

Верхний из этих потоков, больший по величине, питается двумя долинными ледниками, северной экспозиции, длиной, примерно, по 2 км каждый. Нижний поток имеет наиболее глубокую верхнюю долину. Хребет в тылу ее несколько ниже и имеет более плоские формы, чем другие гребни в истоках Шавлы. Оледенение представлено двумя небольшими ледниками: маленьким висяче-каровым с правой стороны и более значительным долинным — с левой, сложным и асимметричным по форме.

Средняя часть ледника представляет небольшой язык, длиной километра 1,5, типичный для небольших долинных или долинно-каровых ледников. Но справа к нему подходит еще узкий поток из высоколежащего фирнового поля, имеющий значительную длину до впадения и дающий среднюю морену, оттесняемую к правому берегу; с левой же стороны ледник получает дополнительное питание с крутого северного склона вершины более высокой, чем гребни в тылу ледника. С этой стороны массы льда распространяются вниз по долине значительно дальше, чем в средней части языка.

Максимальную длину ледника можно оценить примерно в 3 км — от конца ледника с левой стороны и до верхнего правого истока.

Ледник в целом представляет очень интересный и сложный ледниковый комплекс. Правый его поток представляет определенную аналогию с центральным потоком ледника Маашей; эта аналогия нарушается лишь различием масштаба явлений. Высоко расположенное фирновое вместилище, выше обычного уровня каров — вот что создает и будет создавать устойчивость целого ряда алтайских ледников, несмотря на все климатические невзгоды. При том относится это явление к разным абсолютным высотам, к ледникам разных размеров: ледник Б. Маашей, ледник М. Актру и этот ледник Шавлы — вот три примера разного масштаба.

Но не так часто встречаем мы подобные фирновые области у ледников Алтая. В той или иной степени уплощенный верх формы кряжа, для них, пожалуй, более благоприятен, чем острые гребни. Центральный долинно-каровый язык — весьма обычное для Алтая образование, чувствительное к климатическим и микроклиматическим изменениям; он способен легко укорачиваться или удлиняться. Крутые оледенелые поля затененного (левого) склона также вполне типичны для ледников Алтая. Очень часто как и в данном случае, они маломощны, не создают своего потока, присоединяются к леднику пассивно, но способствуют асимметричному, только с одной стороны ледникового языка, более далекому распространению вниз массы льда.

Ниже ледника сравнительно пологая верхняя долина вся завалена осыпями и моренами; длина ее еще около 3,5—4 км. Далее следует участок узкого и крутого ущелья длиной почти в 1 км, дно которого частью завалено крупными камнями, частью составлено уступами отполированных скал. Выйдя из ущелья, поток проходит через озерко, лежащее среди морен, и до спуска к нижней площадке течет в северо-восточном направлении по верхней поверхности приступка, примерно, 1 км, будучи отделен мощным старым моренным валом от предыдущего потока. Все протяжение потока составляет около 6 км, т. е. значительно меньше, чем показано на карте.

От верхней площадки и до озера остается еще протяжение в 5 км; Шавла не получает пополнения с крутых склонов, так как сколько-либо глубоких боковых долин здесь не имеется. Более значительный приток впадает справа в среднюю часть озера, выходя из-под морены, которая ссыпается из боковой долины, на 200 м поднятой над озером.

Верхняя долина этого притока имеет длину около 4 км. Тыл ее подходит к истокам Маашей, левый склон составлен высоким гребнем со снежной вершиной по водоразделу с только что описанной крайней правой долиной в истоках Шавлы. С правой стороны есть еще боковой приток из обширного, но почти бесснежного, цирка с очень крутыми, скалистыми стенками по водоразделу с Маашей и ее притоком Карасу.

Рассматриваемый приток Шавлы вытекает из долинного асимметричного ледника. Начинаясь из фирнового бассейна в тылу долины, он пополняется несколькими крутыми фирновыми потоками слева, благодаря чему левая часть конца ледника значительно выдвинута вперед, вниз по течению. С этой стороны можно выделить и добавочный самостоятельный боковой ледник, состоящий из крутой полосы фирна с оледенелым полем внизу, но может быть соединенным под мореной с главным ледником. Длина ледника около 2—2,5 км, конец лежит на высоте 2510 м. Перед концом очень ярко выражен большой свежий моренный вал, след недавнего положения ледника.

Таким образом, в правой части истоков Шавлы можно отметить два ледника с типично выраженной асимметрией строения, которая в обоих случаях является особой формой деградации оледенения в условиях направления верхних долин на запад.

Ледники левого истока Шавлы. Путешественник, направляющийся снизу в исток Шавлы, попадает около устья Шабаги в чащу дремучего леса. Несколько выше по Шавле чаша леса расступается и в тылу долины показывается стена высокого хребта со снежными шапками и крутыми потоками фирна и льда. Это виден левый исток Шавлы, а правый загибается несколько в сторону. У слияния истоков на

высоте 1 630 м залегает весьма приветливая площадка и над ней эта стена гор поднимается еще до 1 900 м при расстоянии до ледников всего в 4—5 км — случай довольно редкого на Алтае абсолютного и углового превышения. Эта черта рельефа — большая относительная высота хребта — характерна для Северо-Чуйских Альп с их глубокими долинами, но здесь она выражена особенно резко.

Хребет в тылу левого истока Шавлы по водоразделу с Юнгуром имеет высоту до 3 400 м, но без выдающихся вершин. Склоны круты, на них есть и кары, но основная форма накопления и залегания фирновых потоков — крутые ложбины между скалистыми ребрами. Внизу под хребтом крутая долина коротко, но без резкого уступа спускается к слиянию истоков Шавлы.

На протяжении хребта в 6—7 км залегает компактная группа из 6 ледников. Выделяется собственно лишь один средний ледник. Он состоит из двух крутых потоков-ледопадов и образует лишь короткое и с заметным наклоном нижнее поле. Длина ледника — 2—2,5 км, площадь — до 2 кв. км, конец лежит очень низко, на высоте 2 250 м. По вертикальному протяжению этот в сущности небольшой ледник оказывается весьма значительным — 1 000 или даже более метров, а средняя высота залегания, наоборот, сравнительно небольшая, около 2 750 м.

Залегание остальных, меньших по размерам ледников связано с карами, в той или иной степени заполненными фирном, что дает или приближение к долинному типу или лишь висяче-каровый тип. Но и эти небольшие ледники залегают низко, имея концы на высотах 2 350—2 450 м, так что невысокое положение снеговой линии и самих ледников становится общим свойством этого участка хребта. Общая площадь ледников этого истока достигает 6 кв. км. Поток по величине значительно уступает правому истоку Шавлы.

Ледники р. Шабага. В 15 км от озера в Шавлу впадает большой правый приток Шабага или Ештык-коль. Истоки этой речки довольно широко раскинулись на плоскогорье между Чуей и Шавлой, но затем речка, стекая к Шавле, входит в узкое и крутое ущелье юго-западного направления. На середине ущелья слева в Шабагу впадает ее ледниковый приток с северо-западной окраины Биш-Иирду. Здесь еще в 1924 году отмечены два ледника, близко сходящиеся своими концами на очень небольшой высоте, но эти сведения по новым исследованиям автора в 1940 г. оказались неполными и неточными. Приток состоит из двух ветвей, причем оба более крупных ледника относятся к левой ветви и разделены коротким гребнем. Левый из них (западный) собирается под высоким крутым гребнем около 3 300 м высотой, без выдающихся вершин. Помимо основного сплошного фирнового поля, начинающегося с самой вершины гребня, по левую сторону от ледника имеется еще ряд висячих языков фирна, из которых последний, дальний к югу, переходит в самостоятельный ледяной язык. Общее протяжение фирновых полей занимает по хребту не менее 2 км. Основное фирновое скопление, выполаживаясь и суживаясь переходит в долинный язык, все же довольно крутой. Главный ледник имеет северную экспозицию и длину, примерно, 1,5 км. Высоту конца ледника определить, к сожалению, не удалось, но она во всяком случае значительно больше, чем высота границы леса, которая здесь располагается около 2 300 м. Возможно, что ледник значительно отступил за время с 1924 года; сравнение фотографий 1924 и 1940 гг. указывает на заметное

уменьшение фирновых полей ледника. Но возможно, что в прежнее определение высоты конца ледника (2 200 м) просто вкралась ошибка.

Второй, правый, ледник этого истока по типу, размерам и условиям залегания, повидимому, аналогичен первому. Гребень, несущий оба ледника, южной своей стороной выходит в долину небольшого правого притока Шавлы; но этот склон его бесснежен и ледников не имеет. Таким образом, на этой окраине большой области оледенения, как это и бывает обычно, проявляется тенденция к сохранению ледников лишь на затененных склонах.

В правой оттоге описываемого притока Шабаги горы на водоразделе с Карасу (приток Маашей) принимают платообразный характер, и появляются округлые щебнистые вершины, но сохраняющие еще значительную высоту. Здесь в правой части истока был виден ледник в очень высоко расположенном и слабо выработанном каре. Ледник пологий, сравнительно длинный (не менее 1 км), к сожалению, не был виден весь, он несколько напоминает плосковершинное образование. В этом же истоке предположительно можно наметить наличие еще двух малых каровых ледников.

Некоторые общие особенности оледенения в системе Шавлы. Всего в системе Шавлы теперь отмечено до 22 ледников, с общей площадью около 40 кв. км. Возможно, что этим и ограничиваются все ледниковые богатства реки, но возможно, что небольшие висячие или каровые леднички имеются еще в левых притоках Шавлы, на склонах средней Северо-Чуйской цепи гор по водоразделу с Юнгуром. Оценивая в самых общих чертах оледенение в истоках Шавлы, мы находим здесь и благоприятные и неблагоприятные условия, орографические и климатические, определяющие его размеры, характерные особенности и степень деградации.

Истоки Шавлы в целом охватывают очень значительное протяжение хребтов, несущих оледенение на том или ином склоне, а именно около 80 км. Однако большая их часть относится к окраине Биш-Иирду, являясь разветвлениями главных гребней, а меньшая, лишь около 10 км, протяжения, может быть отнесена к Центральному району Биш-Иирду. В этом отношении Шавла уступает и Маашей и Актуру, ледники которых используют преимущественно склоны самых высоких гребней Биш-Иирду.

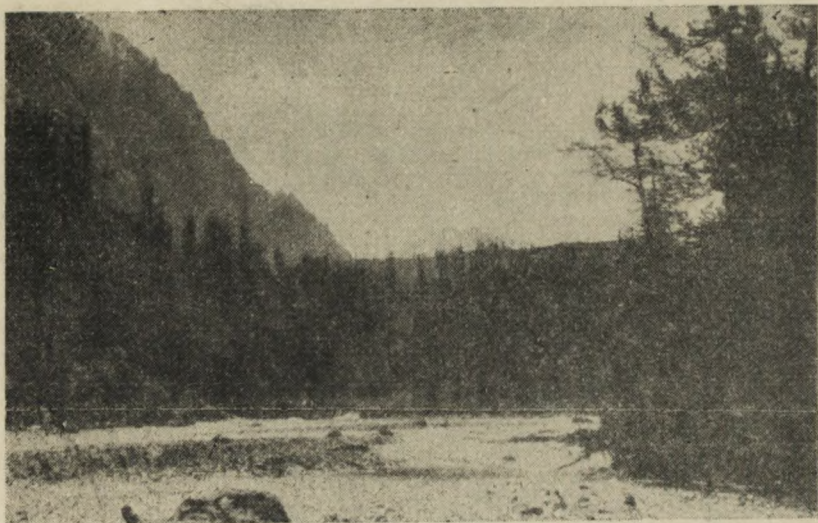
Окраинное оледенение Биш-Иирду вообще ослабевает довольно быстро, в истоках Шавлы, кажется, особенно быстро. Оледенение на правой стороне истоков обрывается сразу после ледника в притоке Шавлинского озера, благодаря юго-западной и южной экспозиции хребта, который по другую сторону еще дает небольшие ледники в системе Маашей. И на Шавлинской стороне оледенение еще раз возобновляется, именно в притоке Шабаги при северной экспозиции хребта. Оледенение на левой стороне бассейна Шавлы также кончается весьма резко компактной группой ледников левого истока реки. В дальнейшем хребет левой стороны (по водоразделу с Юнгуром) находится лишь на грани оледенения, благодаря прежде всего недостаточной высоте, а, может быть, и неблагоприятному направлению ветров долины Шавлы. Таким образом, в целом оледенение Шавлы является преимущественно окраинным в системе ледников Биш-Иирду и притом частично ослабленным, благодаря некоторым дополнительным неблагоприятным условиям.

В рельефе западных склонов Биш-Иирду, как и южных, проявляет-



Северная стена массива Маашей; над ней—главный фирновый бассейн ледника. Большой ледопад скрыт в скалистом коридоре. С правой стороны рисунка—конец левого потока ледника.

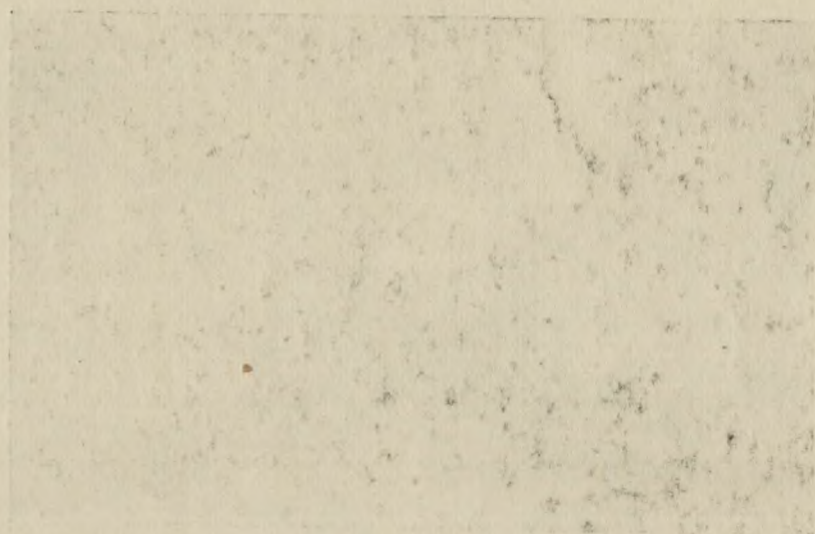
THE
LIBRARY OF THE
MUSEUM OF COMPARATIVE ZOOLOGY
AT HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE, MASSACHUSETTS



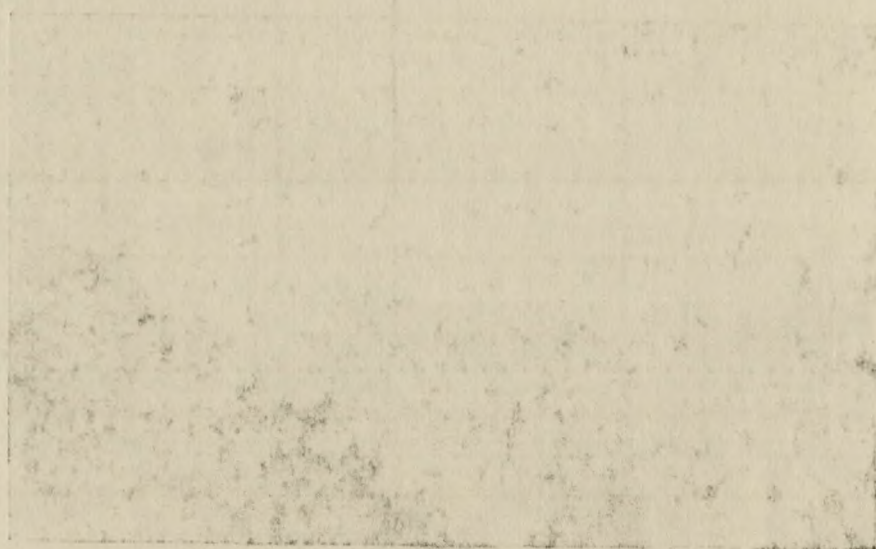
Долина р. Маашей. Выход реки из-под морены, подпругивающей озеро Маашей.



Долина-трог Маашей, пересекающая плато Ештык-Коль.



ся связь с Аргутской долиной, в то время как северный и восточный склоны связаны с Чуей. В результате, долины Шавлы или Карагема оказываются глубже, лежат на более низких абсолютных уровнях, чем долины Маашей, Актру или Джело. Склоны Шавлинской долины высоки и круты, хотя хребты имеют меньшую абсолютную высоту, чем в истоках Маашей, Актру или Джело. Долина Шавлы на низком уровне в 1900—2000 м подходит к самому хребту в главном правом истоке, а под ледником короткого левого истока она имеет уровень всего лишь в 1600 м. Понятно поэтому, что при современном состоянии оледенения, при сильном его сокращении, ледники не имеют возможностей выходить в самую долину Шавлы: главный ледник, кончаясь на высоте меньше 2300 м, не спускается до дна лежащей перед ним долины реки; ледник левого истока кончается на высоте 2290 м, далеко не доходя до Шавлы.

Несмотря на это, абсолютный уровень, до которого спускаются ледники, надо признать довольно низким. Ледник левого истока, имея в тылу сравнительно невысокий хребет, спускается почти так же низко, как, например, ледник Корумду с почти 4000-метровым хребтом в тылу. Крутые склоны хребта, где поток-ледопад становится основной формой залегания ледников, создают предпосылки (особенно на северных склонах) к тому, что ледники спускаются низко. Но и у ледников других типов — каровых, или близких к ним — отмечены сравнительно небольшие высоты концов и средние высоты. Это приводит к заключению о снижении снеговой линии в истоках Шавлы. Действительно, она находится здесь на высоте около 2850 м, т. е. заметно ниже, чем в истоках Маашей или Корумду (2900 м).

Таким образом, те черты климатических и микроклиматических условий, которые приводят к снижению снеговой линии, оказываются в истоках Шавлы не менее, а скорее более резко выраженными, чем на склонах хребта в истоках Актру и Маашей. Нет оснований считать, что температурные условия благоприятствуют снижению снеговой линии в истоках Шавлы. Причину надо усмотреть во влажных западных ветрах, причем, основное направление долины Шавлы с востока на запад должно способствовать интенсивному приносу влаги к истокам реки, к хребтам, запирающим тыл долины в правом и в левом истоке. Можно однако высказать предположение (до дальнейших исследований), что этот циркуляционный фактор не имеет общего действия в бассейне Шавлы. В частности, как уже указывалось, отсутствие ледников на склонах средней Северо-Чуйской цепи, по левую сторону долины, не говорит об увеличении здесь количества осадков.

Таким образом, в истоках Шавлы переплетаются и благоприятные и неблагоприятные для оледенения условия. Оценивая это оледенение со стороны общих его размеров, взаимосвязи между ледниками, их отношения к большим долинам, надо прийти к выводу о том, что деградация послевюрмского оледенения здесь достигла большей степени, чем в рассмотренных выше истоках Маашей и Актру. Это и вполне понятно, принимая во внимание окраинное положение истоков Шавлы и глубину ее долины. Можно отметить следующие проявления большой степени сокращения оледенения Шавлы:

1. Нет ни одного ледника, выходящего на дно большой долины. Главный ледник кончается на сравнительно крутом уклоне на высоте в 200 м над дном долины.

2. Оледенение резко обрывается у самых истоков, как с правой, так и с левой стороны, хотя, судя по высоте хребтов, и там и тут можно было бы ждать сохранения некоторого числа хотя бы малых ледников.

3. Компактные сгустки оледенения в том и другом истоке реки состоят все же из обособленных ледников, потерявших связь друг с другом.

Естественно, что и отдельные ледники также подвержены деградации и отступанию. Измерений отступления до настоящего времени нет, только в 1940 г. зафиксировано положение главного ледника.

В связи с большой степенью сокращения оледенения, река Шавла начинает терять облик настоящей ледниковой реки. Она имеет сравнительно более ровный ход расходов и уровней воды в течение лета, чем типичные ледниковые реки. Она имеет и цвет воды не очень мутный, а в нижнем течении почти прозрачна. Впрочем, в этом отношении основное значение имеют озера, через которые протекает река.

Река Юнгур и его ледники

Юнгур представляет значительный приток Аргута, имеющий разветвленную систему истоков и притоков, хотя по длине, величине бассейна и многоводности он уступает Шавле. Бассейн Юнгура залегает между 1-й и 2-й Северо-Чуйскими цепями, а начало его истоков на востоке отнесено к хребту, водораздельному с верхней долиной Шавлы, и не имеет непосредственного отношения к высшим точкам и гребням Биш-Ирду.

Узкая в общем долина Юнгура внизу превращается в ущелье, в среднем течении чередуются моренные холмы и террасы в небольших расширениях; в верховье много открытых галечников. Лесу много, особенно в верховье: лиственница, кедр, ель, лихта; создается впечатление долины довольно сырой; много леса и на склонах, но часто он заменяется скалами и осыпями. В среднем течении больше открытых сухих полей на террасах.

Глубина долины определяется тем, что Юнгур без большого уступа спускается к Аргуту, имея устье на высоте всего 900 м. Между тем горы близ Аргута поднимаются до 3 500 м. Долина остается глубокой на всем протяжении, так как при не очень крутом падении реки, уровень дна долины поднимается медленно (в верховьях около 2 000 м), а горы высоки во всем бассейне Юнгура. По общему облику долина Юнгура напоминает Шавлинскую; но только здесь высоки оба склона, а у Шавлы высокий хребет, кроме истоков, имеется лишь с одной стороны.

Истоки Юнгура до 1937 года, повидимому, не посещались исследователями, кроме пересечений его долины по тропе, ведущей из долины Чуи через Шавлу и Юнгур в долину Карагема. На этом пути можно ознакомиться с группой ледников в притоках Юнгура, Чибит и Сарыбель, истоки же Юнгура остаются далеко на востоке. На этой тропе замечателен единственный в своем роде на Алтае спуск после перевала из Шавлы в долину Юнгура, демонстрирующий всю глубину долины. На крутом и нерасчлененном склоне высотой в 1 300 м тропа делает бесконечные короткие зигзаги, спускаясь сразу с перевала на дно долины без всяких промежуточных ступеней.

Исток Юнгура посещен автором в 1937 году. Восхождение на высокую вершину (3 500 м), стоящую в центре истоков, позволило сде-

лать общий их осмотр, впрочем, без точных измерительных данных. Полученный материал позволил заполнить на карте ледников пустое место на западных склонах Биш-Иирду. Осуществить сколько-либо детальных исследований, к сожалению, не удалось.

Истоки Юнгура залегают веерообразно между западными ответвлениями Центрального гребня Биш-Иирду, имея на севере водораздел с левым истоком Шавлы, на востоке — с главным ее истоком, на юге — с правым притоком Карагема. Особенно высоких вершин нет. Истоки окружены зубчатыми гребнями, изъеденными большим количеством каров. Каровая форма накопления снегов определенно преобладает, причем образуются или типично каровые ледники, или переходящие в долинный тип, или ограниченные только склонами, малые висячие.

Самый большой ледник находится в северо-восточной части истоков и имеет западную экспозицию. Состоит из двух разнородных потоков: правого, долинно-карового, пологого и компактного, и левого, висящего на крутом открытом склоне широкой вершины. После слияния образуется еще довольно широкий язык, со средней мореной. Условно можно отнести ледник к долинному типу. Достигает он длины в $2\frac{1}{2}$ км.

Рядом с этим ледником надо отметить еще 3 ледника, составляющие в целом весьма интересную группу в северной части истоков: они замечательны по своим типичным каровым формам в условиях южной экспозиции и, повидимому, достаточно обильного питания. Вот некоторые замечания о среднем из этих ледников, пожалуй, наиболее типичном. Наблюдение сделано 14 сентября 1937 года, когда старый снег на горах под вершинами подвергся максимальному стаиванию. Правда, к этому времени уже выпадал свежий снег, но после нескольких дней теплой и ясной погоды он стоял полностью или почти полностью, по крайней мере на незатененных склонах. Таким образом, имелись наилучшие условия для наблюдения ледников, в состоянии наиболее свободном от временных снегов.

Размеры ледника характеризуются примерно одинаковой длиной и шириной, около 0,7 км, и площадью в 0,5 кв. км. Залегает ледник в довольно обширном каре под вершиной сравнительно мягких очертаний, горах из легкой разрушаемости сланцевой породы. Стенки кара сравнительно некруты, так что общая площадь, занимаемая каром, значительно больше площади его дна.

Ледник занимает дно кара целиком, снежники его частично, но немного, захватывают и склоны, так что почти нет высоко поднимающихся фирновых полей, которые связывали бы ледник с вершинами окружающих гребней. Все тело ледника, таким образом, весьма резко очерчивается в нижней части кара. Нижняя часть ледника имеет форму несколько выпуклую, слегка выползает вперед, на подобие формирующейся капли. Нет оснований предполагать, что ледник наступает, в противоположность другим ледникам Алтая, но его форма свидетельствует об известной обеспеченности питанием. Существование карового ледника при современном климате Алтая здесь надо считать весьма устойчивым. Аналогичные черты можно отметить и у соседних ледников, которые тоже заполняют свои вместилища и, видимо, обеспечены питанием, несмотря на обнаженные от снега склоны и стенки каров.

Можно еще указать на ледничок к югу, по другую сторону от главной вершины. Гребни здесь пониже и кар поменьше описанного. Однако округлая форма его также сопровождается покатыми склона-

ми, опускающимися к центру, где на дне залегает маленький ледничок с площадью в 0,1 кв. км.

В залегании всех указанных ледников, включая и большой, из двух потоков, независимо от общих климатических условий, повидимому, есть тот благоприятный момент, что сравнительно некрутые стенки каров фактически увеличивают площадь питания ледников. Поверхность хребта, где залегают эти ледники, превращена в склоны каров непосредственно над ледниками, которые ограничены почти только днищами каров и занимают сравнительно небольшую площадь. Склоны над ледниками летом обнажаются от снега, благодаря южной экспозиции, но в другое время года могут принимать активное участие в пополнении вещества ледников или путем лавин, или благодаря сдуванию снега вниз.

Итак, большая фактически площадь питания ледников при незначительности размеров их самих — вот благоприятные условия для существования указанной группы ледников южной экспозиции в истоках Юнгурского хребта.

В предыдущей главе было обращено внимание на большие кары с ледниками Мёна. При наличии ряда общих признаков, свойственных этому типу оледенения, как все же не похожи кары и ледники Юнгурского хребта на каровые ледники Мёна. Склоны здесь ниже и положе, размеры меньше и особенно сужены днища каров, в общей форме появляется сходство с воронкой. Сами ледники компактные, более округлы, с четкой формой небольших языков.

Кары Юнгурского хребта демонстрируют некоторый баланс равновесия (или почти равновесия), между таянием и выпадением снежных осадков при условии их предварительной концентрации на уменьшенной площади.

Кары Мёна и Юнгурского хребта в общей картине сокращения оледенения Алтая показывают две, хотя сходные, но и с существенными отличиями, формы сохранения ледников склонов. В одном случае главную роль играет большая высота основных склонов, дающих увеличение осадков и, вероятно, большие лавины. В другом случае центр тяжести должен лежать в концентрации осадков на суженном дне кара.

Здесь не может быть разрешен вопрос о процессах происхождения самих каров, но надо думать, что большую роль и различие форм каров Юнгурского хребта и Мёна сыграли свойства горной породы гораздо более твердой и прочной в гребне Южно-Чуйского хребта.

К югу от главного ледника и самой высокой вершины в восточной части истоков Юнгурского хребта имеется некоторый перерыв в оледенении; вероятно, недостаточна абсолютная высота хребта.

С южной стороны истоков Юнгурского хребта на северном склоне главного западного продолжения Центрального гребня Биш-Иирду вновь возобновляется ряд ледников и продолжается еще на склонах короткого, тоже западного, отрога внутри бассейна Юнгурского хребта. Всего здесь, т. е. на южной стороне истоков располагаются 10 ледников преимущественно северной экспозиции. Гребни гор здесь несколько ниже (порядка 3 300—3 400 м) вершины, с которой был сделан осмотр, и ниже вершин в северной части истоков. Для ледников характерны небольшие размеры, висячий тип и залегание на крутых склонах, частью под самыми вершинами. Только два ледника имеют более значительные размеры (до 2 км длиной); они лежат менее круто, остальные же ледники — крутые висячие с площадями в 0,1—0,4 кв. км. Надо считать, что по сравнению с описанными только что ледниками здесь отличны не только условия экспозиции и

высоты, но также и отложения снежных осадков. Вполне возможно, что большую роль здесь играет перевезание снега через хребет с образованием снежных надувов на заветренной стороне. Так получается преобладание висячего типа ледников, в то время как в северной части истоков ледники образовались только каровые. Необходимо оговориться, что эта картина оледенения была видна с меньшей отчетливостью, чем на северной стороне истоков, так как ледники и склоны были в значительной степени покрыты свежим снегом.

Все ледники истоков Юнгурс с общим числом 15 и площадью около 8,5 кв. км являются по существу ледниками склонов главной долины и давно уже не спускаются на ее дно. Деградация оледенения достигла здесь еще большей степени, чем в Шавле, благодаря, очевидно, меньшей абсолютной высоте гор, что однако не противоречит высказанному предположению об устойчивости каровых ледников Юнгурс. Можно высказать дополнительное предположение, что кары Юнгурс дают пример того случая, когда в процессе деградации оледенения в определенный момент может быть достигнута устойчивость ледника, связанная с некоторой ярко выраженной формой рельефа.

К большому сожалению не удалось произвести определений высоты залегания ледников Юнгурс.

Кроме самих истоков Юнгурс, обнаружены еще три каровых ледника западной и северо-западной экспозиции в его большом левом притоке на участке хребта, водораздельном с Карагемом, примыкающим сбоку к истоку Юнгурс. Возможно наличие небольшого оледенения и в большом верхнем правом притоке Юнгурс по соседству с северной группой его ледников.

Хребты на востоке бассейна Юнгурс составляют в целом довольно широкий и высокий (3 300—3 600 м) западный окраинный барьер для гор Биш-Иирду. Здесь могут оседать осадки, приносимые западными ветрами, способствуя распространению на запад ледниковой области Биш-Иирду. Здесь, следовательно, надо ждать некоторого усиления оледенения и снижения снеговой линии. Как уже указывалось, высота снеговой линии в Юнгурс осталась не определенной, но общая картина распределения ледников в районе горного узла Биш-Иирду показывает, что действительно западная его окраина находится в сравнении с другими, в наиболее благоприятных условиях для оледенения.

Долина Юнгурс, как уже говорилось, залегает между первой и второй Северо-Чуйскими цепями, имеющими каждая до Аргута протяжение около 30 км. Вторая цепь, разделяющая Юнгурс и Шавлу, только до половины своей длины имеет значительные высоты (до 3 000—3 300 м) и альпийские формы вершин, а ближе к Аргуту снижается и ветвится: переваливая из Шавлы в Юнгурс приходится 4 раза подниматься на хребет и спускаться в более или менее глубокие долины. На Шавлинской стороне 2-й Северо-Чуйской цепи имеются кары, летующие снега, а может быть и небольшие ледники. На юнгурской стороне не осмотрены истоки верхнего правого притока Юнгурс, примыкающие к самым его истокам. Хребет же, принявший западное направление, ледников и сколько-либо значительных постоянных снегов не имеет; нет с этой стороны и значительных притоков реки, кроме верхнего.

Иначе обстоит дело на юнгурской стороне 1-й Северо-Чуйской цепи. Она обращена к Юнгурс затененной северной стороной, она вообще

выше и, наконец, ближе к Аргуту она образует некоторый узловый центр с высотами до 3 600 м.

От верхнего притока Кара-оюк и до большого притока Чибит, долиной которого переваливают в Карагем, на протяжении 15 км, хребет имеет вершины высотой в 3 300—3 400 м. Хребет на этом протяжении надо считать не осмотренным, но существование некоторого оледенения в малых формах здесь весьма вероятно. Пока отмечен здесь лишь один малый ледничок.

Западный участок хребта от Чибита до Аргута, протяжением тоже около 15 км, характеризуется некоторым увеличением высоты. Здесь поднимаются по крайней мере 5 вершин высотой в 3 500 м или несколько выше, гармонизируя с высокими пиками по другую сторону Аргута, на восточном конце Катунского хребта. Западный конец хребта, несколько загнутый к северу, т. е. вниз по Аргуту, отсылает короткие, но высокие поперечные гребни и имеет 4 основных направления склонов — к Юнгуру и Чибиту, к Аргуту и Карагему. Таким образом, на западном конце первой Северо-Чуйской цепи близ Аргута образуется некоторое, довольно заметно выделяющееся, узловое поднятие. Склоны, обращенные к Карагему и Аргуту, южные и юго-западные, почти бесснежны и ледников не имеют. Оледенение образуется на северо-восточном и северном склонах в левых притоках Чибита и в истоке речки Сарыбель, нижнего притока Юнгура, но размеры ледников невелики и залегают они высоко.

В левых притоках Чибита автором при высоком восхождении, сделанном от устья Карагема в 1927 г., отмечены 4 ледника. Первый ледник, верхний по течению, каровый или долинно-каровый крутой, составляется из двух потоков. Направление на северо-северо-восток, имеет длину около 1,2 км, площадь в 1 кв. км. Второй ледник, к западу от первого, лежит под вершиной 3 500 м, состоит тоже из двух потоков и в большей мере приближается к долинному типу. Направлен на северо-восток, имеет длину более 2 км, площадь — 1,5 кв. км. О существовании третьего ледника, к северо-западу от второго, говорит наличие глубокой впадины со снеговым полем наверху. Размеры и тип неизвестны. Четвертый ледник, еще к северо-западу, был виден отчасти. Ледник долинный и, судя по средним моренам, сложный — из трех потоков. Длина вероятно, более 2 км, площадь около 2 кв. км. Еще один ледничок, каровый с длиной около 0,6 км, залегают на склоне передовой вершины и дает небольшой нижний левый приток Чибита.

Определения высоты залегания ледников, к сожалению, сделать не удалось. Судя по тому, что ледники начинаются высоко под самыми вершинами, и принимая во внимание их размеры и крутизну, надо полагать, что концы ледника лежат не ниже 2 800 м, а средняя высота — больше 3 000 м.

Рядом с ледниками Чибита по другую сторону передового отрога образуется крайняя к западу небольшая группа ледников. Крайний восточный из них, значительный каровый или долинно-каровый ледник с широким фирновым полем, выходя из пределов своего кара, дает небольшой язык высоко повисший над долиной реки. Направлен на север, длина на глаз 1 км, ширина вверху не менее 1 км, площадь — 0,5—0,7 кв. км. Второй ледник, залегающий рядом с первым к западу, такого же типа и тоже с небольшим повисшим ледяным языком, но размеры его меньше. Длина — 0,5—0,6 км, ширина только 0,3 км, площадь

около 0,1 кв. км. Третий ледник — это весьма малый висячий с площадью, примерно, в 0,04 кв. км.

Высотных определений для этих ледников, к сожалению, также не удалось сделать. Но конфигурация первого ледника такова, что позволяет ему спускаться несколько ниже других. Тем не менее, как можно судить на глаз, ледники залегают высоко, в соответствии с высоким расположением снеговой линии, едва ли ниже 3 000 м.

К западу и к востоку от этих ледников есть еще фирновые скопления полувисячего — полукарового типа, так что в целом создается ряд крутых ложбин, расположенных высоко под самым гребнем хребта. По сравнению с карами Мёна и затем Юнгуга, мы имеем здесь еще одну резко отличную форму каровых образований, и форм рельефа и ледников. Они расположены высоко: высоко над долиной и под самым верхом хребта, высоко по абсолютной высоте и по отношению к нормальному положению снеговой линии. Они сохраняют видимую связь с первоначальными, элементарными формами накопления снега и фирна в виде надувов сразу под линией гребня на подветренной стороне. Может быть, именно в силу этого они заполнены снежно-фирновыми массами и проявляют тенденцию к свешиванию вниз небольших языков. Вполне допустимо предположение, что такие скопления могут и не сокращаться, несмотря на общее сокращение оледенения Алтая, являясь формой зарождения новых ледников.

Осмотр издали при ненастной погоде и неудачный фотоснимок нельзя считать выполненным исследованием каровых ледников реки Сарыбель. Исследование это, как существенно важное для понимания каровой формы оледенения, надо поставить на очередь при дальнейшем изучении оледенения Алтая.

Долина Аргута, где он прорезает Катунско-Чуйский хребет, должна быть отнесена к сухим сравнительно районам Алтая, о чем свидетельствует весь ландшафт долины и склонов. Оледенение восточного конца Катунского хребта довольно значительно в связи с высотой вершин до 4 000 м, но снеговая линия лежит высоко, не ниже 3 000—3 200 м. Надо считать, что и на западный конец Чуйских Альп переносятся те же свойства климата, которые вызывают поднятие снеговой линии на востоке Катунского хребта. При этом приходится допускать, что снеговая линия на крайнем западе Чуйских Альп лежит выше, чем в горах Биш-Иирду, что является нарушением общего, хорошо выполняющегося на Алтае, правила повышения снеговой линии в направлении с запада на восток. Этот вопрос будет подробнее освещаться в главе о климатических условиях Алтая.

Ледники Южного склона Северо-Чуйских Альп в бассейне Карагема

Бассейн Карагема разделяется почти пополам между Южно-Чуйскими и Северо-Чуйскими Альпами. Самые истоки Карагема — собственно Карагем и Абыл-оюк, а также ряд значительных правых притоков Карагема начинаются на южных склонах Центрального гребня Биш-Иирду и его непосредственного продолжения в виде первой Северо-Чуйской цепи.

Истоки Карагема до исследования автора принадлежали к наименее изученным участкам высокогорного Алтая. Профессор Са-

пожников дал описание долины Карагема, отметил два ледника в самом его истоке с самой общей их характеристикой и три небольших ледника Абыл-оюка. Все это совершенно недостаточно ни для детальной характеристики истоков Карагема как ледниковой реки, ни для общего представления о характере, размерах, распределении и особенностях оледенения на южных склонах Биш-Иирду. Новых сведений об истоках Карагема до 1937 г. в литературе не появилось.

Автор осматривал верхние долины Карагема и его притоков с 3-х высоких точек в истоках Карагема (3 300, 3 500 и 2 900 м), в разных частях его бассейна, а также с двух вершин по левую сторону верхней долины Талдуры с высоты в 3 750 и 3 950 (вершина Металлург). Кроме того были пройдены до самых ледников верхние долины Карагема и Абыл-оюка. В результате этого сведения о всей системе Карагема с ее ледниками и об окружающих хребтах заметно пополнились, так что южные склоны Биш-Иирду по степени исследованности сравнялись с другими районами Северо-Чуйских и Южно-Чуйских Альп.

Основной исток Карагема со значительными ледниками залегает на южном склоне Центрального гребня Биш-Иирду, на участке, который, как показали новые исследования, является водораздельным между системами рек Карагема и Маашей. В западной части этого участка поднимается вершина Маашей-баш, повидимому, самая высокая во всей системе Чуйских Альп (около 4 230 м). Южный склон ее принадлежит Абыл-оюку, правому притоку Карагема. Восточнее есть снежная вершина округлой формы высотой около 4 000 м или несколько ниже, которая будет в дальнейшем называться Карагем-баш, как центральная для ледников Карагема. Эта последняя вершина своим восточным краем, а также очень высоким снежным гребнем, идущим дальше на восток, питает большое фирновое поле до 3 км шириной, которое дает начало левому леднику Карагема. Далее ледник, все суживаясь, спускается в южном направлении крутым ледопадом с уклоном 30°. Язык ледника несколько выполаживается, но остается все же крутым, поворачивает несколько вправо, т. е. на юго-запад, и на высоте в 2 300 м дает крутой лоб чистого льда в 100 м шириной. В общем ледник, благодаря сильному сужению книзу, представляется при взгляде спереди в форме треугольника с широким основанием вверх.

Вертикальное протяжение ледника весьма велико, достигая 1 600—1 700 м, причем быстрое сужение книзу при широком верхнем поле способствует тому, что ледник спускается весьма низко, несмотря на южную экспозицию. Снеговая линия на леднике, насколько можно было судить по распространению на нем снежных пятен (10 августа 1938 г.), лежит на высоте 3 000—3 100 м; большая ее высота естественно связана с южной экспозицией склона.

Правый Карагемский ледник залегает между вершинами Маашей-баш и Карагем-баш, причем в питании ледника принимают участие и обе вершины и отходящие от них поперечные гребни. Основное фирновое поле образуется в понижении между вершинами, достигающем ширины в 2 км, и разделяется в верхней части скалистым выступом на два потока, из которых правый значительно больше. Ледник спускается в юго-восточном направлении с некоторым загибом языка на восток. Длина ледника достигает 5 км, ширина языка — метров 400, уклон невелик и на главном течении ледопада не образуется. Недалеко от

конца ледник принимает небольшой, но интересный приток с левой стороны, с южного склона вершины Карагем-баш. От самого верха горы до слияния с главным ледником на высоте 2 400 м протянулась чрезвычайно крутая полоса льда и фирна в 200 — 300 м шириной. Этот сплошной фирно-ледопад достигает длины в 2 км при высоте вертикального падения почти в 1,5 км.

С правой стороны правого потока есть еще боковой спутник, типа карового ледника, который в процессе отступления утратил или почти утратил связь с главным ледником.

Кончается ледник на высоте 2 300 м, т. е. примерно, на такой же, что и у левого ледника. Срединная часть конца образует скат чистого льда, не закрытый моренами, но по обе стороны имеются еще массы льда, скрытые под большими боковыми моренами. Правая морена пополняется моренным материалом бокового спутника, но особенно усилена левая морена, в образовании которой принимает участие и левый крутой приток и верхний скалистый выступ на главном потоке.

Языки Правого и Левого Карагемских ледников располагаются примерно под прямым углом друг к другу, а концы их, выходя на дно общей долины, лежат почти на одной высоте и недалеко друг от друга. Не так давно ледники не только соприкосались, но и давали нижнее ледниковое поле, направленное на юго-восток по долине Карагема. Перед ледниками располагается система молодых морен, которые были прослежены автором с левой стороны; в расположении морен этой системы вполне явственно отражено недавнее соединение обоих ледников.

Перед концом левого ледника на расстоянии в 200 м и ниже конца (по высоте) на 11 м, после слегка наклонной предледниковой площади располагается моренный вал в 5 м высотой. За этим валом дальнейшие 200 м расстояния от ледника заняты нагромождением куч мелкого и среднего материала, где речка течет в обрывистых берегах из илистого уплотненного материала. Далее на протяжении около 40 м располагается система холмов и валов, в целом окаймлявшая конец Левого ледника, который опускался на 20—25 м ниже современного его положения. Морены состоят из мелкого и среднего материала, частично окатанного, и только начинают зарастать, так что большая часть пространства растительностью не покрыта.

Все эти морены образованы исключительно Левым ледником. Не уточняя их возраста, по аналогии с другими ледниками Алтая (например, Катунским) надо отнести их образование к прошлому веку, но ближний к леднику вал, аналогичный морене ледника М. Актру, возможно, образовался в начале 1900-х годов.

Ниже этих морен располагается площадка длиной в 150 м, на которую кроме потока из Левого ледника, частично выходят ручьи от Правого ледника. За площадкой вновь система моренных холмов и валов с общим протяжением около 120 м. Хорошо сформирован самый верхний кольцеобразный вал сразу за площадкой. Морены состоят также из мелкого и среднего, частично окатанного, материала. На них уже появляются молодые лишайники. Эта система морен принадлежала общему Карагемскому леднику, нижнее поле которого имело длину около 1 км, а конец был на 40 м ниже современного положения.

Положение конца Левого ледника зафиксировано 4 августа 1938 г. на расстоянии 71 м в направлении СЗ 5° от большого камня, на котором выложена каменная пирамида.

В левом истоке Карагема найден еще один ледничок, в высоко лежащем каре левой стороны долины. Имеет крутой поток слева и образует небольшой язык. По сравнению с обычным каровым типом усложнен связью с верхним фирновым полем, лежащим высоко на плоской вершине. Это, как мы видели, не единичный для Биш-Иирду случай, когда ледник располагается в два этажа. Верхнее — плосковершинное оледенение связывается с лежащим ниже каровым оледенением (например, ледник Ештык-коль, Иолдо и другие). Возможно, что в некоторых подобных случаях и снеговая граница располагается двумя линиями на разных высотах.

Два ледника Карагема оба вместе занимают площадь 7 кв. км. Совсем недавно исток Карагема обладал одним из крупных ледников Алтая, но теперь обладает ледниками средней величины. Это весьма типичный и характерный для Алтая пример условий и форм деградации оледенения. Обильные, повидимому, снега и большие высоты хребта сохраняют здесь значительное оледенение. Но солнце южного склона — с одной стороны, низкий уровень главной долины — с другой, не позволяют уже сократившемуся леднику спуститься на дно долины. И вот на переломе склона ко дну долины происходит разделение ледника на два составлявших его потока. При более высоком уровне дна долины сохранился бы Б. Карагемский ледник. Таким образом, мощность древнего ледника, связанная с обилием осадков, способствовавшая углублению долины, заложили одну из причин современного разделения ледника на части.

Большой интерес представляет оценка гидрологического значения ледников Карагема. Они активны, дают много воды и много ледникового ила. Исток Карагема из двух ледников — хороший ледниковый поток, бурно разливающийся в летние дни. Измерений расхода воды не имеется.

Правый исток Карагема или Абыл-оюк оказался весьма богат ледниками. Долина Абыл-оюка протянулась с запада на восток на 12 км, считая от тыловых вершин и до устья речки. Левый склон и тыл долины образованы главной центральной цепью, правый — значительно сниженным поперечным ответвлением хребта.

Хребет левого склона долины, как это можно считать установленным, является водораздельным не с Шавлой, а с Маашей. Здесь поднимается главная вершина Биш-Иирду — огромный массив Маашей-баш, с которого на север спускается главный ледник Маашей. Этот массив занимает по хребту протяжение около 6 км, причем высшая точка — собственно вершина Маашей-баш — находится в западной части массива. С этого массива в косом юго-восточном направлении между скалистыми гребнями спускается обширное фирновое поле. Вверху оно достигает общей ширины в 4 км, причем в западной части оно полого, и, может быть, соединяется с фирновым полем ледника Маашей, в восточной же части дает крутые потоки между скалистыми ребрами и граничит со снежниками правого Карагемского ледника.

Объединенный фирновый поток обтекает скалистый выступ, давая изломы и разрывы на значительном уклоне, и срывается в ущелье юго-восточного направления, имея ширину не меньше километра.

Следующую часть течения ледника, хорошо скрытую между гребнями, осмотреть не удалось. Нижнее течение ледника поворачивает на юг и спускается на плоское дно слабо наклонной долины нижнего левого притока Абыл-оюка, повисшей на высоте 250 м над дном главной долины реки. Общую длину ледника можно оценить не меньше, чем в 4,5 км, а площадь в 4 кв. км. Конец ледника находится на высоте 2450 м и образует чистый пологий язык, не закрытый моренным покровом, шириной метров в 200.

Ледник имеет большое вертикальное протяжение, достигающее около 1600 м. По сравнению с описанными ледниками левого истока Карагема, выделяется не только большими размерами, но и более развитым долинным языком, при этом однако кончается на 150 м выше. То и другое надо поставить в связь с более высоким уровнем той долины притока, куда спускается ледник Абыл-оюк, по сравнению с положением главной долины Карагема.

На расстоянии 700—800 м от конца ледника расположены на дне долины с левой стороны оглаженные ледником скалы метров 15 высотой, на которых имеются небольшие кедры. К скалам с верхней стороны и сбоку примыкает моренный вал, начинающий зарастать. Ближе к леднику на протяжении около 700 м площадки чередуются с тремя невысокими валами поперек долины, которые, повидимому, и составляют комплекс самых молодых морен второй половины 19-го и 20-го веков.

Расстояние по дну верхней долины — трога от ледника до борта главной долины можно оценить в 1,5—2 км и на этом протяжении есть еще большие накопления морен:

1. В 1 км от ледника имеется моренный вал, сохранившийся с левой стороны долины, частично заросший.

2. Метров на 200 ниже по долине тоже слева — еще поперечный вал из крупного материала, задернованный и заросший лишь частично.

3. Наконец, у края висячей долины располагаются моренные холмы весьма старые, совершенно задернованные.

Таким образом, этот большой ледник уже давно ушел из главной долины Абыл-оюка, куда раньше спускался в виде сильного левого притока общего ледника, и обособился в своей боковой долине.

Из ледника вытекает довольно значительный, с расходом воды в летние дни до 6 м³/сек, грязно-желтый поток, который в верхней долине больше прижимается к правой стороне, тогда как слева сохраняются морены. Потом он круто срывается вниз в главную долину Абыл-оюка, скрываясь в щели, прорытой в сланцах, и в одном месте образует водопад метров в 30 высотой.

К западу от только что описанного главного ледника Абыл-оюка высшие точки хребта обрываются на юг скалистыми стенками, почти бесснежными. Здесь в карах южной экспозиции в верховье еще одного левого притока Абыл-оюка залегают на большой высоте 4 маленьких ледничка, демонстрируя непосредственное влияние рельефа на оледенение: на одном и том же склоне южной экспозиции, рядом со значительным ледником, на участке максимальной высоты — почти полное отсутствие оледенения. Конец ледника побольше лежит на высоте 2900 м, другой, поменьше — на 2950 м; средние же высоты их — около 3000—3100 м. Эти величины характеризуют узко местные условия залегания снеговой линии, в то время как большая

часть склонов, даже самых высоких, остаются бесснежными. На Алтае можно отметить много подобных случаев, когда сплошное (непрерывное) залегание снеговой линии вдоль хребта на южном склоне вплоть до самых больших высот становится невозможным. Реальная снеговая линия вдоль хребта становится зигзагообразной — то выше, то ниже — и прерывистой, появляясь лишь в благоприятных местах. Зигзаги снеговой линии вниз происходят, по крайней мере частично за счет соседних ее скачков кверху или полных разрывов. В этом должно проявляться неравномерное распределение снегов на склонах хребта благодаря сдуванию снега или скатыванию лавин. Кроме того на южных склонах должно быть особенно неравномерным стайвание снега под прямыми лучами солнца.

К западу от массива Маашей-баш хребет несколько снижается и, загигаясь на юг, окружает самый тыл долины Абыл-оюка. Высота гребней остается все же очень значительной, порядка 3 500—3 600 м, и, в частности, в самом тылу долины возвышается скалистый пик по высоте близкий к 3 800 м. Эта вершина, повидимому, является узловой водораздельной точкой между истоками Маашей, Шавлы, Комрю (правый приток Карагема) и Абыл-оюка.

Под стенами этой вершины, а также по обе стороны от нее залегают четыре ледника Абыл-оюка. Все они должны быть причислены к долинно-каровому типу с большим или меньшим приближением к долинному. Размеры их характеризуются длиной в 2 — 2,5 км, и 1—2 кв. км поверхности. Общей особенностью их является то, что они почти не имеют снежников на вершинах, а образуются в основном под обнаженными скалистыми гребнями и стенками.

Скопление фирна и льда в чашинах под гребнями делают ледники Абыл-оюка похожими на каровые, но вместе с тем они имеют и хорошо развитые языки, хотя и не до настоящего долинного типа. Особенно большого засорения ледниковых поверхностей моренным материалом не наблюдается. Концы ледников лежат сравнительно высоко, около 2 700 м, и общее вертикальное протяжение ледников не велико, порядка 700—600 м. Снеговая граница лежит не очень высоко (3 000—3 050 м), очевидно, благодаря концентрации снегов под гребнями. Практически снеговая зона имеет здесь и верхнюю границу, связанную с крутизной скал, в то время как нижняя граница обусловлена процессами таяния.

Напрашивается сравнение этих ледников с ледниками Мёна и сразу же находятся между ними черты аналогии, заключающиеся в наличии обнаженных скалистых стенок над ледниковыми массами. Но роль таких стенок в общем рельефе склонов здесь несравненно меньше, кары же получают развитие в виде коротких долин, сближающихся с дном главной долины. Тип ледников получается долинно-каровый и роль ледников в ландшафте склонов здесь больше, чем в истоках Мёна.

Хребет правой стороны долины Абыл-оюка является водоразделом с истоком Кан-оюка, правого притока Карагема. Высоты здесь менее 3 500 м и оледенение представлено только каровым типом. В карах этого склона отмечено 5 ледников, основные элементы которых даны в таблицах. Все это — небольшие ледники с площадью не больше 0,3 кв. км каждый и длинами до 0,7—0,8 км. Высота положения ледников измерена приближенно издали; лежат они заметно ниже, чем небольшие леднички левой стороны долины. Высота снеговой линии мо-

жет быть оценена в 2 900—2 950 м. Кары образуют непрерывный ряд на всем правом склоне долины Абыл-оюка под почти плоским верхом хребта. Каров всего 8, но ледников отмечено всего 5, а в 3 карах имеются лишь остаточные пятна снега. На верху хребта имеются лишь плоские маломощные снеговые поля, не принимающие участия в образовании каровых ледников.

Верхняя часть долины Абыл-оюка непосредственно ниже главных ледников загромождена моренными нагромождениями и осыпями и представляет каменную пустыню, почти лишенную растительного покрова. В 4—5 км от ледников на дне долины на высоте 2 300 м находится озеро с мутной водой, вытянутое по долине на 1 км, при ширине метров 400. Озеро имеет типичное ледниковое происхождение, подпружено мощными моренными валами, поднимающимися на 40 м над его поверхностью.

От озера до впадения притока из большого ледника—около 6 км. Долина очень узка и загромождена моренами и осыпями. Лес—лиственница и кедр, но первой больше—появляются несколько ниже озера, но всюду преобладает камень. Завалено камнями и самое русло реки, так что воды во многих местах не видно совсем. Никакой верховой тропы не существует, идти пешком также нелегко благодаря россыпям и часто лучше всего прямо по руслу реки.

Большой левый приток низвергается из верхней долины сначала водопадом в узкой щели, а затем сплошными каскадами. Своей мутной водой этот поток сразу пополняет вдвое основную речку, сильно осветленную благодаря озеру и пологому течению в камнях. Еще 3 км до слияния с Карагемом Абыл-оюк течет в несколько расширенной долине, густо заросшей лесом с отдельными полянами. Моренные отложения занимают левую сторону долины и оттесняют речку к правому склону. Расход воды в Абыл-оюке в летние дни можно оценить в 8—10 м³/сек.

Из приведенного описания ледников Абыл-оюка видно, что главный ледник, связанный с максимально высоким хребтом, является боковым по отношению к долине Абыл-оюка и питает приток в короткой и высоколежащей боковой долине. Ледники главной долины намного меньше; они ушли из долины и скрылись в каровых образованиях под вершинами. В процессе деградации оледенения главный ледник оказался более устойчивым, очевидно, благодаря обилию высоко-расположенных снегов на массиве Маашей-баш.

Но древний ледник был более мощным в главной долине в связи с обширным верхним ледниковым вместилищем и несмотря на меньшую высоту окружающих вершин. При изменении климатических условий, при общем отступании ледников положение изменилось. Главное вместилище ледника в верхней расширенной части долины Абыл-оюка совсем освободилось от льда и фирна, не имея в окружении достаточно высоких гребней; боковой же ледник питаемый высокой Маашей-баш, сохранился лучше. Высота массива Маашей-баш оказалась решающим фактором в смысле сохранения современного крупного ледника. Здесь проявляется один из самых общих законов эволюции ледников, их размеров и форм, в процессе общей деградации оледенения: чем меньше становятся общие размеры оледенения в связи с соответствующим изменением климатических условий, тем большее значение в питании

и сохранении ледников приобретают абсолютные высоты вершин и гребней, питающих ледники.

Ледники правых притоков Карагема. Короткая долина Кан-оюка, первого после Абыл-оюка правого притока Карагема, залегает между вторичными разветвлениями Центрального гребня Биш-Иирду, образующими водоразделы с Абыл-оюком и следующим, ниже Кан-оюка, притоком Карагема — Комрю. Высота гребней (3 300—3 400 м) достаточна лишь для образования карового оледенения. По правой более затененной стороне долины и в тылу ее на водоразделе с Абыл-оюком образуется целый ряд высоко лежащих каров. В некоторых из них залегают лишь остаточные поля старого снега и льда, но в трех карах надо отметить наличие ледников до 0,6 км длиной. Эту долину пришлось осмотреть лишь с одной точки на водоразделе с Абыл-оюком и сколько-либо подробных сведений о ледниках не имеется.

Комрю, следующий правый приток Карагема, значительно больше, чем Кан-оюк. Долина его глубоко вдается с юга в систему хребтов Биш-Иирду и тыл ее отнесен к очень высоким точкам на водоразделе с Шавлой.

Особенно выделяются две вершины, высоту которых можно оценить не меньше, чем в 3 700—3 800 м: одна острая пикообразная, другая — более массивная и плоско обрезанная сверху. Под этими вершинами отмечено 4 ледника, карового и долинно-карового типа; два средних имеют и значительные языки, достигая длины до 2 км.

Характер оледенения здесь такой же, как в истоках Абыл-оюка, т. е. ледники располагаются в основном под скалистыми малоснежными гребнями; только одно фирновое поле протянулось до самой вершины, используя менее крутую ложбину. Истоки Комрю осмотрены издали и сведения об оледенении являются крайне неполными. В частности, совсем не был виден самый тыл долины.

Долина Комрю лесиста, имеет типичную форму трога и лежит значительно выше долины Карагема. В 2—3 км от устья имеется озеро удлинненной формы до 2 км длиной. Комрю — самый мощный из правых притоков Карагема. Он представляет в нижнем течении бурный поток с расходом до 6—7 м³/сек, пенящийся среди крупных каменных глыб. Воду имеет мутноватую.

Высокую долину Куганду-оюка, следующего правого притока Карагема, автору удалось осмотреть осенью 1940 года, при наличии обильно выпавшего свежего снега. Более или менее уверенно здесь можно констатировать существование одного небольшого карового ледника.

Ниже по долине Карагема, в правых его притоках, есть еще высокие вершины и ледники, но сколько-либо определенных сведений о них пока не имеется. Речь идет о южных склонах первой самой высокой Северо-Чуйской цепи, составляющей правую сторону бассейна Карагема. Кроме Кан-оюка, Комрю, Куганду-оюка ниже по Карагему можно отметить еще 5 притоков.

Следующий после Куганду-оюка, довольно значительный Каинду-оюк составляется из двух истоков. Вершины в тылу достигают 3 400 м высоты. Высокие гребни по сторонам выдвинуты к самой долине Карагема вершинами до 3 250 м.

Далее следует еще короткий приток (длиной 8—10 км), текущий из-под вершины 3 445 м высотой. Еще следующий приток имеет длину

до 10—12 км, исток — без разветвлений; вершины в тылу на главной линии хребта — 3 505, 3 520, 3 307 м (по карте), а по сторонам, ближе к Карагему — не менее 3 200 м.

Эти три притока, повидимому, обладают несколькими небольшими ледниками, высоты вершин здесь надо считать достаточными для небольшого оледенения. В списках ледников отмечен один ледник — довольно значительный каровый, с длиной до 1,5 км, помещающийся по правой стороне долины притока, недалеко от долины Карагема. Какому именно из притоков он принадлежит, осталось невыясненным.

Ниже по Карагему, в 7 км от Аргута, впадает приток Чибит с разветвленной системой истоков. В левой, восточной, их части вершины достигают 3 300 м; имеются ли хотя бы небольшие ледники, неизвестно. В правой части истоков хребет ниже, здесь есть перевал из Юнгурса в Карагем, ледников нет.

Далее к западу, близ Аргута, как уже указывалось, хребет снова повышается до 3 500—3 550 м, в связи с чем на его юнгурской стороне появляются ледники не очень малых размеров. Но Карагемская сторона хребта (как и Аргутская) малоснежна, можно сказать, бесснежна. В маленьком притоке Басы-Чирек ледников нет.

Общие сведения об оледенении Карагема. Приведенными выше данными о ледниках в правых притоках Карагема кончается описание всей правой стороны бассейна Карагема, относящейся к району Северо-Чуйских гор. Всего здесь известны 25 ледников с общей площадью тоже около 25 кв. км. Из этих ледников 8 имеют длину от 2 км и больше, и площадь не менее 1 кв. км и могут быть причислены к долинному или долинно-каровому типу. Малые ледники — каровые, но не всиячные, что стоит в связи с южной экспозицией склонов, которые остаются большей частью бесснежны: ледники имеют тенденцию концентрироваться в нижних частях каровых или вообще циркообразных вместилищ. Только 3 ледника получают полное развитие, имея и высокие снежные склоны и фирновые вместилища или потоки и развитые языки. Это — три главных ледника Карагема и Абыл-оюка и их формирование возможно благодаря максимальным высотам вершин, близких к 4 000 м.

Интересно отметить весьма последовательную градацию размеров оледенения и типов ледников, которые наблюдаются на разных участках бассейна Карагема везде при преобладающей южной экспозиции. Высшая ступень оледенения представлена 3-мя главными ледниками Абыл-оюка и самого Карагема. Они связаны с большими абсолютными высотами гребней, с открытыми, довольно крутыми склонами, общими согнутыми формами, но не с карами. Вторая ступень составляется 4 ледниками в главном истоке Абыл-оюка, и особенно 2-мя в самом тылу истока, которые можно считать типичными долинно-каровыми. При меньшей абсолютной высоте гребней они связаны с короткими долинами, близкими к типичным карам, но без резко выраженных порогов. Третья, самая слабая ступень оледенения представлена несколькими каровыми ледниками на части склонов Маашей-баш.

Факторы, влияющие на оледенение, весьма разнообразны. В данном случае в этих ступенях оледенения особенно чувствуется влияние рельефа и, в частности, высоких склонов с карами южной экспозиции: такой рельеф выступает как неблагоприятный для оледенения. Здесь уместно вспомнить, что подобный случай в большем масштабе мы име-

ли на южном склоне Южно-Чуйского хребта, где много каров под очень высокими гребнями и где очень слабо оледенение.

По сравнению с левой стороной бассейна Карагема, южные склоны Биш-Иирду имеют более слабое оледенение. Там, на северной стороне Южно-Чуйского хребта имеется всего 43 ледника с общей площадью в 40 кв. км и из них 11 ледников с длинами от 2 км и больше. Преобладающая северная экспозиция склонов способствует их большей заснеженности и общему увеличению размеров оледенения.

В целом Карагем оказывается весьма богатым современными ледниками: в истоках его находятся 68 ледников с общей площадью в 65 кв. км; 19 ледников имеют длину не меньше 2 км, 8 ледников — от 3 км и больше; от 4 до 5 км длины имеют 3 ледника. Площадь не менее 1 кв. км имеют 28 ледников, не меньше 2 кв. км — 12 ледников, от 3 кв. км и больше — 6 ледников.

По числу ледников и площади оледенения Карагему принадлежит одно из первых мест на Алтае, не считая Аргута и Чуи, однако воду он имеет не вполне белую. Причины в том, что, во-первых, Карагем не имеет очень крупных ледников и, наоборот, много малоподвижных каровых ледников; во-вторых, многие притоки Карагема не являются ледниковыми, и, наконец, в его истоках имеется несколько озер, где оттаивается ледниковый ил. Таковы например озера: в верховье Абылюка, в долине Комрю, в долине притока Иолдо и другие.

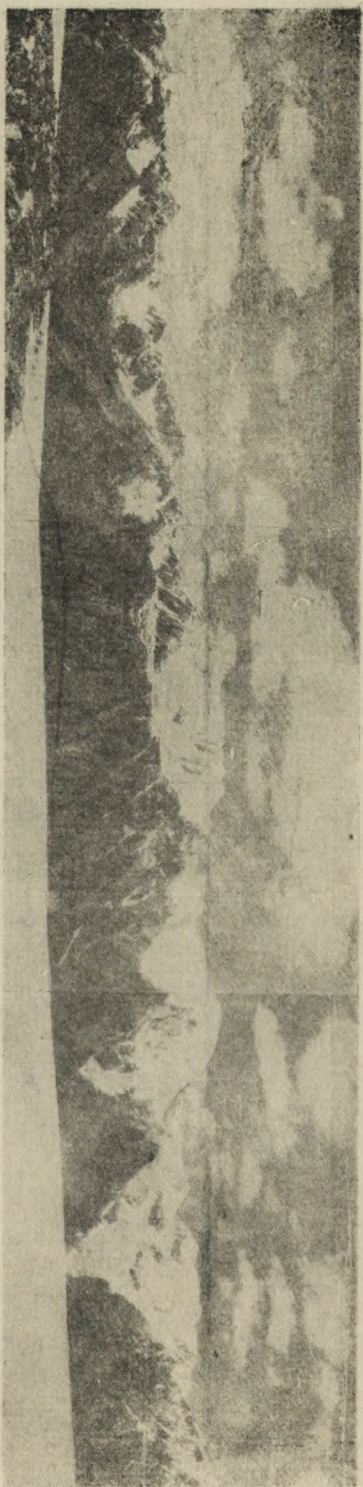
Восточные склоны Биш-Иирду

Рассматриваются собственно не только восточные, а в первую очередь юго-восточные склоны, вообще вся восточная сторона Биш-Иирду. Здесь между главными ветвями Центрального гребня залегает исток Джело, а между вторичными пониженными разветвлениями — Кыскыно́р и Тетё, относящиеся все целиком к системе Чуи. Из них Джело, короткий и сильный поток, представляет вполне ледниковую речку, истоки же Кыскыно́ра с одним (или двумя) малыми ледничками интересны по условиям сохранения остатков оледенения на окраине Биш-Иирду при понижении абсолютной высоты хребта и одновременном повышении снеговой линии. В истоках (левых притоках) Тетё опять заметно некоторое усиление оледенения, что связано с теми заметными климатическими различиями, которые существуют между склонами Биш-Иирду, обращенными к Чеган-узу́ну (более сухими) и непосредственно к Чуе (сильнее увлажненными).

Ледники Джело

Река Джело вытекает из значительного ледника, который был впервые посещен В. В. Сапожниковым в 1898 году. Более подробно ледник осмотрен автором в 1936 г. Ледник Джело залегает в первом восточном разветвлении Центрального хребта Биш-Иирду в юго-восточном углу между высокими гребнями, отходящими от вершины к востоку от левого Карагемского ледника.

Главный ледник Джело, широкий и плоский, в целом лежащий высоко, по типу заметно отличается от других крупных ледников Биш-Иирду. Направление течения ледника в общем дугообразное: сначала на юг, потом юго-восток и почти на восток. Гребень в тылу на



Горный узел Биш-Ирду с юга. С правой стороны снимка—крутой Левый Каратегемский ледник. Над ним видны поднимаются массив Актура-баш (4075 м). Левее—вершина Каратегем-баш, а в центре рисунка—массив Машей с фирновым полем главного ледника Абыл-оюка. С левой стороны видны небольшие ледники в главном истоке Абыл-оюка и скалистые вершины в юго-западной части Биш-Ирду.



Правый исток р. Шавлы с озером и ледниками. В середине—
каровый ледник по правую сторону главного.



Истоки Югура, главный ледник

севере является водораздельным с Актру: вершина по середине, полого-пирамидальной формы, поднимается другой стороной над средней частью правого потока ледника Б. Актру; вершина восточнее стоит на стыке ледников Б. и М. Актру. От нее на юг отходит, несколько понижаясь, короткий отрог, плоский сверху, частично ограничивающий ледник Джело с востока. Со стороны Джело тыловой северный гребень и вершина с отрогом почти бесснежны и не обеспечивают ледника снегами.

Питание ледника осуществляется в основном с хребта водораздельного с Карагемом, т. е. с правой стороны, которая и более затенена (восточная экспозиция) и имеет более разветвленную систему поперечных коротких гребней. Высота хребта также достаточная: кроме угловой вершины в 3 895 м есть еще вершина в 3 898 м, а несколько дальше по гребню, над концом ледника — 3 614 м.

С этого (Карагемского) хребта выдвигаются, считая от северо-западного угла, до 5 коротких фирновых потоков, формирующих верхнее обширное поле ледника, и еще один пополняющий язык ледника. Кроме того широкая верхняя ледниковая площадь лежит высоко (от 2 800 м и выше) частью выше границы снега и сама в некоторой степени является фирновым бассейном ледника.

Ледник явно асимметричен. Самый наклон ледникового поля направлен не только вниз по основному направлению течения ледника, но и несколько в левую сторону: ледник расположен как-то боком по отношению к долине Джело, имея в основном и боковое питание, с правой стороны. Асимметрия проявляется и в характере нижней части ледника. Основной язык долинного типа, хотя и крутой, образуется с правой стороны всей долины Джело. Длина его около 1,5 км, и кончается он на высоте 2 545 м. Кроме того ледник образует левый язык, широкий и короткий, значительно выше лежащий, с концом на высоте 2 650 м.

Несмотря на значительные размеры ледника, имеющего длину около 5 км и площадь близко к 8 кв. км, он производит впечатление остаточного, уже потерявшего типичный долинный характер. Язык ледника занимает только правую часть долины и приобретает отчасти характер свисания ледяных масс, так как долина Джело перед ним сразу становится положе. Основная площадь ледника, это мало активное верхнее поле.

Ниже ледника по долине на 2 км расстилаются обширные галечниковые поля и кое-где видны остатки молодых морен. Галечниковая площадь образует три заметно выделяющихся яруса: верхняя часть очень ровная; вторая на 2—3 м ниже, неровная, где моренный материал перебит неполностью, и третья еще на 2—3 м ниже, тоже ровная, с мелкими галечниками.

В двух километрах от ледника начинаются холмы старых совершенно задернованных морен. У ряда других ледников (например, Корумду, Маашей и другие) это расстояние от конца ледника до первых старых морен значительно меньше. Таким образом, ледник Джело надо отнести к числу ледников, процесс отступления которых совершается сравнительно быстро.

Фотография ледника, снятая Сапожниковым в 1898 году показывает, что ледник спускался тогда на дно долины, а сейчас до него не доходит, кончаясь на крутом уровне. Кроме того конец ледника был тогда шире, чем теперь. К сожалению, определить численно

величину отступления ледника с 1898 года не представилось возможным. 25 августа 1936 года конец ледника заснят с привязкой к двум большим камням, где выложены пирамиды.

Ледник Джело, как источник питания реки, обладает некоторыми особенностями. Основная его часть — большое ровное поле, лежащее, так сказать, во втором этаже долины, по высоте расположено близ снеговой линии или немного ниже ее. Поэтому даже в летнее время, но при пасмурной и прохладной погоде, абляция ледника становится весьма незначительной, только за счет небольшого языка. 25 — 28 августа 1936 г., как раз при прохладной погоде, речка Джело представляла из себя ничтожный поток не более 3 м³/сек расхода воды и почти совершенно чистой. Совсем другое дело в теплые и особенно в солнечные дни, когда начинает интенсивно таять не только язык, но и верхнее поле ледника. Джело превращается тогда (например, 8 августа 1939 года) в бурный поток с расходом до 10—12 м³/сек. Таким образом, свойственные ледниковым рекам колебания уровня и расхода воды здесь усилены более, чем обыкновенно.

С правой стороны ледника Джело имеется один боковой спутник — значительный каровый ледник с языком близким к долинному типу. Дальше гребень этой стороны быстро снижается, переходя в плоско-вершинное соединение между горами Биш-Иирду и Южно-Чуйским хребтом в истоках Мухр-оюка. Ледников больше нет, но имеются еще в затененных местах постоянные снежные пятна, указывающие на близость снеговой линии к высотам перемычки. Можно отметить, например, значительный снежный надув над впадиной к югу от перевала Джело или Иолдо.

Северный тыловой хребет ледника Джело, главное восточное продолжение Центрального хребта Биш-Иирду, еще дальше на восток дает вторичное разветвление, причем ветви от вершины Купол расходятся между истоками Тетё, Кыскынора и левого притока Джело. Хребты здесь тоже принимают сглаженный округлый вид при высоте вершин до 3 300 м, долины сохраняют очень крутые склоны. К этим окраинным восточным частям Биш-Иирду относится небольшое, но интересное оледенение.

Между левой стороной ледника Джело и первым левым притоком реки находится плоская, уже упоминавшаяся вершина, удлиненная в южную сторону, со значительным фирновым полем наверху. В сторону притока это поле дает небольшой повисший язык на высоте около 3 200 м. Другой ледник этого притока более обособлен в каре, но сохраняет некоторую связь с верхним полем. Оледенение этой вершины приближается по типу к ледникам плоских вершин, которые в Чуйских Альпах отмечены в целом ряде мест.

Интересное образование мертвого льда имеется в ущелье с ручьем, впадающим слева в тот же приток со склоном вершины Купол, восточной узловой точки Биш-Иирду. Это очень крутое и узкое ущелье с плоскими вершинами по сторонам и склонами из мягких, легко осыпавшихся сланцев. Склоны бесснежны, только высоко вверху на вершине правой стороны залегают фирновые поля. Дно ущелья занято неподвижной (или почти неподвижной) ледяной массой, сильно засыпанной щебнем. Лед местами образует провалы, а в нижнем конце дает грязную ледяную стенку на высоте 2 500 м, из-под которой вытекает ручей. Образование этого мертвого ледника, повидимому, не связано с вер-

ним фирновым полем, а является результатом снежных обвалов со склонов, причем массы снега легко засыпаются щебнем и предохраняются от быстрого таяния.

Вершина Купол, поднимающаяся с левой стороны долины притока, была уже описана ранее, так как она имеет прямое отношение к леднику М. Актру. Плоско-округлый фирновый ледник, залегающий на ней, принимает участие в питании ледника М. Актру. В сторону притока Джело он дает лишь обрывы и скаты на самом верху на высоте 3 400 м, не выходя на склоны.

В соседнем к западу, втором левом притоке Джело правый склон долины на высоте около 2 800 м покрыт целым рядом прекрасно выраженных каров, иногда с озерами и остаточными оледенелыми полями. Но только в одном из них остался небольшой ледник на защищенной от солнца стороне кара. Маленький сам по себе ледничок (длина 0,8 км, площадь 0,3 кв. км) имеет однако некоторую связь с лежащим над ним на плоской вершине (3 300 м) фирновым полем — картина аналогичная описанным ледникам первого левого притока, только фирновое поле здесь гораздо меньше.

Оледенение Кыскынора и Тетё

Вершина Купол (3 440 м¹⁾ является крайней к востоку высокой точкой Биш-Иирду. Она несет на себе значительный плосковершинный ледник. Она же является узловым центром для крайних восточных ответвлений между истоками Джело и Кыскынора, Кыскынора и Тетё, Тетё и Актру. Плоские или округлые щебнистые вершины кряжей, заметно снижены по сравнению с Куполом и не имеют достаточной высоты для образования значительных снеговых скоплений, так что распространение типа ледников плоских вершин оказывается весьма ограниченным. Однако на склонах долин, особенно затененных, образуется много хорошо выраженных каров, где в некоторых случаях находятся небольшие леднички. Иногда они лишь повисают на затененных склонах, иногда занимают и дно кара.

О карах на правой стороне долины 2-го левого притока Джело уже было сказано ранее.

Речка Кыскынор имеет довольно широкую и глубокую долину значительной длины (до 20 км), но сама речка незначительна, вода ее совершенно светлая. Весь ландшафт долины, как и вообще бассейна Чеган-узуна, сухой почвой почти без травы, с почти полным отсутствием леса говорит о скудности осадков, так что снеговая линия должна лежать высоко. Высота хребта с правой стороны достигает (ближе к истокам) 3 100 м. На затененных крутых склонах во впадинах есть языкообразно повисшие фирновые поля, из которых по крайней мере одно может быть причислено к висячим ледникам. Надо полагать, что в образовании этих снежно-фирновых языков важную, а вероятно, и основную роль играет сдувание снега с плоского верха хребта.

Тыл долины Кыскынора подходит к вершине Купол, склоны которого здесь круты и почти бесснежны.

¹⁾ 3 605 м по барометрическому определению.

Главные истоки Тетё, небольшой речки, впадающей в Чую выше Актру, отнесены на юг и на восток бассейна, где горы значительно снижены и где исчезают не только ледники, но и снега. Но в левом большом притоке Тетё, ближе к вершине Купол, горы значительно выше.

В двух глубоких карах правой стороны этого притока хорошо сохранились два небольших, но очень типичных ледника. Для них характерны: правильная полукруглая форма каров со стенками крутыми, но не отвесными, которые с тыла и частью по бокам заняты сплошными снежно-фирновыми полями; краевые трещины, хорошо обозначающие переход ко дну кара, где нижняя часть ледника имеет общую округлую форму, но без той выпуклости, которая говорила бы о переполнении каров веществом; правильные формы каров и самих ледников, вполне гармонирующие между собой и хорошо согласующиеся с плоским верхом хребта и с северной экспозицией.

Наверху на высоте 3 200 м имеются небольшие плоские снеговые скопления. Верховье долины близко подходит к Куполу и здесь еще два ледника связываются частично со снегами этой вершины. Главный ледник имеет длину до 1,5 км и площадь не менее 1 кв. км. Среднюю высоту расположения ледников можно определить примерно в 2 850 м.

Следует отметить еще небольшой, но очень характерный ледничок (длина 0,7 км) на северном склоне передовой вершины (3 400 м) между Тетё и Актру. Типичный висячий ледничок с уклоном 30° имеет правильную форму языка, суженного книзу и расположен в неглубоком вместилище под самой вершиной. Питает он небольшой ключик, который растекается по степи между Актру и Тетё.

Небольшое оледенение Тетё оказывается все же больше, чем в соседнем Кыскыноре и в левом притоке Джело и сопровождается более низким положением снеговой линии. Обстоятельство это надо поставить в связь с положением истоков Тетё по северную сторону главной водораздельной линии между Чеган-узуном и самой Чуей, с ее короткими левыми притоками. Эта линия является хорошо выраженной границей ландшафтов: долина Тетё и соседних речек и прилегающие склоны гор лесисты и хорошо увлажнены, а полупустыня Чеган-узуна, наоборот, свидетельствует о скудности осадков.

Общей характерной чертой оледенения восточной окраины Биш-Иирду является то, что ледники образуются только на затененных северных склонах, и то, что для питания они используют сдувание снегов с верхних плоских поверхностей хребтов. В более благоприятном случае, например, в истоках Тетё каровые ледники сохраняют связь с вышележащими снежными наносами. Предельной же преимущественной формой существования оледенения (например в Кыскыноре) являются снежно-фирновые надувы там, где плоский верх переходит в крутой северный склон; этим надувам очень свойственна форма языков различной величины. Для сохранения оледенения в такой форме северные склоны благоприятны не только потому, что они затенены, но и в силу преобладания юго-западных ветров, перемещающих снег на эти склоны.

Характерные черты оледенения Северо-Чуйских гор

Исследование, а по существу — открытие за последние годы Северо-Чуйского ледникового центра, не только увеличило заметно общую площадь оледенения Алтая, но и обогатило его новыми типами и формами ледников, подчас весьма оригинальными, новыми комбинациями физико-географических условий их существования.

Ниже приводятся некоторые общие сводные данные в табличной форме об оледенении Северо-Чуйских гор. В первой таблице приведено деление на северные и южные склоны по отношению к наиболее явственной непрерывной линии хребта, которая прослеживается от Аргута на западе до устья Чеган-узуна на востоке. В западной части это будет водораздел между Карагемом и Юнгуром, в центре — между Карагемом и Шавлой, а также Маашей, и на востоке — между притоками Чеган-узуна и самой Чуей.

Распределение ледников между северным и южным склонами

	Всего	Се- вер	Юг
Общее число ледников	118	82	36
Общая площадь оледенения	127	92	35 кв. км
Средняя высота снеговой линии на ледниках		2900	3000

В следующей таблице проведено то же условное деление, что и в тексте, то есть на северный, западный, южный и восточный склоны, которое, по существу, представляет выделение северного, западного, южного и восточного районов оледенения в Северо-Чуйских горах. Эти районы заметно отличаются друг от друга по характеру оледенения.

Распределение ледников по склонам Северо- Чуйских гор: северному, западному, южному и восточному.

	Север		Запад		Юг		Восток	
	Число	Пло- щадь	Число	Пло- щадь	Число	Пло- щадь	Число	Пло- щадь
1. Все ледники вместе	33	55	49	35	25	25	11	12
2. Долинные ледники	12	47	13	20	4	14	1	7
3. Каровые ледники	18	8	26	13	21	11	7	4
4. Висячие ледники	3	0.5	10	2	—	—	3	1
5. А. в. концов крупных лед- ников	2180—2450		2250—2300		2300—2450		2550	
6. Средняя высота снеговой линии	2900		2850		3000		3100	

Плосковершинные ледники в этой таблице сосчитаны вместе с каровыми.

Первая таблица позволяет видеть в какой степени оледенение северных склонов интенсивнее, чем склонов южных. Обстоятельство это стоит в естественном соответствии с более благоприятной экспозицией северных склонов и меньшей высотой снеговой линии на них, а также большим развитием северных отрогов. В частности, большое значение в оледенении северных склонов имеет Передовой хребет, выносящий вперед на северо-восток ряд значительных ледников. Это единственный на Алтае случай значительного оледенения на открытых, коротко расчлененных склонах; верхние ледниковые долины в истоках Алахи и Бухтармы, выходящие на плоскогорье Укок, все же значительно длиннее, чем поперечные долины Передового хребта.

Не так уже мало оледенение и южных склонов. Аналогию здесь можно провести с Катунским хребтом (в западной половине), но не с Южно-Чуйским, где южный склон почти лишен оледенения. Это и понятно, так как к южным склонам подходят значительные долины Карагема и его притоков.

Значительные долинные ледники формируются не только на северном, но и на южном склонах, где позволяет абсолютная высота и расположение гребней. Однако ни один из таких ледников южного склона: Джело, два ледника Карагема, Абыл-оюк — не выходит сколько-либо значительно на дно нижней долины. Между тем на северных склонах два ледника — Корумду и особенно Маашей — образуют низко расположенные долинные языки значительной длины. Степень деградации их меньше, чем ледников южных склонов.

Впрочем ледники, относящиеся к северной стороне главного хребта, но имеющие не северную экспозицию, также не выходят в большие долины: таковы, например, ледники Актру и правый Маашей. Надо заметить вообще, что степень деградации ледника подчинена сложным закономерностям и не может быть объяснена одной лишь экспозицией их. Алтай дает в этом отношении много весьма поучительных примеров.

Наиболее резко выраженной особенностью оледенения южных склонов, особенностью закономерной вообще и хорошо подчеркнутой в данном случае, является обнажение от снега наклонных поверхностей, обращенных к солнцу, вплоть до очень больших высот. В силу этого уменьшается общая площадь склонов, используемых ледниками постоянно, нарушается свойственная северу сплошность оледенения, а также непрерывность снеговой линии; накопления фирна, особенно небольшие, оказываются привязанными ко днищам каровых образований. Формой оледенения, приспособляющейся к данным условиям и в частности характерной для малых ледников стансвится каровый, но не висчий тип.

Несплошное расположение снегов на южных склонах затрудняет здесь оценку высоты снеговой линии и ее положение на отдельных ледниках кажется как бы слишком низким, не соответствующим общим условиям склонов (пример — Южно-Чуйский хребет). Но и общее снижение снеговой линии на южных склонах под влиянием влажных ветров отнюдь не представляет чего либо исключительного. В данном случае разница в высоте снеговой линии между северным и южным склонами (на севере она ниже). Биш-Иирду представляется выраженной вполне четко и не затусеванной влиянием ветров. Дело в том, что к северной стороне отнесены такие, во всяком случае хорошо увлаж-

ненные, истоки рек, как Шавлы и Юнгура. К южным же склонам отнесены истоки Джело, которые, наоборот, являются более сухими. Влияние ветров, влияние большей или меньшей увлажненности склонов на высоту снеговой линии лучше вырисовывается при рассмотрении второй таблицы.

Вторая таблица дает более дифференцированное сравнение склонов Биш-Иирду и указывает на определенные тенденции в развитии или сохранении оледенения на северном, западном, южном и восточном склонах. При этом, как было указано, здесь речь идет не только о склонах в смысле экспозиции, а скорее о северном, западном, южном и восточном районах Северо-Чуйских гор, отличных между собой в отношении оледенения.

Северная сторона (Актру, Маашей) отличается большей площадью оледенения при сравнительно небольшом числе ледников, наличием нескольких самых крупных ледников с лежащими низко концами. Все это стоит в связи с большой абсолютной высотой, благоприятным расположением высоких гребней, сплошной заснеженностью при преимущественно северной экспозиции склонов.

Другая картина оледенения наблюдается на западных склонах. Ледников здесь очень много, так как при расчлененном рельефе и сниженной снеговой линии значительна общая длина линии гребней, дающих оледенение, и кроме того, здесь много каров. Но нет здесь больших ледников, так как недостаточны абсолютные высоты и глубоки долины, где могли бы соединяться отдельные ледниковые потоки. Формы ледников разнообразны как по условиям рельефа, так и в связи с самой различной экспозицией. Еще раз следует оговориться, что, к сожалению, в истоках Юнгура не удалось сделать определений высоты снеговой линии.

Южный участок оледенения весьма ограничен по сравнению с северной стороной; кроме того, резко уменьшена общая заснеженность склонов. Но все же есть крупные ледники, связанные с большой долиной Карагема, подошедшей к высшим точкам Биш-Иирду.

Восток Биш-Иирду противопоставляется западу по преобладанию округлых и плоских вершин и притом меньшей абсолютной высоты и резкому повышению снеговой линии. Ледники почти исчезают на окраине, сохраняясь лишь благодаря эффекту навевания снегов и отчасти связи с верхними плосковершинными полями. Много каров «пустых». Высокая часть Биш-Иирду и здесь, правда, формирует крупный ледник Джело, но он лежит высоко и имеет признаки быстрой деградации.

Во всем распределении ледников по склонам Биш-Иирду (северному, южному, западному и восточному) можно проследить влияние абсолютной высоты, характера рельефа, экспозиции и влажных ветров и в сложном общем комплексе этих воздействий более или менее отчетливо подметить влияние отдельных факторов.

Высотное положение концов крупных ледников в горах Биш-Иирду, пожалуй, более, чем в других областях оледенения на Алтае, привлекает к себе внимание и в ряде случаев весьма рельефно отражает на себе влияние общих условий залегания ледников или действия отдельных факторов. Крайние значения высот концов всех ледников в горах Биш-Иирду составляют 2 180 и 3 550 м. Верхний предел кажется необычно высоким, но он соответствует тому особому положению, которое занимает плосковершинный ледник на верху Передового хребта. К нижнему

пределу приближаются концы крупных долинных ледников, давая все же большие, до 400 м, различия в высоте положения.

Высоко, на 2 550 м кончается ледник Джело по причине сухости климата и южной экспозиции. Сравнительно высокое положение языка у ледника Б. Актру является следствием быстрого отступления ледника вверх вместе с его расчленением по причине несоответствия слишком большого бассейна ледника с теми его размерами, которые оказываются возможными при современных климатических условиях.

Но большая часть крупных ледников Биш-Иирду кончается невысоко, не выше 2 300 м, что является косвенным показателем значительного количества осадков, выпадающих в горах Биш-Иирду. Кроме того, это должно связываться по условиям рельефа с большим обычно вертикальным протяжением ледников, за счет чего иногда уменьшается протяжение их горизонтальное. Можно сказать, что и уровень главных долин, в горах Биш-Иирду, куда спускаются концы ледников или до которых они немного не доходят, обычно не высок вплоть до подножья хребтов. Однако про ледник Маашей можно сказать, что он мог бы спускаться значительно ниже, чем позволяет уровень долины Маашей.

Следует отметить, что в Северо-Чуйских горах развитие каров, по крайней мере типичных и со свежими формами, более богато, чем в Южно-Чуйских Альпах, где зато больше отдельных высоких вершин со склонами уменьшенной крутизны. В связь с этим надо поставить то, что среди ледников склонов, относящихся к малым формам оледенения, здесь решительно преобладают каровые, в то время как в Южно-Чуйском хребте, наоборот, оказывается очень много ледников висячих.

Рассматривая карту ледников Биш-Иирду, можно сказать, что ряд ледников, а именно: два ледника Актру и ледники Передового гребня, четыре ледника Маашей, три ледника Карагема и Абыл-оюка и ледник Джело — составляют вместе весьма компактную группу ледников, состоящий Северо-Чуйский ледниковый центр с площадью в 65 кв. км. Общая площадь этой центральной ледниковой зоны составляет, примерно, 100 кв. км, т. е. две трети ее заняты снегом и льдом, а одна треть занята обнаженными склонами преимущественно над нижними течениями ледников. Средняя высота всей площади — около 3 000 м, намного выше прилегающих районов.

На этой территории располагаются хребты с общей длиной в 50 км — замечательный узловой сгусток высоких гребней. При высоте вершин до 4 230 м средняя их высота достигает 3 700 м, т. е. на 200 — 300 м выше соседних участков хребтов. Над долинами же Карагема и Чуи поднятие их достигает 2 500 м. Таким образом, получается известная аналогия с ледниковым центром Белухи, которая резко доминирует над окружающими горами, но только здесь вместо одной узловой вершины имеется сконцентрированное сплетение хребтов.

Узловой центр Северо-Чуйских гор — Биш-Иирду — может быть наблюдаем с разных сторон: с юга с разных точек Южно-Чуйского хребта и даже Южно-Алтайского; с севера из долины Чуи или с прилегающих высот; с востока, например, с отрогов Южно-Чуйского хребта; с запада, например, с восточного конца Катунского хребта. Ото всюду при взгляде издали выделяется могучая группа снеговых вершин. Доминируя над окружающей местностью этот узел должен получать и концентрировать осадки, откуда бы ни перемещались воздушные массы.

Таким образом, возникают мощные накопления снегов; снеговая линия проходит на высотах от 2 800 до 3 100 м. Зона питания ледников занимает площадь не менее 40—50 кв. км и формирует лежащие ниже ледниковые языки, дающие начало речным потокам. Так возникает важный гидрографический центр, центр питания рек, где концентрируются осадки и при малом сравнительно испарении с ледниковых поверхностей в большом проценте стекают в речные потоки.

В нижеследующей табличке дается распределение ледников по истокам рек:

Название реки	Число ледников	Площадь оледенения в кв. км
Система Чуи		
1. Джело	5	9
2. Кыскыно	1	0.1
3. Тетё	5	2
4. Актру	16	27
5. Маашей	17	28
Система Аргута		
6. Юнгур	27	15
7. Шавла	22	20
8. Карагем	25	25

Таким образом, горный узел Биш-Иирду дает начало 6 ледниковым рекам. В питании Тетё и тем более Кыскынора ледники большой роли не играют. Река Шавла и особенно Юнгур со значительными бассейнами имеют воды сильно разбавленные неледниковыми ручьями и не являются настоящими ледниковыми потоками. Карагем, одна из главных ледниковых рек Алтая, своими истоками лишь наполовину относится к Северо-Чуйским горам. Особенно крупных ледников Карагем не имеет и это уменьшает мутность воды. Наконец, Джело, Актру и Маашей — короткие сильные ледниковые реки, у которых колебание уровней и расходов воды решительным образом подчинены процессам таяния крупных ледников.

Центральная группа ледников, питающих реки Маашей, Актру, Джело и Карагем дает в общем по приблизительной оценке 40—50 куб. м воды в секунду в летнее время. Аналогичным центром с площадью в 60 кв. км является на Алтае Белуха, питающая реки Катунь (исток), Кочурлу, Аккем, Иедыгем и Берель, с общим расходом воды летом порядка 50—60 м³/сек. Таким образом, в смысле питания рек Биш-Иирду, повидимому, несколько уступает Белухе.

Несколько иной характер имеют ледниковые центры Южно-Алтайский и особенно Южно-Чуйский, где главные ледники залегают на одном склоне хребта.

Концентрируя около себя истоки значительных рек, эти центры формируют сильные речные потоки уже на большой высоте, где кончаются ледники. Кроме того, надо отметить ту важную особенность ледниковых центров, что они обеспечивают реки значительным питанием иногда в условиях районов вообще сухих, с малым количеством выпадающих осадков. Ни сухие причуйские районы, ни крайний юго-восток Алтая с плоскогорьем Укок не могли бы сами по себе дать таких рек, как Чеган-узун или Актру, или Алаха, таким образом, ледниковые центры Алтая заслуживают самого пристального внимания не только со стороны специально гляциологии, но также и климатологии и гидрологии.

ГЛАВА VI

Ледники Катунского хребта

Главную горную цепь Алтая, центральную по положению, самую высокую и наибольшую по длине основной линии и отрогов с ледниками составляет Катунско-Чуйский хребет, протянувшийся с запада на восток на 240 км от $85^{\circ} 30'$ до $88^{\circ} 30'$ в. д. Но его целостность нарушена глубоким ущельем Аргута и, таким образом, выделяется Катунский хребет на западе и Чуйский (Южно-Чуйский) на востоке.

Собственно Катунский хребет — от $85^{\circ} 30'$ до $87^{\circ} 15'$ в. д. — дает начало в западной большей своей половине самой Катунь с ее верхними притоками, на востоке — левым притоком Аргута, а в одном месте с юга вклиниваются истоки Белой Берели, принадлежащей к системе Иртыша.

Общее протяжение хребта, не считая многочисленных извилин, составляет около 140 км. при средней высоте в 3 000—3 100 м. Западная часть, составляющая по длине почти $\frac{2}{3}$ всего хребта, имеет среднюю высоту не более 2 900 м с вершинами до 3 350 м и седловинами, сниженными до 2 400—2 500 м. Восточнее идет большое повышение с высшей точкой хребта и всего Алтая — Белухой, достигающей абсолютной высоты 4 516 м. Дальше, до Аргута, средняя высота хребта составляет около 3 300 м, а высшая точка — 3 955 м. Понижение здесь, не считая самого конца, встречается только до 3 100 м.

Хребет дает в обе стороны целый ряд отрогов. На севере они особенно развиты, достигая 20—40 км в длину и по высоте иногда превосходят главный хребет в соответствующей части. С поперечными отрогами ширина хребта получается равной от 30 до 50 км. Вся система Катунского хребта и его отрогов орографически хорошо выделяется с помощью достаточно глубоких речных долин. Северные отроги хребта долиной Катунь отделены от крутых склонов хребта Теректинского. Вместе с тем сама Катунь, начинаясь на южном склоне Белухи и делая далекую петлю на запад, огибает всю западную часть Катунского хребта, отделяет его от склонов и отрогов Листвяги и Холзуна на юге и западе. Точно также сквозная долина Черной Берели, текущей на запад, и Коксу Аргутской, текущей на восток, и ущелье самого Аргута обособляют восточную часть Катунского хребта. Только отрог между Катунью и Берелью не имеет глубокого разрыва и представляет некоторое соединение Катунской системы с Листвягой, да и то в пониженном месте («Низкое седло») водораздела между указан-

ными реками имеет всего лишь 2 200 м, так что соединение получается слабым.

По своему происхождению Катунский хребет представляет огромный ступенчатый горст, выросший на месте древней, почти сглаженной складчатой системы, и обособлен тектоническими разломами. Он имеет внутреннее гранитное ядро, которое во многих местах вскрыто денудацией и выступает наружу, обуславливая частую смену пород различного происхождения и свойств: к метаморфической толще и к породам гранитной группы прибавляются разнообразные породы контактовой зоны. Эти последние, обладая иногда значительной прочностью, играют несомненно важную роль в образовании высоких вершин хребта.

Обработанный мощным оледенением ледниковых периодов, а также речной эрозией, глубоко и сильно расчлененный Катунский хребет на всем протяжении, не исключая и пониженной западной части, характеризуется резкими формами рельефа основной линии, которые лишь на отрогах сменяются широкими, более плоскими. Контрасты между острыми выступами вершин и гребней и ниже лежащими, сглаженными ледниковыми формами, многочисленные ледники и горные озера с бурно вырывающимися из них горными потоками, глубокие долины с моренными нагромождениями, с крутыми склонами, на которых блещут струи водопадов — все это создает типичный высокогорный альпийский ландшафт Катунского хребта.

Для характеристики хребта в разных его частях весьма показательным является наличие верховых перевалов и их высота. В западной части, на пути из Уймонской степи в верхнюю долину Катуня, пересекаются перевалами концевые отроги Катунского хребта. Высоты перевалов здесь следующие:

Акол-Сугаш	2 270 м
Сугаш-Зайчиха	2 310 м
Мульта-Зайчиха	2 420 м
Зайчиха-Собачья	2 210 м
Ссбачья-Тихая	2 255 м
Тихая-Тальменье оз.	2 080 м
Тальменье оз.-Становая	2 210 м
Становая-Тургень-су	2 375 м

Несмотря на малые абсолютные высоты, некоторые из этих перевалов расположены в непосредственной близости к крайним западным ледникам хребта.

Ближе к Белухе есть нетрудный перевал из долины Хазинихи (приток Курагана) в Становую, пересекающий еще неразветвленный хребет в одном из самых низких мест (2 550 м). Еще восточнее и ближе к Белухе лежит более трудный перевал Кураганский из долины Северного Курагана в Южный Кураган, достигающий высоты 2 700 м. В западной части хребта имеется и еще ряд щебнистых седловин-понижений, которые представляются вполне доступными, хотя и не используются для верховых троп.

Восточнее Белухи есть один только перевал через Катунский хребет, где можно проехать на лошади, а именно — из долины Кулагаша (приток Аргута) в истоки Орочегана (пр. Коксу-Аргут). Высота перевала 3 125 м.

Северные отроги хребта разделяют долины нескольких значительных рек, текущих на север перпендикулярно к главному хребту. Высоты перевалов здесь следующие:

Мульта-Акчан	2 450 м
Акчан-Кураган	2 650 м
Кураган-Кочурла	2 640 м
Кочурла-Аккем	3 060 м
Аккем-Каир (несколько перевалов) до	2 560 м
Каир-Бортулдаг	2 520 м

Относительная доступность северных отрогов хребта объясняется развитием здесь широких щепнистых водоразделов.

Из перевалов через короткие отроги южной стороны хребта можно отметить:

Катунь-Берель (Прямое седло)	2 290 м
Коккуль (приток Берели) - Орочеган	2 700 м

Катунский хребет, как показали исследования Б. и М. Троновых с 1926 по 1934 г., покрыт ледниками по всей своей длине вместе с высокими частями своих отрогов. Число найденных ледников, больших и малых, достигло 342 с площадью около 232 кв. км, причем, кроме главного ледникового узла Белухи, отмечены сгущения ледников в восточной и в западной частях хребта. Эта картина оледенения весьма далека от той, которую дали в свое время исследования Санюжникова (30 ледников и 70 кв. км площади) и, тем более, от первых сведений, сообщенных Ф. Геблером в 1835 году.

В зависимости от высоты, особенностей рельефа и характера оледенения Катунский хребет может быть подразделен на участки сверхосновного выделения горного узла Белухи, западной и восточной части. Нижеследующее описание хребта и его ледников удобнее всего начать с Белухи, как узлового центра, с которым связаны и западная и восточная части хребта.

Горный узел Белухи

Около Белухи сосредоточены и берут начало непосредственно на ее склонах 5 крупнейших ледников хребта: Мюшту-айры или Кочурлинский на западном склоне, ледник Родзевича или Аккемский на севере, ледник Менсу в истоках Иедыгема на востоке, Берельские ледники на юго-восточном склоне, ледник Геблера или Катунский на южном склоне и еще шестой — ледник Черный, лежащий несколько в стороне, на юго-западных склонах. В ледниках этих берут начало целый ряд значительных горных рек: Катунь с первым притоком из ледника Черного, Кочурла, Аккем, Иедыгем и Берель, единственная, относящаяся к системе Иртыша.

Гора Белуха. Среди хребтов и вершин Алтая — Белуха, самая выдающаяся его вершина и к тому же дающая начало Катунь, первая привлекала внимание географов исследователей, а также и альпинистов. Еще в 1835 году Ф. Геблер составил краткое описание Катунского ледника с Белухой. Описание это, имея ценность историче-

скую, может быть использовано также для сравнения состояния Катунского ледника в то время и теперь.

В. В. Сапожников подходил к Белухе в 1895—99 гг. со всех сторон, дал общее систематическое описание ледникового узла Белухи, составил схематическую карту ледников на основе теодолитной съемки и определил высоту Белухи. Материалы Сапожникова сохранили свою ценность и в настоящее время. На трехверстной карте Алтая выделены особым изображением рельефа только ледники Менсу и Берельский без фирновых полей. Рельеф в области Катунского ледника нанесен явно неправильно. Таким образом, данные этой карты могут быть использованы лишь с осторожностью. Экспедиция Второго Международного Полярного года 1933 г. работала над составлением довольно детального плана Катунского ледника, но, к сожалению, не довела его до конца или вернее до «начала», так как седло Белухи и вершины ее остались не заснятыми.

Западно-Сибирская Альпиниада 1935 г. добавила весьма существенные данные для описания, главным образом, самых высоких частей массива Белухи. В частности весьма интересны фотографические снимки Белухи с разных сторон, сделанные с аэроплана.

Последующее описание, основанное частью на перечисленных материалах, частью на личных наблюдениях автора, вместе с Б. В. Троиновым (1914—1933 гг.), дает основную общую характеристику рельефа Белухи без проведения всех подробностей.

Белуха представляет резко выраженное повышение в Центральной части Катунского хребта, составленное из крепких кристаллических сланцев и инъецированных гнейсов, занимающее по хребту протяжение в 10—12 км. Средняя его высота около 4 000 м, на 600 м выше части хребта, прилегающей с запада, и на 500 м выше восточного его продолжения. Массив Белухи вытянут с запада на восток, так что главные ее склоны — северный и южный, но благодаря ее резкому возвышению, а также наличию высоких отрогов, можно говорить также и о восточном и западном склонах.

Основную часть северных склонов составляет знаменитая Аккемская стена высотой более 1 000 м, крутая, но не отвесная, так как на ней держатся громадные снежно-фирновые массы.

На юге склоны Белухи между ледниковыми потоками образуют скалистые гребни, круто спускающиеся и еще более крутые по бокам. Особенно обрывисты склоны Белухи на юго-востоке и востоке над ледниками Берельским и Менсу, глубоко врезанные долины которых близко подходят к высшей точке Белухи, ее восточной вершине.

Наконец, характерной чертой западного склона является образование резкой ступени с высоты почти в 4 000 м, где залегают снега Мюшту-айры, к нижнему полю этого ледника.

Средняя крутизна склонов Белухи, считая до начала ровных ледниковых полей, может быть оценена на юге примерно, в 25° , на севере $45-40^\circ$.

Общие размеры массива определяются площадью примерно 50 кв. км, если ограничивать ее началом ровных ледниковых полей на высоте около 2 500 м, причем концы ледников далеко выходят за пределы этой площади. Большая часть этой поверхности лежит выше 3 000 м (около 40 кв. км), некоторая часть (около 5 кв. км) — даже выше 4 000 м, от 4 000 до 4 516 м. Эти величины

площадей взяты планиметром с карты, с учетом же наклонных поверхностей действительные площади будут значительно больше — около 70 кв. км, 55 кв. км и 10 кв. км в трех указанных случаях.

Массив Белухи заострен двумя главными вершинами, которые разделены глубоким седлом. Восточная вершина вытянута с севера на юг в виде крутого гребня с высшей точкой в 4516 м (по карте) сбоку от северного края седла, в то время как над южным краем седла высота гребня на 300 м ниже. На восточной стороне гребня имеется снежный надув, образующий на самом верху площадку, окаймленную с запада обнажением скал. На север вершина обрывается к Аккемскому леднику, южный конец гребня образует скалистую стену над верхней частью Катунского ледника, на восток крутые склоны ниспадают далеко к полям ледника Менсу. Западные склоны поднимаются над седлом на 300—500 м, имея крутизну в 40—50°, положе всего над южным краем седла и с увеличением крутизны к северу.

На востоко-северо-восток от высшей точки восточной вершины на гребне между Аккемом и Менсу после небольшого седелка есть еще повышение высотой около 4200 м. При взгляде с ледника Менсу или Берельского, оно, находясь на ближнем плане, кажется равноправной отдельной вершиной Белухи.

Западная вершина Белухи, аналогично восточной, представляет вытянутый с севера на юг гребень, на котором нерезко выделяются два повышения: южное в 4460 метров над Катунским ледником и северное в 4440 м над ледником Аккемским. Боковые грани гребня очень круты, не меньше 50°. Благодаря этому при взгляде с северо-северо-востока западная вершина кажется очень острым и тонким шпилем. Стена, обращенная к седлу вся покрыта снегом, но последний образует здесь множество мощных навесов и карнизов.

Между западной и восточной вершинами находится седло Белухи, имеющее длину (с юга на север) и ширину (с запада на восток) приблизительно в полтора километра и слегка покатое на юг. Северный край его, более высокий, достигает высоты 4050 м и стеной обрывается к Аккемскому леднику. Южный край тоже с большой резкостью, хотя и не в виде стены, перелаивается к потокам Катунского ледника. Седло является ареной мощного накопления снега и фирна. Насколько обильны здесь бывают снегопады, рассказывается в одном из очерков Западно-Сибирской Альпиниады 1935 г.: поставленная на седле палатка оказалась на следующий день до верха засыпанной снегом.

На запад от Западной вершины массив Белухи еще продлен километра на 3 в виде высокой плоскогорной ступени почти на высоте седла, которая заканчивается плоской вершиной в 4167 м. Здесь залегают обширные фирновые поля и, спускаясь в виде ледопада, питают ледник Мюшту-айры.

Массив Белухи обильно укутан снегами и выделяется среди окружающих гор не только по высоте, но и ослепительной белизной своих склонов. Несмотря на наличие крутых мест и в связи с этим скалистых обнажений, снеговые поля преобладают на всех склонах Белухи при любой их экспозиции. Объясняется это не только большой абсолютной высотой Белухи, но и достаточно обильным количеством осадков на ее склонах.

Белуха имела и еще будет иметь исключительное значение для развития советского альпинизма: никакая другая вершина на терри-

тории сибирских краев и областей не дает столько разнообразных возможностей для альпинистских тренировок разного типа и серьезных восхождений разной степени трудности. Первое серьезное восхождение на Белуху, именно на седло, сделано В. В. Сапожниковым в 1898 г. В 1914 г. Б. и М. Троновыми, после трех неудачных попыток совершено восхождение на Восточную вершину. При этом был использован путь по Катунскому леднику с выходом на седло. В 1933 г. В. А. Болаков проложил новый путь на Восточную вершину — с Аккемского ледника по гребню между Аккемом и Менсу.

В 1935 г. краевыми Новосибирскими организациями была проведена первая Западно-Сибирская Альпиниада, участники которой совершили массовое восхождение на седло и на Восточную вершину, (всего 80 человек), и выполнили также ряд научных наблюдений на Белухе. Подняться на Западную вершину в этом году не удалось. Это восхождение было выполнено несколькими группами альпинистов в следующем 1936 году.

Следует сделать несколько замечаний относительно абсолютной высоты Белухи. Ф. Геблер дал на глаз оценку высоты Белухи — больше 11 000 футов (3 353 м). Эта цифра, которая сейчас кажется неправдоподобной, держалась в литературе больше 60 лет.

Сапожников сделал 5 угломерных определений Восточной вершины и 4—Западной вершины с Берельского и Аккемского ледников. Слабым местом в этих измерениях является определение высоты базы с помощью барометра анероида с привязкой к слишком отдаленному пункту — Томску. Могли быть и другие причины неточности измерений, так что результаты отдельных определений довольно сильно (до 111 м) отличаются друг от друга. Но полученные Сапожниковым средние величины — 4540 м для высоты Восточной вершины и 4440 м для Западной вершины — должны быть близкими к истинной с вероятной ошибкой едва ли больше 25 м.

На трехверстной карте даны две отметки высоты массива Белухи: Восточная вершина — 2 116,5 сажени или 4 516 м, и повышенный конец платообразной ступени к западу от главной вершины — 1 952,9 сажени или 4 167 м. По горизонталям можно подсчитать и другие высоты: Западная вершина дает два повышения в 4 460 и 4 440 м, северо-восточный отрог от Восточной вершины — 4 200 м. Эти значения высот Белухи находятся в хорошем согласии с Сапожниковскими данными и приняты в настоящей работе.

К сожалению приходится констатировать, что ни экспедиция 2-го МПГ, ни Зап. Сиб. Альпиниада 1935 г. не дали законченных определений абсолютной высоты Белухи. Геодезист альпиниады, наблюдая с одной базы, получил для Западной вершины высоту 4 937 м, для Восточной — 4 620 м. Первая цифра явно ошибочна — на 500 м выше действительной, а поэтому не может быть принята и вторая. Метеоролог альпиниады М. Н. Биллевич 9/VII—1935 г. определил с помощью гипсотермометра высоту Восточной вершины в 4 550 м. Других надежных определений высоты Белухи до настоящего времени не имеется. Приведенные выше значения, взятые у Сапожникова или с карты, являются наиболее вероятными. Очень может быть, что в конечном итоге наиболее правильной окажется именно цифра Сапожникова.



Каровые ледники р. Юнгур в северной части истоков.



Восточный поток Катунского ледника. Видны обе вершины Белухи (но у Восточной вершины—не высшая точка) и Раздельный гребень.



Выход реки Катунь из-под ледника (начало сентября 1933 г.).



Озерко среди морен правой стороны Катунского ледника (июль 1928 г.).

Белуха дает начало целому ряду гребней, являющихся водоразделами между ледниками и дальше между речными долинами. На юг направляется гребень между Катунским и Берельским ледниками, на юго-восток — между Берелью и Иедыгемом, причем этот гребень является главным восточным продолжением хребта, на северо-восток — между Иедыгемом и Аккемом. Эти три гребня отходят от восточной вершины Белухи.

От западной вершины на северо-запад отходит гребень между Аккемом и Мюшту-айры; на юго-запад — главное продолжение хребта в его западной части, разделяющее ледники Мюшту-айры и Черный, на юго-юго-запад — короткий гребень между Черным ледником и верхней долиной самой Катунь. Наконец, от седла Белухи на юг отходит, так называемый Раздельный гребень — между двумя потоками Катунского ледника.

Залегающие между этими отрогами основные ледники Белухи образуют в общем мощный ледниковый центр с площадью в 70 кв. км, питающий Катунь и ее притоки, за исключением Берельского ледника, который относится к системе Иртыша.

Ледник Геблера или Катунский. Наиболее центральное положение в ледниковом узле занимает ледник Катунский, питаемый ее южным склоном. Катунский ледник состоит из двух главных потоков — Восточного и Среднего, к которым примыкает приток с запада (по Сапожникову, Западный поток). Главным источником питания обоих основных потоков является седло, дающее мощное фирновое поле, покато́е на юг, которое сразу же разделяется на два потока по обе стороны Раздельного гребня.

Восточный поток залегает между водоразделом с Берелью, дающим на ледник снеговые обвалы, и Раздельным гребнем, вершина которого тоже покрыта снежной шапкой. Поток сначала крут и узок, причем переход от седла обозначен несколькими большими трещинами, широкими и очень глубокими. Поверхность ледника покрыта глубоким снегом, который сильно протаивает днем под лучами солнца. При этом подъем к седлу становится очень трудным: нога человека проваливается глубже, чем по колено. Переход по этой части ледника надо делать утром или вечером, когда поверхность снега затвердевает.

На высоте 3400 м и ниже ледник становится положе и шире, имея однако очень неровную поверхность с многочисленными трещинами. Раздельный гребень здесь сходит на нет и часть фирна на высоте 3400 м переливается на лежащий ниже Средний поток. Со временем эта соединительная ветвь между потоками может расширить свое русло, разрушить скалистую перегородку (предположение Сапожников а); но может случиться и наоборот, что вследствие общего понижения уровня Восточного потока это соединение ослабнет.

Ниже между потоками снова вырастают скалы нижней половины Раздельного гребня. Огибая его слева с постепенным поворотом на юго-запад, Восточный поток образует сначала ледопад (верхний), потом на высоте 2700 м выравнивается в слабо наклонное поле, достигающее максимальной ширины до 900 м, наконец, новым ледопадом выходит на соединение со Средним потоком. На уступах верхнего ледпада и на ниже лежащем поле постепенно исчезает снеговой покров и обнажает поверхность льда, так что снеговая линия находится здесь на высоте около 2700—2750 м. В нижнем ледпаде, имеющем высоту

падения в 250 м, целостность ледникового потока совершенно нарушается и он превращается в беспорядочное нагромождение ледяных глыб.

Средний поток, имея прямое направление, короче и в целом круче Восточного. В начале на спуске с седла он встречается уступ, где нарушено непрерывное движение ледника, заменяясь частыми фирновыми обвалами. Дальше следует крутой ледопад и на протяжении первых двух километров поток успевает спуститься метров на 200 ниже Восточного, что и способствует переливанию фирна с последнего и пополнению Среднего потока. Еще дополнительное питание средний поток получает справа от крутого снежника на южном склоне Западной вершины. Ниже Средний поток становится пологим и к слиянию потоков у южного конца Раздельного гребня выходит ровным ледяным полем.

Западный поток теперь не только не заслуживает этого названия, но даже и не является притоком, так как в процессе отступления он почти утратил связь с главным ледником. Соединения ледников или нет, или оно осталось лишь под боковой мореной, средней же морены на нижнем поле, еще бывшей при исследованиях Сапожникова, поток теперь не образует.

Сравнительная слабость Западного потока понятна. Он начинается в некотором отдалении от Западной вершины в не очень большом каровом образовании, на высоте 3 200—3 300 м и не имеет развернутых снежников на непосредственных высоких склонах самой вершины. Тип этого сравнительно небольшого крутого ледника по существу является смешанным — долинно-висяче-каровым.

Нижнее поле, разделенное пополам валом срединной морены, идущей от конца Раздельного гребня, имеет на правой части сравнительно ровную, слегка бугристую поверхность, ближе к концу усыпанную щебнем. Левая же часть представляется более чистой, но зато очень неровной, вплоть до образования в одном месте большой чашины во льду до 100 м длиной и 50 м шириной. Ледник кончается крутой грязной стеной высотой метров в 50, по середине которой выдаются вперед отмирающие массы льда, сохраняемые под покровом средней морены. Река Катунь большой своей частью вытекает из узкого грота с правой стороны на высоте 1 950 м.

Размеры ледника следующие: вся долина, считая от северного края седла и до конца, по Среднему потоку 7,2 км, а по Восточному — 8,3 км, длина Западного потока отдельно 3,3 км, длина нижнего течения 2 км. Ширина Восточного потока достигает 900 м, а в среднем — 700 м, Западного потока до 650 м; нижнее поле ледника занимает около 600 м по ширине долины. Общая площадь ледника по данным съемки экспедиции 2-го МПГ составляет 11,4 км, но надо оговориться, что на плане Катунского ледника отсутствует чрезвычайно важная его часть, а именно седло Белухи. Вертикальное протяжение ледника равно 2 100 м, а средняя его высота (по Гефферу) получается равной 3 000 м, что, повидимому, значительно, метров на 300, выше положения снеговой линии на леднике.

Нижнее поле ледника и нижняя часть среднего потока пологим и имеют уклон около 10°. Средний поток почти донизу, на большей части своего протяжения, имеет уклон порядка 25—30° и больше (на верхнем уступе). Восточный — имеет внизу ледопад с уклоном 28°, далее имеет широкое поле с уклоном в 8°, а выше, в фирновой части,

имеет уклоны в 12—30°, но самое седло Белухи, где начинаются оба потока, опять полого и удобно для накопления фирна.

Для Катунского ледника имеются определения скорости движения. Сапожников в июле 1897 г. на расстоянии 2 км от конца ледника нашел скорость до 25 см в сутки. Б. и М. Троновы в 1926 году в 1 км от конца определили скорость только в 10 см в сутки, и такая же скорость найдена экспедицией 2-го МПГ в 1933 году. По данным этой же экспедиции и 1-й Зап. Сиб. Альпиниады за один год 10 месяцев (с сентября 1933 г. по июль 1935 г.) смещение закрашенных камней на нижнем поле составляет от 55 м ближе к концу ледника до 80 м (ближе к Раздельному гребню).

Морены Катунского ледника изучались главным образом К. Г. Тюменцевым и И. М. Мягковым. Средняя морена, которая тянется вниз по леднику от конца Раздельного гребня, представляет вал высотой до 15—20 м. В нижнем своем конце, расширяясь, она сливается с общим покровом валунов и щебня, которым закрыт конец ледника. Западный поток во времена Сапожникова также давал среднюю морену хотя и слабую. Теперь ее не существует и морены этого потока лишь доходят до борта главного ледника. Боковые и береговые морены ледника хорошо развиты. Последние представлены валами до 60 м высотой над современным уровнем ледника и могут быть прослежены до соединения с остатками конечных морен на дне долины перед ледником. Так как положение этих морен отмечено еще Геблером в 1835 году, то оказалось возможным проследить за отступанием Катунского ледника за период больше 100 лет.

Перед ледником расстилается валунное поле без растительности и без моренных накоплений сколько-либо значительной высоты. В расстоянии около 1 км от ледника оно запирается дугой конечной морены высотой в 10—15 м, свежего вида и без растительности, представленной сравнительно небольшими валунами преимущественно метаморфических сланцев, роговиков и гнейсов. Во времена Геблера этой морены еще не было, но она уже появилась в 1880 году, когда Катунский ледник был посещен Ядринцевым. Соединяясь с валами морен, этот концевой вал образует замкнутую моренную систему, отмечающую важный этап в жизни Катунского ледника, когда он был длиннее на 1 км и больше заполнял долину. По Мягкову это была стадия наступания 50-х годов прошлого века.

В ближайшем соседстве с этой большой мореной, на расстоянии 20—25 м, находятся еще остатки моренного вала, к которым вплотную подходил ледник при посещении его Геблером в 1835 году. И. М. Мягков эту морену объясняет наступлением ледника в 20-х годах прошлого столетия.

Еще немного дальше по долине, в 60—70 м, находится, так называемая, Геблерова горка — овалый холм метров в 10 высотой. Крупные потрескавшиеся камни, покрытые мхом и лишайником, стволы низкорослых деревьев с большим числом (125—150) годовичных слоев, говорят о несравненно более старом возрасте этой морены, которую Мягков условно относит к стадии фернау (17-й век). Еще более старые морены этот же автор отмечает в 2 километрах от ледника (Эггесен) и в 7 км (Даун).

Описания, данные Геблером, Ядринцевым и Сапожниковым, а, начиная с его исследований, и специальное фиксирование

положения конца ледника, позволяет охарактеризовать процесс отступления Катунского ледника со времен Геблера и до наших дней.

В 1835 году ледник подходил ко второй морене (20-х годов) на расстоянии 1 км от современного положения и опускался на 70 м ниже. С 1835 по 1880 гг. (посещения Ядринцева) ледник отступал приблизительно на 350—380 м. Отступление за этот период не было непрерывным, так как к этому промежутку времени относится отложение большой морены 50-х годов. Когда именно после стадии наступания середины прошлого века возобновилось интенсивное отступление ледника, остается неизвестным. Сапожников в 1895 году расстояние от конца ледника до Геблеровой горки определяет, как и Ядринцев, в 200 сажен. За отсутствием точных измерений об отступании судить трудно. С 1897 года начались специальные измерения отступления ледника.

За 14 лет с 1897 по 1911 год ледник отступил на 243 м, т. е. в среднем по 17,4 м в год. По 1926 г. замечено новое отступление на 202 м, т. е. со скоростью 13,5 м в год; за 5 лет с 1926 по 1931 г. конец ледника отдалился еще на 57 м, что дает по 11,4 м в год. Всего за 35 лет конец ледника отступил на 505 м, т. е. в среднем в год по 14,8 м, но как будто с уменьшающейся скоростью отступления.

За последние годы имеются еще наблюдения: по данным Зап. Сиб. Альпиниады с 11 сентября 1933 года по 5 июля 1935 года ледник отступил примерно на 30 м, а по данным старшего инструктора альпинизма В. М. Белова к 1 августа 1937 года ледник отступил еще на 41,5 м.

Значительное отступление ледника, около 600 м от положения отмеченного Сапожниковым, по причине пологого уклона долины дает лишь небольшое изменение высоты конца ледника, всего лишь около 25 м.

По обе стороны главного ледника располагаются малые ледники, в настоящее время не соединяющиеся с ледником Геблера. С правой стороны лежит ледник Малый Катунский, который занимает две соединенных вместе впадины. Ледник по развитию языка приближается к долинному типу сложной формы, площадь имеет около 2 кв. км, конец его в настоящее время лежит на 300 м выше поверхности ледника Геблера. 2 меньших ледника находятся слева, во впадинах Катунско-Берельского водораздела, открывающихся к восточному потоку. Верхний из них интересен тем, что еще очень недавно имел соединение с полем Восточного потока. Второй ледник на том же водоразделе дает начало ключу, впадающему в Катунь уже ниже конца главного ледника. Экспедицией Второго МПГ замечено положение концов ледников М. Катунского и второго ледника левой стороны.

Ледник Черный. К системе Верхней Катунь и к юго-западной окраине горного узла Белухи надо отнести еще ледник Черный, питающий речку Рассыпную, которая впадает в Катунь в 2-х км ниже самого истока в виде водопада Рассыпного. Ледник залегает на склонах хребта водораздельного с Мюшту-айры, и из трех составляющих его потоков только левый, правда, главный, имеет отношение к южным склонам самой Белухи. Ледник достигает 5 км длины в 3 кв. км площади и дает обширные нагромождения морен, захвативших и его нижнее течение. Сравнительное значение его в системе Катунь характеризуется еще расходом воды в 4 раза меньшим, чем в самой Катунь, а

отчасти и высотой конца (2 300 м) и, наконец, положением верхней долины речки Рассыпной, повисшей на 200 м над долиной Катунь.

Ледник Мюшту-айры или Кочурлинский. Этот большой ледник западного склона Белухи является ледником северных склонов Катунского хребта и залегает между его главной линией и высоким отрогом, идущим от западной вершины Белухи между Аккемом и Кочурлой. Главный снежник ледника отнесен к западной вершине Белухи вместе с ее высоким (до 4 167 м) северо-западным платообразным продолжением.

Здесь залегает обширное, покатое на юго-запад, поле с площадью, повидимому, до 5 кв. км, до сих пор не исследованное. Выходящий отсюда фирновый поток поворачивает на запад и образует резкое сужение до 0,3 км между скалами с крутым, в виде ледопада, падением ледника. Рядом с ним к югу имеется еще поток тоже крутой, но не большой мощности, так что основное питание ледника доставляется безусловно первым потоком.

Ниже, на высоте 2 800 м, ледник расширяется в нижнее и ровное поле с уклоном около 7°, имеющее еще до 4 км длины. На незначительном уклоне не образуется ни ледопадов, ни большого количества трещин. Правая сторона ледника имеет более чистую поверхность и несколько выпукла. Левая сторона значительно засыпана щебнем и камнями. Поле с одним километром ширины вверху затем постепенно суживается, стесняется и загромождается моренным материалом. Конец ледника совсем скрыт среди громадных главным образом крупнокаменных нагромождений морен на высоте 1 950 м. Хаотическая поверхность с каменными холмами и грядами или же провалами свидетельствует о наличии масс мертвого льда под моренным покровом; кое-где ледяные стенки выступают и наружу из-под камней.

Ледник вместе с валами молодых конечных морен выходит непосредственно в долину Мюшту-айры, на дно которой крутым 100-метровым уступом обрываются морены. Однако, начало основной долины Кочурлы надо считать ниже, от площадки слияния Мюшту-айры, Кони-айры и Иолдо-айры. Речка Мюшту-айры перед слиянием имеет крутой уступ в 100 м высотой, так что ледник Мюшту-айры оказывается как бы боковым для Кочурлы. В этом можно видеть отличие от других больших ледников Белухи, долины которых в дальнейшем не образуют таких уступов. Отличие это надо отнести прежде все за счет особенности системы Кочурлы, составленной из трех равноправных истоков, в то время, как для Катунь, Берели, Иедыгема и Аккема исток из большого ледника является безусловно главным. Здесь общая долина, естественно, оказывается более глубокой, чем долины каждого из трех равноправных истоков. Вместе с тем возможно, что ледник Мюшту-айры является менее мощным, чем другие основные ледники Белухи, но заключать пока было бы преждевременным.

Ни измерений скорости движения, ни определений отступания, ни описания его верхних частей, а также морен для ледника Мюшту-айры не имеется. Этот ледник вместе со всем западным склоном Белухи представляется наименее исследованной частью ледникового узла.

Правая сторона долины ледника представлена крутым бесснежным склоном и только к концу ледника из-под вершины в 3 584 м высотой выходит боковая долина с двумя ледниками, уже давно ставшими самостоятельными. Интересен левый склон, где около вершины

в 3470 м с плоско образованным верхом группируются 7 боковых ледников. Верхний из них одним из своих двух языков соединяется еще с главным ледником, являясь частично его притоком. Но, чем больше расстояние боковых ледников от Белухи, тем дальше отступают их концы от берега ледника Мюшту-айры, лишь загромождая моренами левую сторону долины.

Система ледника Мюшту-айры с его многочисленными боковыми спутниками представлена в настоящее время 10-ю ледниками с общей площадью оледенения около 12 кв. км. Эта очень интересная система ледников, где подчеркнут процесс последовательного отрыва боковых ледников от главного, а также наблюдаются такие условия перегрузки долины моренным материалом, которые ведут к полному пленению ледникового языка; правда нельзя говорить о чисто моренной природе всех нагромождений.

Следующий характерный вид представляет долина ледника Мюшту-айры. Сравнительно узкая полоса чистого льда буквально тонет среди подступающих отовсюду каменных россыпей. Обрывистые большей частью малоснежные склоны, круглые ложбины с боковыми ледниками, откуда спускается громадное количество обломочного материала — все это способствует исключительно сильному загромождению верхней долины Мюшту-айры. Между прочим, и ниже по долине Кочурлы старые моренные нагромождения отличаются своей грандиозностью. Таковы, например, морены, подпрудившие Кочурлинское озеро, весьма выделяющиеся среди подобных образований в долинах Алтая.

Картина верхнего оледенения Мюшту-айры в недавнее сравнительно время была существенно иной. Число ледников было меньше, но главный ледник был значительно больше, полнее занимал долину и имел многочисленные боковые притоки, теперь обособившиеся. В процессе деградации оледенения расчленение сложного ледника в верхней долине Мюшту-айры привело к образованию целых 10 ледников. Процесс расчленения в данной стадии деградации оледенения был основным. Последующая деградация помимо сокращения главного ледника может привести к уничтожению боковых спутников, сначала более слабых и к уменьшению числа ледников. Возможно, конечно, и новое расчленение большого ледника, в частности обособление второго потока, но основное верхнее поле с главным потоком представляет, повидимому, весьма компактное ледниковое образование, имеющее шансы на длительное существование даже при самых неблагоприятных климатических условиях.

Взгляд на карту истоков Мюшту-айры указывает на одну особенность в ходе деградации оледенения Мюшту-айры за последнее столетие. Это был большой асимметричный ледник спускающийся с западного склона Белухи и пополняющийся потоками с северного склона хребта. В настоящее время осталась асимметрия всей системы, но главный ледник стал симметричен. Надо заметить, что чаще мы видим явление обратное, т. е. резко выраженная асимметрия ледника появляется в результате его отступления. Все дело здесь в различном отношении боковых склонов ледниковой долины к питанию главного ледника.

Ледник Аккемский (Л. Родзевича). Замечательной чертой больших ледников Белухи является то, что каждый из них имеет свою резко выраженную индивидуальность, выделяющую его

среди других. Основной частью Аккемского ледника является большой цирк, окруженный с востока, юга и запада знаменитой северной Аккемской стеной Белухи. В образовании этой стены принимают участие склоны северо-восточного отрожка Восточной вершины, обеих главных вершин вместе с седлом и западного продолжения Белухи вплоть до вершины в 4167 м, так что общая длина этой стены получается довольно значительная, около 6 км. По своему масштабу стена эта не походит на обычные каровые образования и вполне естественным кажется участие тектонического поднятия в ее образовании, чем однако не снижается значение процессов выветривания. Н. Н. Падуров на основании геологических исследований в Аккемском районе, пишет: «Стена Аккемского цирка отчасти обязана своим существованием своеобразным условиям залегания лежащих на юг прочных интрузивных гнейсов на более легко разрушающемся в условиях морозного выветривания граните».

Часто называют стену отвесной, но это неверно: крутизна ее около 50°, а внизу еще несколько меньше. Сверху донизу видны снежно-фирновые массы, образующие колоссальные навесы и карнизы, а местами чернеют пятна обнаженных скал. Сколько-либо упорядоченное движение фирна в виде потоков с образованием трещин или в виде фирно-ледопадов отсутствует или почти отсутствует и заменяется перемещением снежно-фирновых масс в виде лавин. Следы таких лавин, осуществляющих питание ледника, видны в изобилии у подножья стены.

Значение стены во всем формировании Аккемского ледника представляется исключительно большим, несмотря на отсутствие на ней правильных потоков фирна. Она не только создает основное фирновое вместилище ледника на дне цирка, но и сама, несмотря на крутизну, является носителем фирновых полей с общей большой площадью. Действительная величина ее может быть оценена в 5—6 кв. км, а проекция на горизонтальную плоскость — в 3—4 кв. км.

На высоте 3300—3000 м крутые склоны переламываются более или менее постепенно ко дну цирка, наклонному на север, или просто верхнему участку ледниковой долины, лишь немного расширенному. Площадь его около 3—4 кв. км, а высота — немного выше снеговой линии — такова, что возможно некоторое накопление выпадающего снега, помимо скатывания лавин.

К центральному фирновому бассейну присоединяется справа также значительный восточный поток из-под северо-восточного гребня — отрожка Белухи. Поток этот имеет километра 2—3 длины и характеризуется ровным спокойным течением между не очень высокими, почти бесснежными, склонами. Тыл его загнут к югу, снизу не виден, но повидимому, имеет большой снежник, так как поток хорошо заполняет свою долину и производит впечатление значительной мощности. Едва ли все же можно согласиться с мнением Сапожникова, что этот поток дает главное питание Аккемскому леднику.

С левой стороны Аккемский ледник слегка пополняется 4-мя небольшими узкими притоками. Притоки эти даже взятые все вместе, в противоположность правому имеют лишь малое значение в питании ледника, несмотря на то, что берутся с довольно высокого хребта между Аккемом и Кочурлой, где вершина достигает 3555 м.

После соединения двух главных частей следует крутой спуск ледника, в виде разорванной трещинами ступени, в узком проходе между скалистыми выступами справа и слева и начинается ровное нижнее ледниковое поле. Оно имеет длину еще до 5 км, вверх расширено до 1,5 км при малом уклоне градусов в 7 — 8. По леднику разбросано множество камней, частью очень крупных; иногда образуются ледниковые столы.

Долина ледникового языка, т. е. верхняя долина Аккема — реки, заключена между высокими склонами северных отрогов Белухи с вершинами порядка в 3 500 м высоты. Эти высокие склоны, как у других ледников Белухи, все же гораздо ниже склонов самой Белухи в тылу ледника и их роль в дополнительном питании ледника оказывается весьма ограниченной. Левый склон от вершин Кочурлинского водораздела сбегает вниз крутыми ребрами и корумами из твердых гнейсов между короткими боковыми долинами. Этот склон доставляет леднику особенно большое количество крупнокаменного моренного материала. Правый склон, также крутой, но не расчлененный, поднимается широкой вершиной Борис (3 375 м, название Сапожников а) по водоразделу с истоком небольшой речки Корумду, впадающей близ нижнего конца ледника.

Ширина Аккемской долины здесь достигает километра 2. Далеко не все дно ее занято ледниковым телом, но все же перегрузка долины каменным материалом наблюдается в меньшей степени, чем в верхней долине Мюшту-айры.

Ниже, километрах в 3-х от упомянутой ступени, долина стесняется подступившими склонами. Ледниковый язык делается уже и круче, достигая в конце уклона в 14°. Кончается ледник крутой стеной льда на высоте 2 140 м, но имеет еще отмирающие части, выдвинутые вперед под моренным покровом. Скорость течения ледника, измеренная 27 июля 1927 г. в нижнем течении в 1,5 км от конца, оказалась равной от 4 до 27 см в сутки, в зависимости от расстояния от берега.

По поводу съемки ледника и определения его размеров надо сказать следующее. Общая съемка ледника сделана в экспедиции Сапожникова в 1897 году топографом В. Родзевичем, причем длина ледника определена в 7 верст (7,5 км), а площадь в 9 кв. км (8 кв. верст). На трехверстной карте бассейн Аккемского ледника очерчен вполне четко, причем показаны все левые притоки, которые не указаны на карте Сапожникова. Существенное отличие от карты Сапожникова заключается в том, что большой правый приток помещен дальше от стены Белухи, в силу этого и верхний цирк ледника получает значительно большие размеры, чем у Сапожникова. Повидимому, и на самом деле верхняя часть ледникового бассейна имеет большие размеры, чем по Сапожникову; это значит, что и цифра в 9 кв. км для общей площади ледника является преуменьшенной и едва ли Аккемский ледник уступает Катунскому по общей площади. Еще раз надо подчеркнуть необходимость организации новой точной съемки всего ледникового узла Белухи.

Аккемский ледник имеет хорошо выраженные боковые и береговые морены, но правильного вала средней морены не имеет, она представлена лишь в виде разорванной полосы камней. Береговые морены смыкаются, подпирая снизу небольшое озеро в 200 м длиной, расположен-



Исток р. Аккем: северная стена Белухи; конец ледника, утопающий в моренах, верхнее озеро. Моренные валы относятся к 1820—1850 годам.



Ледник Мёксу: Восточная вершина Белухи и ее северо-восточный отросток, ледопад и начало нижнего поля.



Ледник Мюшту-айры; главный ледопад переходит в расширенное нижнее поле; верхний фирновый бассейн не виден.



Северная стена Белухи и средняя часть Аккемского ледника.

ное в 400 м от конца ледника. На этом протяжении нет значительных моренных навалов, но ниже озера дно долины и самое русло реки загромождены моренами, частью из очень крупных камней. В 4 км от ледника образуется второе, гораздо более значительное озеро в 1,5 км длиной, также подпруженное мореной.

Рассматривая морены Аккемского ледника, И. М. Мягков намечает здесь системы аналогичные моренным системам Катунского ледника и синхронные с ними по образованию. Самая юная система, относящаяся к стадии наступания пятидесятих годов прошлого века, полуокружает снизу верхнее озерко. Далее имеются морены стадий 1920-х годов, фернау, эгессен и, наконец, даун, подпруживающая нижнее озеро.

Отступление ледника до сих пор не имеет строгих измерений, но самый факт не вызывает сомнения. Так, по описанию Сапожников-а, в 1897 году ледник непосредственно упирался в верхнее озеро, а теперь между ними значительное расстояние. По Мягкову отступление ледника с 50-х годов прошлого века и до 1935 г. составляет около 1 км.

Аналогично Катунскому леднику или Мюшту-айры Аккемский ледник также имеет в нижнем течении несколько спутников: 2 слева и 3 справа, недавно бывших его притоками. Так, верхний справа еще в 1897 г. имел непосредственную связь с главным ледником. Надо полагать, что теперешние левые притоки, упомянутые выше, находятся на пути к отделению, если только не изменится гидрометеорологический режим ледника.

О размерах стока с Аккемского ледника сколько-либо определенных данных нет. Имеющиеся измерения относятся только к Аккему ниже большого озера. Все же с уверенностью можно сказать, что этот ледник дает меньше воды, чем Катунский, непропорционально своим размерам, что объясняется меньшим таянием ледниковой поверхности на северном склоне Белухи, а также и более высоким положением конца Аккемского ледника.

Ледник Менсу или Иедыгемский. Восточный склон Белухи представлен ее самым большим ледником Менсу, который дает начало реке Иедыгему, большому левому притоку Аргута. Ледник спускается с восточной вершины Белухи между двумя ее отрогами: один отходит в северо-северо-восточном направлении и после «добавочной» вершины Белухи в 4200 м высоты поворачивает на восточно-северо-восток; другой отходит на юго-юго-восток и также поворачивает параллельно первому. Первый представляет водораздел с Аккемом, второй с — Берелью и главную линию хребта.

Добавочная вершина рядом с главной восточной вершиной представляет лишь чуть повышенный конец ее высокого гребня-отростка. Но если смотреть из долины Иедыгема, то по условиям перспективы создается ошибочное впечатление, что обе вершины вполне равноправны.

Глубокая долина ледника сохраняет на всем протяжении примерно одинаковую ширину. В самом ее верховье высокие и крутые склоны не расступаются и не образуют большого цирка, что сказывается на всей конфигурации ледника, представляющего весьма удлиненное тело без большого верхнего расширенного бассейна. В этих условиях залегания по сравнению с другими ледниками Белухи есть то выгодное об-

стоятельство, что очень значительная верхняя часть течения ледника располагается между гребнями достаточно высокими, чтобы доставлять леднику боковое питание с обеих сторон.

Основная фирновая часть ледника составляется следующим образом. Тыл долины упирается в пониженную седловину смежную с Берельским ледником, которая дает первоначальный фирновый поток северо-восточного направления. Справа она пополняется фирновыми массами, круто залегающими на склонах вершины в 3750 м высотой. Слева, т. е. к северо-северо-востоку, поднимается главная восточная вершина Белухи с ее северо-восточным отростком. На крутых склонах чередуются скалы со снежно-фирновыми полями, частью нависающими. Более сформированный поток, повидимому, залегают между главной вершиной и ее отростком.

Вся масса фирна скапливается на верхнем плоском уступе ледника на высоте 3400 м и затем прорывается вниз на северо-восток крутым фирноледопадом между скалистым склоном справа и длинной скалистой стеной слева. Это один из самых мощных ледопадов на ледниках Алтая: ширина его около 800 метров, поступление же фирна таково, что без большого пополнения в дальнейшем он питает ледниковый язык, равному которому нет у других ледников Алтая.

Длина этой верхней части ледника может быть оценена в 5 км, высота подножья ледопада — около 3000 м, т. е. несколько выше снеговой границы. К подножью ледопада или йемного отступя, слева и справа подходят притоки ледника сравнительно второстепенного значения. Левый приток, раздвоенный по сторонам скалистого выступа, приходит с северо-востока с Аккемского водораздела, уже резко сниженного (около 3500 м) по сравнению с Восточной вершиной и ее отростком. Этот довольно широкий поток залегают среди малоснежных склонов преимущественно южной экспозиции не очень высоких вершин; подходя к главному полю, он увеличивает крутизну и образует невысокую, частично разорванную ступень.

С правой, южной, стороны ледника ниже ледопада стоит высокая гребневидная с обильными снегами вершина в 3835 м высотой. Сначала впадает узкая и крутая полоса фирна, а затем, несколько отступя от ледопада, приходит более значительный правый приток, берущийся со склонов этой же вершины и с глубокого седла смежного с М. Берельским ледником. Сходство его с левым притоком заключается в том, что он также имеет плоскую поверхность, а при слиянии с главным полем образует небольшую ступень с разломами льда.

Оба притока при ближайшем рассмотрении кажутся полнокровными и довольно мощными, однако почти не могут отеснить главного течения ледника. Влияние левого притока сказывается в более усиленном появлении камней на левой стороне ледника. Правый же дает небольшую морену близ края главного ледника, которая постепенно отесняется к самому его берегу. Незначительность морен связана с впадением притоков близ фирновой зоны ледника.

От подножья главного ледопада, резко выделяясь, начинается нижнее ровное ледниковое поле. Благодаря трем широким потокам, хотя мощность двух боковых и не очень значительна, получается впечатление резкого расширения ледниковой долины в этом месте. На самом деле ледниковое поле расширено лишь до $1\frac{1}{4}$ км, при чем занимает до краев дно ледниковой долины.

По ряду признаков здесь хорошо обозначена фирновая граница и снеговая линия на леднике. У подножья ледопада и в нижних течениях притоков сохраняются (в конце лета) в большом количестве пятна старого снега. В изломах ступеней лед показывает белый, непрозрачный. У подножья склонов, где местами скапливается фирн, образуются весьма типичные краевые трещины. Наконец, здесь только что зарождаются морены как боковые, так и при впадении притоков ледника. Высота подножья ледопада определяется в 2800—2750 м.

От ледопада и до конца ледника длина ледникового языка составляет еще 6 км все в одном северо-восточном направлении. Сначала, после некоторых неровностей и волн, вызванных ледопадом и отчасти впадением притоков, следует на протяжении 5 км весьма ровное ледяное поле, имеющее уклон всего лишь около 7° и ширину около 1 км, слегка выпуклое по середине (не везде). Трещины развиты по бокам, да и то немного, по середине они срastaются.

Весьма интересны и характерны линии огив, которыми изобразлена вся поверхность ровного ледникового поля на всем его протяжении. От одного края ледника до другого с сильной изогнутостью вниз по леднику протянулись бесчисленные дуги ледяных валов метра 1,5 шириной и сантиметров 30—40 высотой. По бокам ледника они почти параллельны течению его, а в середине — перпендикулярны. Особенно резко они бросаются в глаза при взгляде на ледник со стороны, вблизи правильное их расположение не так заметно. Кроме чередования валов, на поверхности ледника выступают гораздо более тонкие слои разной степени прозрачности, из которых состоит ледяная масса. На ширине одного вала укладывается 15—20 слоев; впрочем, взаимное расположение валов и слоев может быть различно, под разными друг к другу углами.

Ледниковое поле занимает долину по существу до краев, следуя конфигурации ее склонов и оставляя лишь узкую полосу морен. В одном месте, используя изгиб склона, ледниковое поле образует выступ в левую сторону. Но там, где подходят боковые долины, ледник освобождается от тисков крутых склонов и по сторонам развиваются более широкие системы боковых и береговых морен разных возрастов.

В 5-ти примерно километрах от начала ровного поля ледник суживается наполовину скалистым выступом левого склона долины. В 1934 году можно было видеть оторванную напором льда от этого выступа скалу, разделенную от него расщелиной, где пробивался мутный поток. Уклон ледника становится гораздо круче, до 15—20°; ледник разорван трещинами и громоздится ледяными глыбами.

В этом суженном месте определена скорость течения ледника с 31 августа по 3 сентября 1934 года. Она оказалась не особенно значительной 14 см в сутки близ середины ледника и 7 см у левого берега. Надо заметить, однако, что эти цифры относятся уже к осеннему периоду, когда ледник стал малоактивен.

Пройдя узкое место, ледник частью растекается разорванными лопастями в левую сторону, где подходит боковая долина; частью, в главном русле, несколько выравнивается на короткое время. У самого конца ледник вновь подпирается скалами: с левого края — скалы «Красной лестницы» (название Сапожникова), сложенной из кварцитов, уступ в 200 м высотой; ближе к середине — типичный округлый «бараний лоб», наполовину освободившийся из-под льда.

Спускаясь сразу метров на 250 и резко утончаясь, ледник дает тройной конец: правый выступ льда присыпан мореной и отделен оврагом от средней части; средний язык шириной в 100 м несколько выдвигается вперед по середине долины и кончается на высоте в 1930 м; из-под него вытекает значительный мутный поток; левый узкий язык в коротком коридоре между «бараньим лбом» и «Красной лестницей» спускается до высоты 1955 м; из-под него также вытекает значительный поток.

Общие размеры ледника следующие: длина главного потока по съемке Сапожникова и в согласии с трехверстной картой, считая от Берельского седла, равна 11 км; кроме того левый и правый притоки имеют длину каждый примерно по 3 км. Поверхность ледника по Сапожникову достигает 13,5 кв. км (12 кв. верст). Учитывая однако пример Катунского ледника, площадь которого на основании точной съемки оказалась значительно больше, чем было указано Сапожниковым, следует допустить, что поверхность ледника Менсу, возможно, достигает 16—18 кв. км. Во всяком случае ледник Менсу является наибольшим среди ледников Белухи, так как ледники Берельские, суммарная площадь которых несколько больше, чем Менсу, в настоящее время разделились вполне явственно.

Вертикальная протяженность ледника Менсу от Берельского седла (около 3600 м) до конца равна 1650 м, т. е. значительно меньше, чем Катунского ледника, который начинается с самого седла Белухи; впрочем и у ледника Менсу имеются высоко расположенные фирновые поля. Средняя высота ледника по методу Геффера получается около 2820 м и приблизительно соответствует положению снеговой линии на леднике или немного выше.

Перед ледником на полкилометра простирается моренное поле со значительным, но слабо сформированным нагромождением ближе к нижней части. Мутная речка течет со значительным уклоном несколькими бурными потоками в широко промытом проходе между моренами.

Моренное поле сменяется небольшой ровной площадкой округлой формы, покрытой наносами, где река образует целую сеть спокойных протоков. Когда много воды, она выступает из плоских берегов и заливают дно площадки. Площадка лежит на высоте 1900 м среди морен, которые с нижней ее стороны образуют громадные навалы в несколько рядов, круто обрывающиеся вниз по долине и вверх к площадке. Речные потоки, собравшись в одно русло, прорываются в узком проходе между валами морен и левым склоном долины, образуя бурные каскады среди каменных глыб. Внизу же, метров на 30 ниже площадки, река отклоняется к правой стороне долины, слева же остаются громадные старые морены близ устья Тургенъ-су.

По берегам площадки, которая лежит ниже границы леса, во многих местах появляются молодые лиственницы; на валах вверху тоже много молодых деревьев, а с нижней стороны, особенно в ложбинах между валами, они достигают, вероятно, возраста лет до 150 или больше. Но все же вся моренная система, окружающая и подпрудившая площадку, имеет в целом сравнительно свежий вид со слабой задернованностью и резко отличается от нижележащих старых морен, где растет настоящая тайга.

Моренный вал, поднимающийся сразу над площадкой и особенно свежий по своему виду, является первой большой конечной мореной

ледника Менсу. Возможно, что он соответствует первой морене Катунского ледника и, следовательно, по времени образования должен быть отнесен к половине прошлого столетия. Специальному исследованию эти морены ледника Менсу не подвергались.

На месте площадки, возможно, первоначально при отступании ледника образовалось небольшое озеро; да и теперь она в моменты обилия талых вод заливается очень сильно. Но озеро было заилено в сравнительно короткий срок, что и не удивительно, так как речка несет очень много гальки и ила.

Вместе с другими ледниками Алтая отступает и ледник Менсу; за период с 1911 по 1929 гг. суммарное отступление ледника оказалось равным 340 м, т. е. по 19 метров в год. Величина очень значительная. Отступление продолжается, но новых численных данных до настоящего времени не имеется. В 1934 году сделана съемка конца ледника, так что есть возможность произвести и новое определение отступления.

Описание, сделанное Сапожниковым в 1897 году вместе с фотографическим снимком конца ледника, показывает, что ледник тогда близко подходил к описанной выше площадке. В настоящее время ледник отошел от нее не менее, чем на пол-километра, но вместе с тем, прерывая или замедляя отступление, оставил некоторое нагромождение морен, вероятно, по аналогии с другими ледниками, в 1900-х годах. Существенное изменение, которое произошло с ледником со времени Сапожникова, заключается в том, что растаяла самая нижняя часть ледника от «Красной лестницы» до площадки. Круто опустившись мимо «Красной лестницы» и покрывая льдом «бараний лоб», ныне показавшийся, ледник образовывал еще значительный выступ вниз по долине. Это был концевой выступ уменьшенной мощности, суженный по середине долины. С правой стороны он был, повидимому, загроможден моренами, влево же давал открытые неровные лопасти льда и кончался, по выражению Сапожникова, тремя зазубренными тонкими отростками на высоте около 1920 м. Одно время (1911 год и позже) у конца ледника существовали 3 эффектных ледяных грота, к 1920 году оставался лишь один, а к 1929 году растаял и он. Талые воды, по описанию Сапожникова, вырывались из-под ледника с левой стороны сильно разрушая его неровные края.

Существенные изменения в состоянии конца ледника можно заметить даже при сравнении двух снимков один через пять лет после другого — в 1929 и 1934 гг. На первом снимке мы видим, что у края скал ледяной язык опускается крутыми выпуклыми дугами. На втором снимке заметно некоторое отступление конца, но, главное, он стал утончаться и потерял выпуклую форму.

Из приведенного описания видно, что самая нижняя часть ледника, от «Красной лестницы» до площадки, низко спускавшаяся, подверженная усиленной абляции благодаря разорванным краям открытого льда, находилась в весьма неустойчивом состоянии. Быстрое стаивание этой части за последние годы не является, таким образом, признаком особенно усиленной деградации ледника Менсу в целом. Не так уж велика и вся происшедшая потеря мощности ледника, так как нижняя часть была утончена и сужена. Пример ледника Менсу исключительно ярко показывает, что отступление конца ледника в большой степени зависит от конфигурации и состояния концевой части и является лишь

частичным и относительным показателем общего ослабления ледника. От большой морены с нижней стороны площадки ледник отступил примерно на 1,2 км, т. е. немного больше, чем ледник Катунский от своей морены. Это и вполне понятно, принимая во внимание большие размеры ледника Менсу.

Около большого ледника Менсу по сторонам его нижнего течения, аналогично другим большим ледникам Белухи, также имеются боковые ледники: три малых справа, и два более значительных слева. Они образуются в условиях резкого снижения высоты хребтов (3 600 м — слева, 3 400 м — справа) и малоснежности склонов, когда главным становится накопление снега в карах, и залегают в коротких боковых долинах, на некоторой высоте повисших над главным ледником.

Наиболее значителен нижний из левых ледников, который собирается около вершины Кара-оюк (3 600 м) и залегает в сравнительно глубокой и широко разработанной долине. Этот сложно построенный ледник с площадью более 2 кв. км имеет уже длительную историю самостоятельного существования, аналогично Черному леднику в истоках Катунь. Поток из него некоторое время обтекает борт главного ледника в нижнем течении, способствуя его разрушению. Остальные ледники располагаются ближе к главной долине и сохраняют с ней связь с помощью молодых морен. Ледники правой, затененной стороны лежат как будто ниже (измерения нет), чем левой, где общая экспозиция склонов долины юго-восточная.

Ледник Менсу дает начало Иедыгему, одной из наиболее мощных типично ледниковых рек Алтая. Измерения расхода воды Иедыгема, сделанные с 30 августа по 3 сентября 1934 года в двух километрах от ледника дали от 13 м³/сек расхода воды после теплого дня до 3,8 м³/сек — после холодной ночи. Эти данные относятся не только к большому леднику, но ко всей системе истока реки вместе с 5-ю боковыми ледниками — спутниками. Однако, решительно преобладающее значение в питании реки имеет таяние главного ледника. Сравнение этих данных с имеющимися некоторыми результатами гидрометрических измерений близ других ледников Белухи не может быть вполне надежным из-за разновременности наблюдений. Все же можно сказать с определенностью, что Иедыгем в своем истоке имеет наибольший расход воды, по сравнению с другими реками, вытекающими из ледников Белухи. Так, Катунь близ ледника в начале осени дала лишь расход от 1,2 до 5,5 м³/сек, а летом до 10,5 м³/сек. Мюшту-айры и Аккем в своих истоках — меньше Катунь, Берель примерно ей равна. Таким образом, наибольшая мощность потока, вытекающего из ледника, принадлежит Иедыгему. Иедыгем в нижнем течении, где он пополняется еще двумя ледниковыми притоками более крупными и еще несколькими небольшими ручьями, представляет исключительно мощный и бурный поток, с летним расходом доходящим до 30 м³/сек.

Из сделанного общего описания ледника Менсу, можно видеть, что этот ледник по целому ряду признаков выступает как наиболее мощный в горном узле Белухи. Он имеет наибольшие размеры, сильно развитый ледниковый язык, хорошо заполняющий свою долину, он, наконец, дает наиболее мощный речной поток.

Ледники Берельские. Берельский ледник — Большой вместе с Малым — по величине поверхности стоял на первом месте в горном узле Белухе, достигая по Сапожникову 16 кв. км площади.

В настоящее время можно считать, что Малый ледник обособился и отделился от Большого, так что правильно говорить теперь о системе двух Берельских ледников. Из них только Большой Берельский ледник непосредственно относится к Белухе, да и то лишь немного касается прямых ее склонов. Снежники же Малого Берельского ледника лежат значительно к востоку от Белухи на южных склонах главного хребта.

Большой Берельский ледник, как и другие уже описанные ледники Белухи, имеет свои ясно выраженные индивидуальные черты в условиях залегания, питания и в характере ледниковой поверхности. Ледник начинается среди высоких гребней около восточной вершины, частью непосредственно на ее склонах, и залегает между ближайшими отрогами Белухи, направленными в общем на юго-юго-восток. Ледник не имеет ни расширенного фирнового бассейна, ни сконцентрированного питающего фирнового потока и состоит существенно из двух частей: 1) из нижнего ровного ледникового поля, заключенного в глубокой долине между очень крутыми, большей частью малоснежными склонами и 2) из целого ряда крутых и узких фирновых потоков. Если учесть сравнительно малую площадь снежников, а также большую засоренность поверхности ледника то получается приближение Берельского ледника к туркестанскому типу ледников ущелий, неполное, так, как основное питание ледника все же осуществляется фирновыми полями наиболее высоких склонов.

Самый тыл долины ледника отодвинут несколько на восток от вершины Белухи к Иедыгемскому седлу. Главное питание доставляют леднику 8 круто падающих потоков, из которых 4 берутся с юго-восточного склона Белухи и 4 с противоположной стороны долины, с вершины высотой 3 700 м между Б. и М. Берельскими ледниками. Между потоками над ледником поднимаются недоступные обрывы скал, так что общая заснеженность склонов по причине их крутизны здесь оказывается меньше, чем у других ледников Белухи.

Все потоки весьма резко переламываются в ровное ледниковое поле на высоте 2 500—2 700 м, т. е. несколько ниже границы снега и образуют целый ряд срединных морен ледника. Сформировавшийся ледяной поток имеет общую длину около 6 км; ширина сверху — около 1 км, внизу же ледниковый язык суживается метров до 300.

Все падение основного течения ледника составляет около 700 м с уклоном 7—8° в среднем течении. Вверху ледник чище, круче и имеет много трещин; в средней части на весьма сглаженной поверхности характерен целый ряд моренных гряд. Внизу морены расплываются в сплошной каменный покров при еще более пологом уклоне ледникового языка. Меняя два раза направление, длинный язык изгибается в виде буквы S. На верхних 2 — 5 км общая экспозиция ледника юго-западная; далее следует поворот влево и ледник получает юго-юго-восточное направление на протяжении также около 2,5 км; новый поворот вправо придает ледниковому языку юго-юго-западное направление.

У верхнего поворота ледник получает справа раздвоенный приток, который имеет тенденцию обособиться и лишь частично вливается в главное поле. Несколько ниже Сапожников отмечает еще один правый приток, но он к настоящему времени, повидимому, обособился, стал самостоятельным небольшим долинно-каровым ледничком, хотя возможно, что под моренным покровом сохранилось некоторое соедине-

ние с главным ледником. То же самое можно сказать еще об одном спутнике Берельского ледника — с левой стороны.

В том месте, где ледниковый язык поворачивает на юг, в 2 км от конца (или несколько меньше) слева подходит конец Малого Берельского ледника. В. В. Сапожников пишет: «Перед слиянием с Большим ледником он заметно понижается, образует пограничную борозду, в которой помещается небольшое озеро». Это замечание относится к 1895—97 гг. и указывает, что уже тогда наметилось обособление Малого Берельского ледника. К 1933 году между концом М. Берельского ледника и бортом главного образовались моренные валы с глубокими рвами между ними, так что живого соединения ледников больше нет. М. Берельский ледник надо считать существующим отдельно: он не принимает больше участия в питании главного языка и в формировании его средних морен. Но большие морены, сопровождающие конец главного ледника, надо считать сформированными еще при участии Малого ледника, как важного притока, пополнявшего главный ледник.

Язык Берельского ледника от поворота на юг и места прихода Малого ледника существенно меняет условия залегания. Склон над ледником с левой стороны резко снижается, так что остается лишь невысокая грива, около 2 400 м высотой, отделяющая его от нижнего течения речки Малый Коккуль, являющаяся, между прочим, прекрасным пунктом для обозрения главного ледника (но не всего течения).

Долина, еще недавно вмещавшая объединенные потоки Большого и Малого Берельских ледников, становится значительно шире. Но она в такой степени забита моренами, что трудно оценить действительную ширину ледника. Закрыта моренным материалом и вся его поверхность.

Кончается ледник на высоте 1 950 м уступом из льда и морен, перед небольшой заиленной площадкой, где, спокойно извиваясь, течет мутный поток Берели. Снизу площадка закрывается большой конечной мореной, которая по другую сторону, т. е. вниз по долине, обрывается сразу на 180 м, река Берель стекает здесь бурными непрерывными каскадами.

Общие размеры ледника следующие: длина от начала ровного поля около 6—7 км, а считая по одному из фирновых потоков достигает 9—10 км; площадь всего языка — 6 кв. км, общая площадь вместе с фирновыми потоками может быть оценена в 10—12 кв. км¹⁾. Таким образом, Берельский ледник один, без Малого, все же не уступает другим ледникам Белухи по размерам.

Ледник Малый Берельский в его средней и верхней частях был посещен только Сапожниковым, других данных в литературе не имеется. Нижеследующее описание дается по Сапожникову с использованием также трехверстной карты.

Малый Берельский ледник по существу не относится к горному узлу Белухи. Этим ледником представлено оледенение высокой части Катунского хребта к востоку от Белухи и надо заметить, что, помимо ледникового центра Белухи, этому леднику принадлежит одно из первых мест в Катунском хребте. Большой бассейн Малого Берельского ледника с поперечником в 5 км окружен более, чем полукольцом, следующими хребтами: 1) на западе — высокий отрог между Большим

¹⁾ Однако, в каталоге, поскольку не было новой съемки, помещены меньшие цифры — по В. В. Сапожникову и прежним сводкам.



Нижнее поле ледника Мёксу, заполняющего до склонов свою долину.



Один из боковых гротов ледника Мёксу (с левой стороны).

и Малым Берельскими ледниками с вершиной в 3 620 м; 2) в тылу ледника на севере — главная линия Катунского хребта по водоразделу с ледником Менсу с вершинами в 3 835, 3 620 и 3 550 м (с запада на восток) и 3) короткий высокий гребень с востока по водоразделу с Малым Коккулем, с вершиной 3 630 м.

В этих хребтах составляются 4 фирновых потока ледника, из которых главный берется в северо-западном углу бассейна между вершинами 3 620 и 3 835 м. Крайний левый поток граничит с ледником Куркурек на северной стороне хребта. Он берется (по Сапожникову) из «высокого цирка, выполненного снегом и льдом и окруженного скалистыми горами». Соединение с основным потоком обозначено скоплением морен и «резким углублением в виде борозды». Новых наблюдений здесь не имеется, но надо полагать, что этот поток также обособляется от Малого Берельского ледника, как последний — от ледника Большого Берельского, единая система Берельского ледника разрушается.

Нижнее поле ледника ровно и полого, но закрыто мореной в меньшей степени, чем у главного (Большого) Берельского ледника. Кончается Малый Берельский ледник на высоте 2 200 м, примыкая, как сказано, среди морен к борту Большого ледника. Общие размеры ледника довольно значительны: длина по главному потоку достигает 6 км, общая площадь — 6—7 кв. км, т. е. немного меньше, чем у Большого ледника. Окружение бассейна ледника вершинами в 3 600—3 800 м все же не может заменить полностью непосредственного участия склонов самой Белухи в формировании ледника.

К. Г. Тюменцевым и И. М. Мягковым изучались морены Берельского ледника и отчасти охарактеризовано его отступление. Данные о моренах относятся к объединенной системе Б. и М. Берельских ледников, прямые наблюдения отступления — к тому времени, когда подготовилось, и, надо считать, совершилось отделение Малого ледника.

У конца Берельского ледника отмечается особое обилие морен, которые составляют его ложе, нагромождаются по бортам и покрывают его сверху. И. М. Мягков пишет: «Моренные выносы совершенно отгородили ледник от долины и он лежит на этих моренных отложениях, образующих его ложе и стенки. Берельский ледник залегае́т за огромной конечной мореной позднейшего происхождения, резко возвышающейся над дном долины и видимой еще несколько километров до ледника. Эта морена достигает высоты до 120 м (до 180 м по Тюменцеву), и переходит слева в береговую морену, образующую также крутой вал, за которым находится глубокий узкий ров, отделяющий моренную систему вместе с заключенным в ней ледником от левого склона долины.» Во рву протекает один из потоков Белой Берели, связанный с Малым Берельским ледником. На склоне долины находится еще гряда крупных валунов и затем вал, имеющие значительно более древнее происхождение: они синхронизируются с конечными моренами на расстояниях 1,5 и 6,5 км от ледника при абсолютных высотах в 1 850 и 1 550 м.

Большая предледниковая морена имеет сложное возрастное происхождение. Основная масса ее, в частности ее верхние части, представлены валунами с налетом ледниковой мути весьма свежего вида и недавнего происхождения. Эта морена аналогична первой Катунской

морене и происхождение ее должно быть отнесено к 50-м годам прошлого столетия.

У нижнего основания большой морены показываются моренные отложения немного более старые с чуть появляющимся на них лишайником. Это — морена 1820 г., перекрытая сверху валом 50-х годов.

Тоже у основания большой морены с ее левой стороны сохранились крупно-валунные остатки более древней лобовой морены. Они покрыты мохом, лишайниками и на них появляются кедры не менее чем двухсотлетнего возраста. Эта морена, по Мягкову, скорее всего должна быть отнесена к стадии фернау.

Из этих наблюдений видно, что со времени отложения третьей морены и до 1850 г. ледник не отступил в итоге двух более далеких надвигов (1820—1850 гг.), чем те, которые совершили другие ледники. С другой стороны, как указывает Мягков, конец ледника лежит на моренных отложениях, он значительно поднят над дном долины. Можно предположить, что отступление ледника в некоторой степени ослаблено поднятием его уровня, что несколько уменьшило таяние ледника и позволило ему лучше сохранять длину языка. Кроме того должно иметь значение также сплошное покрытие моренным материалом конца ледника, безусловно замедляющее ставание его поверхности; оно может влиять на режим отступаний и наступаний ледника. Что же касается спуска уступом от конца ледника ко дну долины, то происхождение его может быть связано не только с нагромождением морен, но возможен и уступ коренного дна долины, благодаря переуглублению ее под влиянием мощной струи древнего Коккульского ледника, который опускался как раз к тому месту, где сейчас кончается ледник Берельский. Такое положение языка представляет особенность ледника Берельского и отчасти аналогичное, пожалуй, можно найти еще у ледника Мюшту-айры. Однако черты более резкого поднятия конца ледника именно в последние моменты отступления, то-есть некоторые изломы дна долины с увеличением крутизны в продольном профиле можно отметить и у ледников Менсу и Аккемского. В связи с этим нужно пожелать более точных, чем те какие имеются, измерений абсолютных высот концов ледников (помимо их съемок) и продольных профилей долин около них, так как сейчас трудно получить надежные сравнительные данные о поведении различных ледников Белухи.

Берельский ледник не отступил от большой морены и к 1895—97 гг., когда был посещен Сапожниковым, в то время как соседний Катунский ледник отошел от своей морены на расстояние около 400 м. Как указывает К. Г. Тюменцев, и в 1917 году ледник продолжал упираться в моренный вал и не было предледниковой площадки, но конец ледника стал тонким, так что отступление уже подготовлялось.

После 1917 г. по 1933 г. ледник сразу отошел на 360 м, что дает среднюю годовичную скорость отступления в 22 м, т. е. больше, чем у других ледников Белухи.

Этот скачкообразный переход ледника от стационарного (вернее, псевдостационарного) состояния к быстрому отступанию мог явиться естественным следствием предварительной потери активности, постепенного омертвления концевых масс льда. Скрытые под моренным покровом, они ставали замедленно, но могли ликвидироваться сразу на значительном протяжении. Кроме этого, начавшееся после 1917 года, быстрое отступление Берельского ледника можно поставить в связь

с обособлением Малого Берельского ледника. Потеря соединения между ледниками должна была ослабить концевую, лежащую ниже, часть ледника и способствовать его быстрому отступанию.

Общее отступление ледника от надвинутых друг на друга трех последних морен в 1933 году оказалось все же несравненно меньшим, чем у других ледников (Катунского, Аккемского, Менсу). По этому поводу надо заметить, как это уже было указано по поводу ледника Менсу, что поведение конца ледника, характер и скорость его отступления, не может быть исчерпывающим показателем для общего процесса деградации ледника. Конец Берельского ледника отступил сравнительно немного, а между тем ликвидировалась масса льда на значительном пространстве, где впадал поток Малого ледника, явно слабеют малые боковые притоки ледника; обособляется левый поток Малого ледника. Таким образом, деградация оледенения проявляется на Берельском леднике не менее отчетливо, чем на других склонах Белухи. Можно даже сказать, что вся система Берельских ледников показывает явные признаки своего разрушения. При этом однако целостность главного ледника не подвергается опасности, так как отцепляются лишь части, не связанные непосредственно с Белухой.

Особенности оледенения Белухи. Для удобства общей характеристики оледенения Белухи сначала приводится сводная табличка главных ее ледников. Сводные сведения о всех ее ледниках приведены в общих таблицах ледников Алтая.

Главные ледники Белухи

Название ледника	Экспозиция	Длина ледника в км	Площадь ледника в кв. км	Снеговая линия в м	Конец ледника в м
1. Катунский	ЮЮЗ	8	11	2700	1955
2. Черный	Ю	4	3	2750	2300
3. Мюшту-айры	З	8	8	2750	1950
4. Аккемский	ССВ	7	8	2800	2140
5. Менсу	СВ	11	12	2750	1930
6. Берельский Б.	ЮВ	8	8	2750	1980
7. Берельский М.	Ю	6	6	2800	2200

Несмотря на резко выраженные индивидуальные черты у всех описанных ледников Белухи, можно отметить некоторые общие особенности оледенения этого ледникового узла. При взгляде на карту бросается в глаза радиальносимметричное расположение больших ледников вокруг Белухи, как центра. Это стоит в связи, во-первых, с радиальным расхождением хребтов и долин от резко возвышающейся Белухи; все большие ледники залегают между гребнями значительной высоты. Без этого условия невозможно было бы развитие мощного ледникового узла вокруг Белухи. В такой же степени важна, во-вторых, и равномерная интенсивная заснеженность ее склонов, с чем связана и приблизительно одинаковая высота снеговой линии на склонах Белухи, от 2700 м на Катунском леднике и до 2800 м на леднике Аккемском.

Весьма характерной и существенной чертой в симметрично-радиальном расположении ледников Белухи является приблизительно одинаковая высота концов ледников, что стоит в связи не только с одинаковым порядком размера ледников, но и приблизительно одинаковым уровнем долин, подходящих к Белухе со всех сторон. Однако на более значительном расстоянии от Белухи долины севера оказываются лежащими ниже, чем долины юга, т. е. эта черта симметрии в построении орографического узла Белухи исчезает за пределами самых истоков рек. Но этот вопрос относится уже к древнему оледенению Алтая.

Однако возвышающийся над хребтами массив Белухи должен обеспечиваться осадками с разных сторон путем обтекания его воздушными массами на высоких уровнях. Но этот важный фактор в оледенении Белухи еще не обозначает ни равномерности в количестве осадков на разных ее склонах, ни, тем более, симметричного развития оледенения. Равномерность снежного облачения Белухи должна быть связана со взаимной компенсацией влияний рельефа, экспозиции и действия главных ветров. Подобная относительная компенсация нескольких факторов оледенения, действующих на южном и северном или западном и восточном склонах, требует определенных условий. На Алтае чаще встречается решительное преобладание оледенения на северных склонах.

Если взять для сравнения Катунский и Аккемский ледники, то можно отметить для каждого различные комбинации благоприятствующих и неблагоприятствующих условий оледенения. Катунский ледник подвержен сильному нагреванию солнцем. Крутые его потоки расположены прямо навстречу полуденным солнечным лучам, боковые же, более затененные, фирновые поля играют лишь второстепенную роль. С другой стороны, он получает очень много осадков, так как действие юго-западных ветров усиливается прямым подходом к хребту большой Катунской долины. Высокие склоны Белухи перехватывают выпадающие снега и особенно много их накапливает седло. Выше, при описании Катунского ледника указывалось и на сильное дневное протавивание снега на поверхности Катунского ледника вплоть до больших высот и на случай выпадения большой толщи снега на седле. Большое количество осадков отмечено и на метеорологической станции «Катунь» (до 1 000 мм в год), находившейся в долине Катунь в 7-км от ледника.

Снежники Аккемского ледника связаны в основном с огромной северной стеной Белухи. Общая конфигурация верхней части Аккемского ледника в окружении стены, не отвесной, а наклонной, сама по себе достаточно благоприятна для образования большого ледника. Но если бы здесь был цирк, лежащий более высоко, накопление снегов было бы интенсивнее. Количество осадков, выпадающих на Аккемском склоне Белухи по причине преобладания юго-западных ветров должно быть во всяком случае много меньше, чем в верхних частях Катунского ледника. Станция «Аккем» (у озера) за 3 года своего существования показала почти в два раза меньше осадков, чем станция «Катунь».

Но стена Белухи, представляющая существенную часть Аккемского ледника, прекрасно затенена, благодаря чему не только замедляется таяние зимних снегов, но в большей степени могут накапливаться и осадки летнего полугодия, которых больше на Аккемской стороне Белухи при северно-западных ветрах. Кроме того на верху стены дер-

жаты огромные навесы снегов, перевесаемых с юга. Имеет значение, конечно, и северная экспозиция Аккемского ледника в целом. Таким образом, и для Аккемского ледника можно оттенить достаточно резко выраженные местные благоприятные и неблагоприятные факторы оледенения. В конечном итоге Аккемский ледник достигает таких же размеров, что и Катунский, но кончается почти на 200 метров выше последнего.

Для других ледников Белухи в виду их меньшей изученности труднее обрисовать хотя бы схему взаимодействия между рельефом, экспозицией и осадками. Развитию ледника Менсу благоприятствуют высокие участки боковых хребтов в верхней части ледника. Ледник Мюшту-айры, наоборот, имеет один мощный источник питания — высокое фирновое поле на платообразном западном продолжении Белухи. Здесь на западных склонах Белухи можно было бы ждать и большего развития ледников, но возможно, что неблагоприятным условием является подход к Белухе не главной долины Кочурлы, а боковой — Мюшту-айры.

У Таким образом, характерная черта оледенения Белухи — радиальное расположение равноправных друг с другом ледников — имеет своей предпосылкой соответствующее расположение хребтов-отрогов Белухи, длинных или коротких, и связывается со взаимной компенсацией влияний экспозиции, направления главных ветров и местных условий залегания.

Но равномерность развития оледенения на разных склонах Белухи отнюдь не означает одинакового значения ледников для питания рек. Сток, даваемый ледниками Белухи с разных ее склонов, совсем не одинаков. Наиболее характерно сравнение Аккемского и Катунского ледников, имеющих приблизительно одинаковые размеры поверхности: из них первый дает раза в полтора меньше воды, чем второй.

Большая заснеженность всех склонов Белухи сопровождается сравнительно невысоким и приблизительно одинаковым положением снеговой линии: от 2 700 до 2 800 м на Катунском леднике и до 2 850 м на Аккемской стороне, т. е. обилие осадков на южном склоне снижает снеговую линию несколько больше, чем северная экспозиция Аккемского ледника.

Концы ледников Белухи спускаются низко — до 1 950—2 000 м, т. е. метров 250 ниже границы леса, и лишь немного выделяется Аккемский ледник, высота конца которого немного выше — 2 140 м. Такие высоты концов — ниже 2 000 м — не повторяются больше нигде на Алтае, но концы ледников ниже границы леса отмечены в ряде случаев, особенно в Северо-Чуйских горах. Вертикальное протяжение ледников Белухи, считая от седла, достигает величины около 2 100 м, максимальной для Алтая. При наличии достаточно обильного питания ледники Белухи имеют возможность опускаться в глубокие речные долины, образуя в них нижние языки большей или меньшей длины, имеющие малый уклон. Продольные уклоны по дну долины ниже современного положения ледников не велики — около 5—3°, хотя им и свойственны некоторые изломы и уступы. Высотное положение концов от ледников Белухи, таким образом, ставится в зависимость от того уровня, на котором подходят к Белухе долины крупных рек, и очень немного меняется даже при значительных отступаниях или наступаниях ледников: при отступании в 1—1,2 км ледники Катунский и Менсу подняли свои кон-

ны только на 30—50 м. Точно так же вертикальное протяжение ледников определяется высотой, на которую поднимается массив Белухи над дном больших долин.

Выход ледников на низкие уровни, на дно больших долин, подчеркивает мощность ледникового узла Белухи; при этом надо отметить, что питание ледников происходит в основном с тыла, а не с боков, за счет склонов самой Белухи, хотя в некоторых случаях отмечается и большая роль высоких отрогов (например, у ледника Менсу). Белуха представляет безусловный центр горно-ледникового узла и по радиальному расположению хребтов, долин и самых ледников и по концентрации снегов и фирновых полей. Центральная снежная зона самой Белухи, питающая ледниковый узел, резко отличается от остальной периферийной зоны, где в долинах лежат ледники, но на хребтах мало снега. При современном состоянии оледенения Алтая сниженные отроги Белухи уже не могут образовывать больших фирновых полей; абсолютная высота Белухи, таким образом, играет решающую роль в формировании всего горного узла.

Эта главенствующая роль самой Белухи в питании всего ледникового узла подчеркивается, ставится в связь с мощностью фирновых полей на самых больших высотах. Фирновое поле седла Белухи на высоте в 4000 м дает по существу главное питание Катунскому леднику. На такой же высоте на расширенной верхней поверхности лежит снежник, питающий ледник Мюшту-айры. У ледников Менсу, Берельских и Аккемского нет таких больших верхних снежно-фирновых накоплений, но несомненно, что выпадение снегов в увеличенном количестве на больших высотах сохраняет свою роль.

В формах залегания фирновых полей можно отметить свои характерные особенности для Белухи. При больших абсолютных высотах, много выше снеговой линии, а также при большом накоплении снегов, интенсивно сползающих вниз, Белухе несвойственно образование типичных каров. Точно так же не свойственны Белухе большие фирновые бассейны мультобразной формы. Верхние снежно-фирновые поля Белухи или дифференцируются на малые крутые фирновые потоки (Берельский ледник), или опускаются концентрированными большими потоками, часто ледопадами, в глубоких руслах (Катунский ледник), или продвигаются вниз до нижних ледниковых полей, свисая навесами и надувами на крутых нерасчлененных склонах, как, например, на Аккемской стене. Таким образом, для склонов Белухи характерны крутые снежно-фирновые поля и потоки с той или иной степенью расчленения. Не является исключением также и Аккемский цирк и стена, так как не создают единой большой формы накопления снегов.

Каровые образования в большом количестве появляются на сниженных отрогах Белухи по бокам ледников, но за отдельными исключениями они в настоящее время не участвуют в питании основных ледников. Они служат для залегания небольших ледников, ныне самостоятельных боковых спутников ледников главных. В силу этого ледники Белухи, составляемые иногда из нескольких фирновых полей или потоков, вместе с тем почти не имеют притоков, сколько-либо удаленных от самой Белухи. И наличие малых спутников и отсутствие боковых притоков находятся в связи с резким возвышением самой Белухи. Сниженные отроги Белухи раньше давали большое количество притоков ледным рекам главных долин. В процессе общего отступления ледников,

главные ледники, питаемые снегами Белухи, еще сохранили значительную длину, притоки же быстро потеряли свою мощность и обособились более или менее высоко на склонах главных долин.

Всем ледникам Белухи свойственны языки более или менее значительного протяжения (от 2 до 7 км), но сравнительно неширокие, залегающие в глубоких долинах — верхних, без больших уступов, продолжениях долин речных. Переход от ледниковых языков к крутым фирновым потокам всегда резок, так как соответствует перелому между дном долины и склонами Белухи, но он совершается на разных высотах и не вполне совпадает со снеговой линией на ледниках: например, на Катунском леднике на среднем потоке — на высоте 2500 м, т. е. ниже снеговой линии; на Аккемском леднике, наоборот, стены Белухи опускаются до 3000 м, что несколько выше снеговой линии.

Главные ледники Белухи по основным элементам их морфологии принадлежат к долинному типу, так как у всех хорошо развиты долинные языки, а характерной особенностью является расположение снежно-фирновых полей на крутых склонах. При этом фирновые бассейны не развиваются особенно широко, так как прикреплены к ограниченным участкам склонов Белухи. К сожалению, за отсутствием точных съемок ледников Белухи, невозможно надежно определить для них ледниковый коэффициент, но повидимому, он получает значение, уменьшенное по сравнению с нормальным для Альпийских ледников, а именно от 1,5—2. Происходит это не по причине недостаточности питания, а по своеобразию фирновых бассейнов, которые при небольших сравнительно размерах характеризуются большой концентрацией осадков.

В характере и расположении морен ледников Белухи имеется много сходных черт. На расстоянии нескольких километров (до 7 км) от ледников наблюдаются отложения морен 5 различных стадий: половины прошлого столетия, 1820 года и, условно «фернау», «эгессен» и «даун». Индивидуальные черты истории ледников проявляются в различных расстояниях морен от ледников и между собой, иногда в налегании их одна на другую, (Берельский ледник), в различной мощности морен (особенно мощны морены ледников Берельского и Мюшту-айры); в наличии иногда следов подпрудивания реки и других особенностей. Но так или иначе наличие у разных ледников моренных отложений, которые могут быть отнесены к одним и тем же возрастным стадиям, указывает на то, что отступления и наступания ледников Белухи были подчинены общим законам.

Весьма выдающимся явлением свех ледниковых долин Белухи являются моренные отложения 1850-х годов, четко окаймляющие языки ледников и образовавшие большие концевые валы на расстояниях 350—1000 м от ледников и на 20—50 м ниже их современных концов. В жизни ледников Белухи эта стадия является весьма важным, хотя и кратковременным, моментом значительной интенсификации их деятельности. Ледники были больше, полнее занимали свои долины и не обнаруживали тех многих признаков деградации, которые явственно выступают в настоящее время. Площадь оледенения всего узла Белухи достигала, вероятно, около 80 кв. км, вместо теперешних 60 кв. км; снеговая линия была ниже современной метров на 50. Но число ледников, надо думать было меньше, чем сейчас, по причине соединения некоторых ледников — спутников с главными ледниками и несмотря

на то, что тогда могли существовать некоторые другие малые леднички, ныне исчезнувшие.

Весьма существенно то, что благодаря посещению Катунского ледника Геблером в 1835 году эта стадия наступания 1850-х годов, как и близко подходящая к ней стадия 1820 г. могут быть констатированы на основе прямых указаний. Катунский ледник благодаря этому становится наиболее надежной базой для сравнений и общих выводов, относящихся не только к горному узлу Белухи, но и к другим ледниковым районам Алтая.

Со времени отложения морен 1850-х годов отступление ледников Белухи происходит довольно энергично, со скоростью порядка 12 м в год без сколько-нибудь значительных перерывов. На это указывает значительность расстояний моренных валов от концов ледников, сравнительно малое загромождение предледниковых площадок, а со времени Геблера и Сапожникова — непосредственные наблюдения за ледниками. Некоторые отступления от общего правила, как было указано, представляют лишь ледники Берельский и Мюшту-айры, где в силу сильного загромождения ледниковых языков моренным материалом, происходит обильное образование мертвых льдов, что нарушает равномерность всего процесса.

✓ Кроме отступления или укорачивания ледников, естественно, имеются и другие признаки сокращения оледенения. Ледники стаивают и с боков и отступают от склонов долин, уровень поверхностей ледников понижается; по бортам откладываются моренные валы, значительно поднятые над ледниковой поверхностью. Ледниковые языки, особенно в нижних частях, суживаются, сжимаются в средней части долин. ✓ Особенно это заметно у ледника Мюшту-айры, затем Катунского, который, по описанию Геблера, раньше гораздо полнее занимал свою долину и др.; наименее это заметно у ледника Менсу. Но при этом асимметрии в положении ледниковых языков, по крайней мере в резком выражении, как у многих ледников Биш-Иирду, здесь не заметно. Причина заключается в том, что ледники Белухи имеют обеспеченное питание с самого тыла, а не боковое.

Весьма характерным является процесс разделения и обособления ледников, в частности менее мощных притоков в известном удалении от самой Белухи. На глазах у исследователей с 1895 года констатированы следующие случаи обособления ледников: отделился западный поток Катунского ледника, обособились Большой и Малый Берельские ледники и еще Берельский и Аккемский ледники потеряли по одному притоку. Число ледников за последние 40 лет увеличилось на 4 (может быть и больше). Характерно, что за это время не известно ни одного случая исчезновения малого ледника. Система оледенения Белухи находится в той стадии деградации, когда уменьшается площадь и, конечно, мощность ледников, но число ледников увеличивается.

✓ Оценивая современное состояние всей системы ледников Белухи в условиях общего сохранения оледенения Алтая, надо признать, что она находится в состоянии относительной устойчивости, вероятно, большей, чем другие ледниковые системы Алтая. Современный процесс деградации оледенения, если он будет продолжаться дальше, все же в течение долгого времени не сможет изменить общей конфигурации и типов главных ледников Белухи. Основные потоки ледников сохранятся надолго даже при значительном повышении снеговой линии, бу-

лучи связаны со снеговыми полями, максимально высоко расположенными на склонах Белухи. Некоторое сокращение ледниковых языков, имеющих еще значительный запас длины, отнюдь не разрушает всей системы, а между тем, уменьшив абляцию ледников, может создать относительное равновесие между приходом и расходом вещества в ледниках. Однако, в частности катунский ледник при сильном отступании может разбиться на два потока, т. е. может потеряться связь между восточным и средним потоками в нижнем поле.

Таким образом, перспектива хорошего сохранения ледникового узла Белухи, несмотря на общее сокращение оледенения, связывается в основном с большой абсолютной высотой Белухи. Это должно считаться общим правилом, в то время как при понижении снеговой линии для максимального развития ледников все большее значение приобретают горные образования, удобные по конфигурации для накопления больших снегов, хотя и не очень высоко расположенные. Применяя эту же закономерность к сравнительно низким и широким ледниковым системам, как Южно-Чуйская и особенно Южно-Алтайская, скажем, что они должны быть менее устойчивы, ибо не имеют базы такой абсолютной высоты, как Белуха.

Значение ледникового узла Белухи для речной сети Алтая чрезвычайно велико. Через ее ледники осуществляется весьма мощный кругооборот воды. Большое количество осадков выпадающих на склонах Белухи, сопровождается интенсивным стаиванием ледниковых поверхностей на низких уровнях, до которых спускаются ледники. К сожалению, оценка этого значения Белухи затрудняется крайним недостатком гидрометрических данных. Наиболее надежный материал имеется по станции «Катунь» за 1935 год, контролировавшей воды истока Катунь вместе с речкой Рассыпной с общей площадью бассейна в 55 кв. км и площадью оледенения в 17 кв. км. Средние расходы воды по месяцам оказались следующие: май—2,5 м³/сек, июнь—11,2 м³/сек, июль—16,8 м³/сек, август—8,8 м³/сек, сентябрь—2,5 м³/сек. Год—3,73 м³/сек. Возможно, что эти цифры являются более высокими, чем в другие годы, так как лето 1935 г. на станциях «Аккем» и «Катунь» было теплее, чем например, в 1933 и 1934 гг. С этой оговоркой приблизительно можно оценить средний суммарный летний расход воды ледниковых рек, стекающих с Белухи в 50 м³/сек. Первое место по водоносности принадлежит Иедыгему, второе и третье — Катунь и Берели, четвертое и пятое — Аккему и Мюшту-айры. Общий сток ледниковых вод, который дает Белуха, может быть оценен приблизительно в 400 миллионов куб. м в год. Вся эта масса воды берется на высоте около 2 000 м и, следовательно, имеет громадный потенциальный запас мощности.

По своему значению для питания рек ледниковый узел Белухи превосходит Южно-Чуйский центр и Южно-Алтайский (если брать Советскую сторону хребта) и равняется примерно горному узлу Биш-Иирду. Из рек, питаемых ледниками Белухи, Белая Берель принадлежит к системе Иртыша, остальные — к системе Катунь; все они представляют значительные потоки с устьями, далеко отстоящими друг от друга. Белуха, таким образом, не создает одной большой ледниковой реки, а участвует в общем ледниковом питании Катунь и отчасти Иртыша, истоки которых разбросаны по всему высокогорному Алтаю.

Восточная часть Катунского хребта с отрогами

Эта часть хребта — от Белухи до Аргута — отличается большой высотой и выдающимися вершинами, но и снеговая линия проходит здесь на большой высоте — выше, чем на массиве Белухи и даже, чем в западной части Чуйского хребта. В соответствии с этим оледенение здесь оказывается не особенно большим, меньшим, чем можно было бы ожидать, судя по высоте хребта. Основываясь на местных особенностях, можно подразделить восточную половину хребта вместе с отрогами на несколько частей, отличных по высоте и рельефу, по характеру и размерам оледенения.

Главная линия хребта имеет высокую часть, примыкающую к Белухе, понижение в истоках Орочегана и опять высокую часть, в восточном конце. Два основных отрога, из которых один начинается от самой Белухи, расположены наискось к хребту в северо-восточном направлении, ограничивая расположенные таким же образом глубокие речные долины Иедыгема и Кулагаша. Третий отрог отходит в южном направлении между системами Берели и Коксу.

Большой северо-восточный отрог

Кроме основного продолжения хребта, от Белухи отходит большой отрог, длиной в 35 км, являющийся водоразделом между Аккемом, Каиром и Бортулдагом с одной стороны, и Иедыгемом — с другой. Этот высокий боковой хребет, сложенный преимущественно из метаморфических сланцев, тянется от восточной вершины Белухи сначала в северо-восточном направлении около 25 км до заметной скалистой вершины с вертикальными полосами снега высотой в 3 345 м. На указанном протяжении хребта-отрога имеется до 12 вершин высотой в 3 300—3 400 м и наиболее высокая вершина над ледниками Текелю, Каира и левого Иедыгемского достигает 3 630 м. Понижения — седла хребта опущены не ниже 3 050—3 200 м, т. е. средняя высота хребта может быть оценена, приблизительно, в 3 250—3 300 м.

От угла с отметкой на карте в 3 345 м хребет резко поворачивает на восток, и к его вершинам в 3 350—3 300 м подходят с севера истоки Бортулдага. Конец хребта, несколько снижаясь, светлым адамелитовым массивом упирается в нижнее течение Иедыгема и отсылает еще короткие гребни к Аргуту.

Для всего хребта характерен довольно острый верх гребня большой средней высоты, но без особенно выдающихся вершин и с большой тенденцией к выполаживанию склонов россыпями. Это сказывается и на характере каровых образований с северной стороны, и на плохой их сохранности на бесснежных южных склонах.

Этот отрог в свою очередь дает начало целой системе кряжей, ветвящихся на пространстве между Аккемом и Аргутом; но все они, несмотря на значительную высоту (до 2 850 м) и непосредственную близость к горному узлу Белухи, не имеют альпийского характера; водоразделы становятся плоскими и щебнистыми, каровые образования теряют доминирующую роль в рельефе, встречаясь лишь в разрушенном или полуразрушенном виде. Вся указанная система боковых отрогов бесснежна и не имеет не только ледников, но и сколько либо значительных фирновых пятен. Оледенение, да и то относительно сла-

бое, несет только основной отрог на протяжении около 30 км от Белухи. Снеговая линия проходит здесь высоко, около 2 800—2 900 м, т. е. заметно выше, чем на Белухе.

На первых 12 км основной линии, где имеются вершины до 3 500—3 600 м, северо-западный склон описываемого отрога питает правые боковые ледники в верховьях Аккема и ледники в его притоках Корумду, Ярлу и Текелю.

Характерны ледники Текелю — ледники горных склонов, поднимающихся значительно выше снеговой линии. Снежно-фирновые поля занимают не только впадины, но и открытые покатости и образуют небольшие языки без глубоко выработанных долин. Получается тип ледников по морфологическим признакам смешанный — долинно-висяче-каровый. Но накопление снегов в настоящее время недостаточно мощно: ледники уже давно ушли из главной долины Текелю.

Главный ледник Текелю занимает обширный двойной (может быть, и тройной) кар, где снегом и фирном покрыты и некрутые склоны и широкое дно, и дает два языка по сторонам скалистого выступа — остатка прежней перегородки между карами. Длина ледника (по левому языку) достигает 3 км, площадь — 3,5 кв. км.

У второго ледника поменьше (площадь около 2 кв. км) лучше сохранилось сложное строение его широкой и короткой долины, висячей по отношению к главной долине Текелю: два типичных, но с некрутыми стенками, кара по сторонам, а на разделяющем их срединном выступе — еще дополнительное давление с фирновым полем. Короткий язык ледника соединяется из трех частей. В построении того и другого ледниковых вместилищ чувствуется влияние мягкости и легкой разрушаемости горной породы.

Другие ледники на этом участке имеют значительно меньшие размеры вплоть до миниатюрного висяче-карового ледника Ярлу, и общая площадь 8 ледников достигает лишь около 7,5 кв. км.

Далее, все на той же стороне хребта, следует интересная группа из 8 ледников Каира, притока Аргута, с площадями от 1,2 до 0,1 кв. км. Из этих ледников 1 — обозначен как долинный, 2 — долинно-каровых, 2 — висячие и 3 — висяче-каровые. Преобладание висячего типа не случайно, а, очевидно, должно зависеть от рельефа. Эти ледники связаны с целым рядом каровых образований разной величины с заметно оглаженными формами, с уменьшенной крутизной стенок. Таким образом, главное накопление снегов, при условии еще северной экспозиции, приходится на склоны, а не на днища каров, что и способствует образованию висячего типа ледников. Именно для этих условий характерны те переходы от одного типа к другому, которые представляют разнообразие по размерам ледники. Вот образуется язык — надув в высокой ложбине под самым верхним гребнем. Вот кар в виде полуворонки, как бы вдавленной в склон; довольно толстый слой снега и фирна занимает ее до краев и образует язычок вниз, как бы истекая из горла воронки. А в самой высокой части хребта каровое образование разрослось в широкую долину и накопление снега на склонах достаточно для формирования языка долинного типа.

Обилие каров, целый сплошной ряд их, и притом не пустых, а с ледниками как бы вступает в противоречие с весьма заметной сглаженностью склонов россыпями. В качестве противопоставления можно указать на развитие каров к западу от Белухи, которое сопровождается

ся безукоризненно острыми формами вершин и скалами на склонах, или даже на кары в истоках речки Собачьей (западный конец Катунского хребта), которые образуются под плоским верхом, но зато сами глубоки и крутостенны.

Мягкость каровых форм рельефа или иначе тенденция к их разрушению, наблюдаемая в данном случае, не должна быть объяснена образованием ледников, а, наоборот, должна быть связана с эпохой климата более сухого, чем сейчас, при более значительном ущербе оледенения. Намечающееся противоречие между известной сглаженностью склонов и наличием многих каров с ледниками может явиться результатом чередования более сухих и более влажных климатических периодов. Дополнительным условием, облегчающим сглаживание форм склонов, как уже было сказано, является здесь легкая разрушаемость непрочной сланцевой породы.

Вопрос о взаимоотношении между формами рельефа и ледниками Каира представляет существенный интерес для понимания состояния ледников в связи с общим представлением об «остаточности» ледников Алтая. Типичным для «остаточных» ледников должно быть то, что они кажутся более «старыми», отмирающими среди лучше сохранившихся форм рельефа. Но этого нельзя сказать про малые ледники Каира. Здесь еще раз мы видим, как у образцов малого оледенения переплетаются черты остаточности и эмбриональности. Интересно отметить, что именно для этих ледников Каира высота снеговой линии оказывается большой — от 2 830 м до 2 950 м.

Эти высказанные мысли о карах и каровых ледниках Каира ни в коем случае нельзя рассматривать как попытку подойти к разрешению вопроса о происхождении каров. Проблема каров для Алтая представляет исключительную важность для толкования его форм рельефа и для понимания его древнего и современного оледенения. Она должна быть предметом особого изучения на основе исключительно богатого материала алтайских каров.

Ледники Бортулдага являются крайними к востоку на рассматриваемом отроге. Над верхним расширением долины Бортулдага поднимаются склоны с вершинами чуть пониже Каирских и с четырьмя очень типичными глубокими и крутостенными карами. Повидимому, оказывает свое влияние появление более твердых по сравнению с истоками Каира горных пород-роговиков и роговиковых сланцев (по карте Ф. Н. Шахова). Леднички Бортулдага — каровые, не висячие и отличаются от Каирских еще своим положением ниже на 100 м над уровнем моря, что однако должно соответствовать не общему снижению снеговой линии, а несколько иному характеру каровых образований.

Крайний к западу ледник — побольше, имеет площадь в 0,7 кв. км, 2 следующих — совсем маленькие и их с большим основанием, чем ледники Каира, можно назвать остаточными, площади их — 0,2 — 0,3 кв. км; в крайнем к востоку каре ледника, повидимому, нет.

Ледники Бортулдага демонстрируют крайние предельные условия существования оледенения в этом районе: залегают в хорошо выраженных карах северной экспозиции на высоте около 2 800 м под вершинами 3 300 м. Такая высота хребта здесь является, следовательно, минимальной, при которой еще может существовать современное оледенение. Впрочем эта «предельность» условий все же является условной. Например, по сравнению с Каиром сниженный уровень днщ каров может

явиться моментом неблагоприятным для сохранения ледников, т. е. условия рельефа в истоках Бортулдага являются не самыми благоприятными и высота хребта в 3 300 м не наименьшей, могущими сохранять здесь оледенение.

Юго-восточный склон отрога на всем протяжении круто обрывается в долину Иедыгема. Только в самом начале около вершины Кара-оюк образуются более значительные боковые ледники Менсу, из которых один долинный с площадью до 3 кв. км. Дальше же имеются только остатки оледенения в виде 5 малых каровых ледников, сохранившихся в наиболее удобных местах каров на высоте около 3 000 м в левых притоках Иедыгема.

Главный хребет от Белухи до истоков Орочегана

Высокая часть хребта от Белухи до истоков Орочегана имеет протяжение около 15 км. От вершины Белухи здесь следует крутой спуск к седлу между Большим Берельским ледником и Менсу. Дальше на карте отмечена вершина в 3 835 м между средним течением ледника Менсу и ледником Малым Берельским. Других измерений на этом участке хребта, повидимому, не было, приблизительные же подсчеты по горизонталям хребта дают высоты в 3 400—3 200 м для седел и 3 500—3 600 м для вершин.

Такого же порядка высоты встречаются в коротком боковом отроге между Менсу и Куркуре (3 602 м), в отроге между Б. и М. Берельскими ледниками и между последним и долиной Коккуля (3 615 м). О более значительных водоразделах — Иедыгем—Кулагаш и Берель—Коксу, имеющих начало в этом участке хребта, будет сказано отдельно. Вся эта часть хребта тяготеет непосредственно к большим ледникам Белухи — Берельскому и Менсу, обеспечивая их боковым питанием, и в этом смысле может быть отнесена к горному узлу Белухи.

На северном склоне, кроме боковых ледников Менсу, здесь залегают интересные истоки Куркуре, верхнего правого притока Иедыгема.

Большой ледник Куркуре с площадью 3,5—4 кв. км составляет из двух потоков и соответствует своими снежниками Малому Берельскому леднику на южной стороне хребта. Главный (левый) поток достигает длины в 4 км и течет широкой, пологой и ровной дугой в направлении сначала на восток с постепенным поворотом на север. Имеет полосы морен, по крайней мере две, ближе к правому краю, которые загромаждают внизу правую часть конца ледника. Тыл потока имеет отношение не только к М. Берельскому леднику, но и к леднику Менсу, находясь в углу между бассейнами этих ледников у вершины 3 835 м и получает здесь значительное питание.

Правый поток (или приток) приходит с запада. В тылу его и слева — острые зубчатые скалистые вершины, под которыми скопились снега незначительной мощности. Ледник явно асимметричен: правая сторона стаивает и отходит от склона. Соединение с главным ледником пассивное, и образовавшаяся морена почти не отходит от берега. Это — по Сапожникову; возможно, что сейчас этот поток близок к отделению от главного или даже обособился вовсе. Нижняя часть ледника становится круче, суживается и на высоте 2 200 м ледник кончается, не доходя, хотя и очень немного, до dna речной долины Куркуре. По типу ледник сходен с другими окраинными ледниками Белухи, как на-

пример, М. Берельским или Черным и обнаруживает черты сходства с ледниками Южно-Чуйского хребта; характеризуется развитием цирка среди высоких гор, спокойной поверхностью и большой засоренностью конца; обнаруживает известный недостаток питания и отступает от дна речной долины. Боковой ледник известен один и предположительно отмечено еще два.

Истоки Куркуре слабо исследованы, ледник никем не посещен и лишь осмотрен с некоторого расстояния.

Интересная долина Куркуре прошла довольно длительную историю, после того как ледник оторвался от главного Иедыгемского ледника и стал отступать в глубину истоков. На дне долины образовались за это время 4 моренно-подпрудных озера, из которых нижнее достигает 1,5 км длины.

Южный склон хребта против Менсу и Куркуре занят Берельскими ледниками. Восточнее идут отдельные разбросанные ледники реки Малой Коккуль, также системы Берели: всего 7 малых ледничков по склонам главного хребта (5 лед.) и отрога с общей площадью 1,5 кв. км. Ледники только каровые и висяче-каровые в резких впадинах бесснежных в общем склонов. Снеговая линия не определена, но повидимому, лежит выше, чем на Белухе.

Отрог хребта между долинами рек Иедыгема и Кулагаша. Этот второй большой северо-восточный отрог, сложенный породами метаморфической толщи, ответвляется от главного хребта непосредственно рядом с ледником Куркуре. Протяжение его высокой части до вершины с отметкой 2821 м уже недалеко от Аргута — около 20 км. Отмеченные на карте вершины достигают почти 3600 м; больших понижений нет, так что средняя высота хребта очень значительна. Снеговая линия проходит на высотах от 2700 до 2850 м на северо-западном склоне, т. е. ниже чем в первом северо-восточном отроге. Оледенение отличается неравномерным распределением и сосредотачивается около двух вершин: 3525 м — в правом притоке Куркуре и 3578 м в правом притоке Иедыгема. Ледники встречаются различных типов, от малых висяче-каровых до значительного долинного, сложного и с крутыми потоками фирна. Общая площадь оледенения отрога достигает 9 кв. км, причем на долю северо-западного склона приходится 8,5 кв. км (8 ледников), а юго-восточному склону принадлежит только 0,5 кв. км (5 малых ледников).

Таким образом, развитие оледенения не особенно велико, уменьшение его размеров по сравнению с главным хребтом сопровождается повышением уровней залегания концов ледников. Долины же по сторонам отрога, особенно долина Иедыгема, весьма глубоки. Ледники, таким образом, не могут быть связаны с главными долинами, а связываются с короткими боковыми долинами или залегают просто на крутых склонах.

Из восьми ледников северо-западных склонов отрога в системе Иедыгема надо особенно отметить ледник под гребнеобразной вершиной в 3578 м. Полукруглый изгиб высоких гребней хребта дает здесь обширную, широко раскинутую, систему крутых потоков, но основной из них относится не к средней, а к западной части снежника. Нижнее поле направлено на юго-восток, почти вдоль хребта и получает боковое питание справа. Таким образом, ледник касается высокого хребта на большом протяжении около 5 км, и это является особенностью лед-

ника, способствующей увеличению его размеров. Слева ледник отгорожен от долины Иедыгема передовой плоской вершиной. Ближе к концу ледник поворачивает влево и образует ледяной язык против восточной части снежников — широкий (метров 700) и несущий 3 больших вала средних морен.

Конец ледника находится на высоте 2 460 м, а снеговая линия на нем оказывается залегающей всего лишь на высоте 2 680 м, необычайно низко для восточной части Катунского хребта. Это нужно отметить тоже как особенность ледника, но с оговоркой, что при определении положения снеговой линии с противоположного склона долины Иедыгема с помощью эклиметра могла получиться значительная неточность. Язык ледника находится в боковой долине, не доходя километра 2 до борта долины Иедыгема, который протекает еще глубоко внизу на высоте 1 600 м.

Ледник этот является одним из самых выдающихся ледников, висячих боковых долин Алтая. Его открытие в 1934 г. было приятной неожиданностью для автора. Находясь на берегу Иедыгема на обычном уровне средних течений крупных рек Алтая трудно было предположить, что в непосредственной близости на борту долины располагается такой солидный ледник. Но такая картина характерна именно для восточной части Катунского хребта, где особенно глубоки главные долины Аргута, Иедыгема, отчасти Кулагаша и высокие, почти до 4 000 м, прилегающие к ним хребты.

В верхней (западной) части ледник тонкой перегородкой отделяется от другого ледника, небольшого, с одним крутым фирновым потоком и языком долинного типа; в соседней же к востоку впадине лежит типичный висяче-каровый ледник, имеющий среднюю высоту 2 710 м. Интересен не только главный ледник, но и вся эта группа, занимающая очень тесно расположенные впадины хребта.

Юго-восточный склон отрога беднее оледенением и имеет лишь 5 мелких ледничков в истоке Кулагаша, на левой стороне его верхней долины. Высокий хребет с острыми скалистыми вершинами с этой стороны кажется почти бесснежным. Для имеющихся малых ледничков характерно залегание на высоких крутых и скалистых склонах в слабо выработанных ложбинах. Естественно, что преобладает висячий тип и кончаются ледники очень высоко, выше 2 900 м, и только один из них использует более глубокую впадину, достигает больших размеров (до 1 км в длину) и кончается ниже (2 630 м). Слабость оледенения Кулагашского склона отрога, где при высотах почти до 3 600 м имеется лишь несколько мелких ледничков, не может быть объяснено только экспозицией, но должна быть поставлена в связь с большой крутизной и слабой расчлененностью этого склона.

Отрог между системами Берели и Коксу

Почти прямо против описанного выше Иедыгем-Кулагашского отрога по южную сторону Катунского хребта отходит водораздел между системами Берели и Коксу-Аргутской. Около 15 км он тянется почти прямо на юг, имея вершины в 3 300—3 400 м и понижение в 3 000 м. Но в верховье Большого Коккуля в 12 км от начала отрога есть глубокое седло (2 710 м), через которое ведет перевал из Берели в Орочеган. За ним — еще вершина 3 033 м, и отрог резко поворачивает к западу. Высокая часть отрога, дающая начало ледникам, продолжается еще

7 км до вершины с отметкой 3 049 м в углу между Берелью и Коккулем; после этого следует новый поворот к юго-западу и резкое понижение отрога.

Снеговая граница в общеклиматическом смысле лежит высоко, судя по малоснежности отрога, и не опускается ниже 2 700—2 800 м, в самых затененных местах. Отрог имеет оледенение, но лишь в виде малых разбросанных ледников, преимущественно карового типа. Это значит, что ледники образуются только при местных понижениях снеговой линии, а все открытые склоны лежат ниже ее. Такая картина характерна не только для южной экспозиции склонов, но и для южного отрога хребта в целом, где в разных местах экспозиция наблюдается самая различная. Возможно, что Катунский хребет создает известную температурную границу между северной и южной стороной; кроме того, данный отрог относится уже к восточной половине Катунского хребта, где заметно сказывается общее повышение снеговой линии в направлении на восток.

Все 10 ледников отрога относятся к каровому или висячему типу и имеют общую площадь только в 2 кв. км, причем размеры отдельных ледников наблюдаются от 0,05 до 0,7 кв. км. Западная сторона отрога (западная и северная экспозиция) дает 5 ледников Большого и Малого Коккуля с общей площадью около 1,8 кв. км. Восточная сторона (восточная и южная экспозиция) имеет тоже 5 ледников, принадлежащих Орочегану и маленькой речке Карасу, но с общей площадью всего лишь 0,2 кв. км, т. е. преимущественно западной и северной экспозиции сказывается вполне определенно. Точно так же и наименьшая высота конца ледника (2 540 м) принадлежит одному из ледников Коккуля, единственному, который приближается к долинному типу.

Замечается концентрация ледников (по 4 ледника) около 2 точек: вершины в 3 200 м высотой к северу от перевала Берель — Орочеган и к югу от перевала (вершина 3 033 м) в месте поворота отрога на запад. Обе вершины представляют местные узловые центры, и здесь в изгибах хребтов могут возникать более благоприятные для ледников условия относительной затененности и, может быть, концентрации осадков. Отрог изучен слабо. Во многочисленных карах имеются еще фирновые или ледяные пятна, из которых некоторые, вероятно, могут быть отнесены к ледникам. Изучение условий формирования ледников на отроге, в частности высоты снеговой линии, имеет некоторый специальный интерес, во-первых, потому, что отрог этот представляет довольно заметную грань в постепенном изменении оледенения Катунско-Чуйского хребта в направлении с запада на восток; во-вторых, он является дальней юго-восточной периферией для горного узла Белухи.

Главный хребет в истоках Кулагаша—Орочегана

Участок хребта на протяжении 11 км в истоках Орочегана с южной стороны и левого истока Кулагаша с севера отличается отсутствием острых высоких вершин. Слегка волнистая линия гребня, составленного здесь из мягких сланцев, колеблется в небольших пределах высоты — от 3 125 м до 3 400 м. Здесь есть даже верховой перевал через хребет, правда, мало известный и редко используемый.

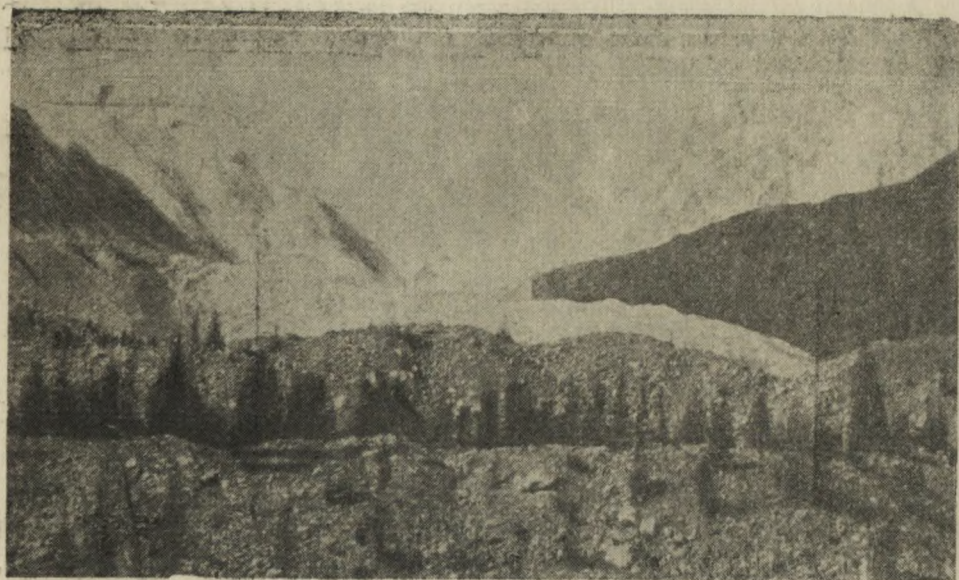
На востоке участок этот замыкается скалистым повышением (до 3 600 м), где есть короткие, тоже скалистые, отроги в обе стороны, а дальше следует еще более высокая вершина в истоках Яманушки (или



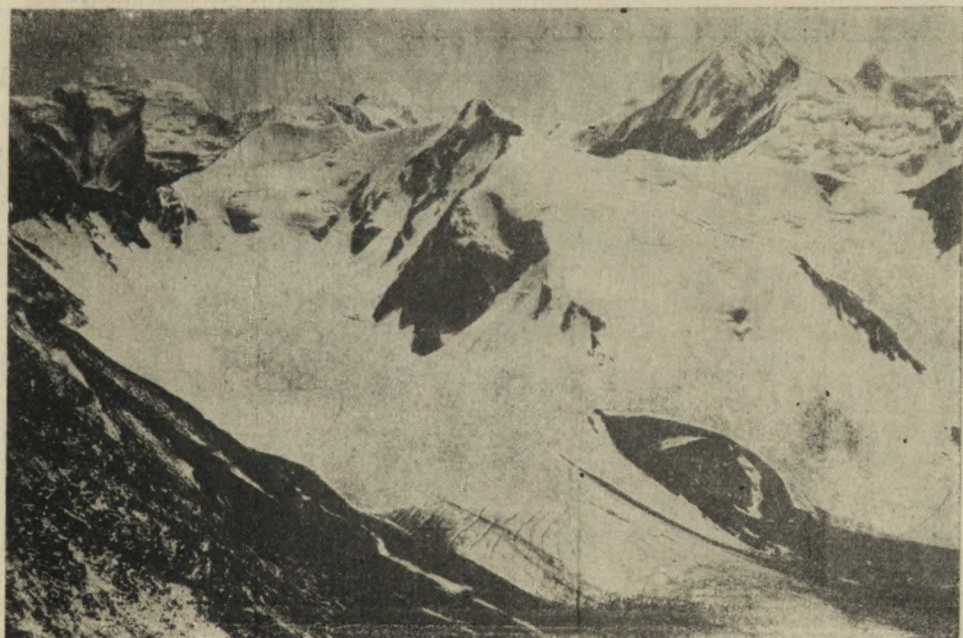
Юго-восточный (Иедыгемский) склон большого северо-восточного отрога Белухи.



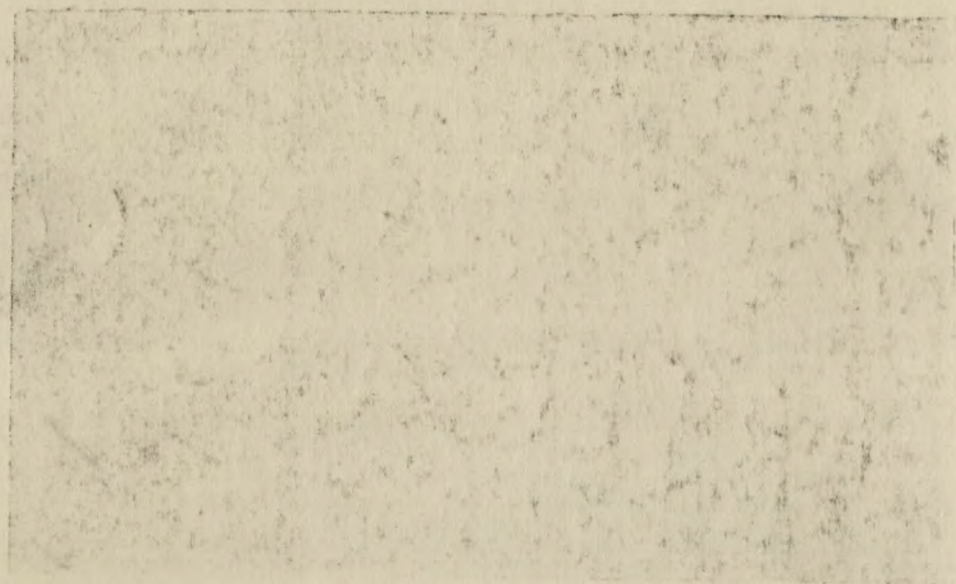
Катунский хребет в истоках Орочегана и Яманушки к востоку от Белухи.



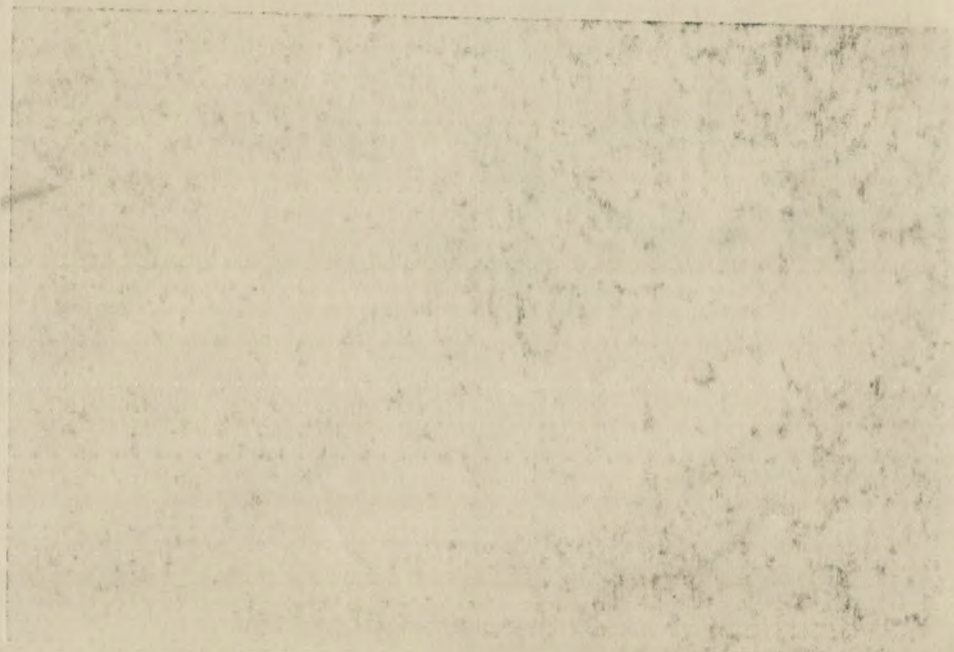
Валы молодых конечных морен ледника Мёксу.



Ледники р. Текелю (прав. приток Аккема). На заднем плане справа—вершины Белухи, слева—вершина в 3835 м с правой стороны ледника Мёксу.



THE UNIVERSITY OF CHICAGO



THE UNIVERSITY OF CHICAGO
CHICAGO, ILLINOIS 60637

Кос-Булака). Начало участка на западе относится к вершине 3 590 м, где отходит отрог Кулагаш-Иедыгем.

К северной стороне хребта несколько наискось с северо-востока подходит своим тылом большая долина Кулагаша. Спуск в эту сторону ведет большею частью широким, сравнительно слабо расчлененным склоном средней крутизны, увеличенной вверх, ближе к линии гребня. С юга подходит большая долина Орочегана, разделенная довольно значительным отрогом на два истока. Склоны и здесь не особенно круты; наряду со скалами отмечается наличие мягких сглаженных форм. Такие формы рельефа вообще несвойственны главной линии Катунского хребта, кроме его западной оконечности, и данный участок выделяется, как исключение.

Южная сторона хребта имеет только один каровый ледник с площадью 0,5 кв. км на линии хребта в начале участка в правом истоке Орочегана и еще в боковых гребнях — 5 малых каровых ледников, которые не имеют южной экспозиции: два — на срединном отроге и три — в левом истоке, где появляется больше скал. Нет и глубоких каров. Старые же каровые формы смягчены и сглажены благодаря легкой разрушаемости породы. Таким образом, в левом истоке Орочегана на протяжении 8 км высота хребта (3 100—3 400) оказывается недостаточной, чтобы давать оледенение на склонах южной экспозиции. Должно влиять здесь и отсутствие готовых глубоких каровых форм, дающих частичное затенение, но едва ли — недостаточность осадков.

В. В. Сапожников пишет об истоках Орочегана: «Геблер говорит, что вода Оро белая, а я видел в июле месяце в период сильного таяния ледников, совершенно прозрачную синюю воду и уверен, что там ледника не имеется». Он высказывает предположение о быстром исчезновении ледника, и к этому же мнению присоединяется И. М. Мягков. Но предположение об исчезновении какого-либо ледника Орочегана никоим образом нельзя считать доказанным. Из сделанного описания видно, что в истоках Орочегана все же есть оледенение, главным образом в правом истоке, — всего 7 ледников с площадью 1,5—2 кв. км; в летние дни они придают воде Орочегана фиолетовую характерную мутность.

Возможно, что эти данные об оледенении Орочегана не совсем полны и там еще найдутся 2—3 малых ледника.

Оледенение северного склона на рассматриваемом участке хребта невелико по размерам, но весьма интересно. Здесь весь склон вдоль верхней линии хребта занят непрерывным рядом каровых образований в виде неглубоких круто-наклонных выемок: они начинаются от самого верха хребта и кончаются метров на 300—500 ниже. Для больших снежников места нет, так как снеговая линия проходит, судя по положению ледников, высоко (непосредственных измерений нет) и ледники образуются небольшие.

Два наиболее значительных ледника относятся к углу в начале участка, где отходит Кулагаш-Иедыгемский отрог, и имеют размеры до 1 кв. км. Следующие же к востоку 10 ледников, — вместе взятые, имеют площадь в 2 кв. км и каждый в отдельности — не более 0,4 кв. км. Тип ледников не каровый, а висячий, в 2—3 случаях висяче-каровый. На Алтае это, пожалуй, единственный случай образования такого длинного и непрерывного ряда висячих ледников. Обычно в таких

случаях, когда снеговая линия близко подходит к высоте хребта, малые ледники жмутся в глубоких карах и лишь отдельные из них поднимаются к вершинам в виде висячих образований. Предположительно можно указать следующие специфические условия формирования ледников в данном случае: во-первых, плохая сохранность старых каров по причине легкой разрушаемости породы; во-вторых, сравнительно равномерный перенос (перевевание) твердых осадков с плоского верха и с южной стороны хребта на север с отложением их вдоль линии хребта; способствует этому равномерная высота хребта на данном участке.

Выше было приведено сравнение ледников Бортулдага — малых, типично каровых — с ледниками Каира, главным образом висячкардовыми. Здесь, в истоках Кулагаша, в еще большей степени, чем в истоках Каира, подчеркнута приуроченность ледников к наклонным поверхностям склонов, начиная с самого верха, причем ледники как будто довольствуются еще меньшей абсолютной высотой, чем в истоках Бортулдага, еще лучше, таким образом, ее используют. В этом рассуждении, однако, неясной остается сравнительная характеристика климатических условий Бортулдага и Кулагаша. Сравнение же высот снеговой линии, измеренных по положению ледников, приводит в данном случае к результату, который кажется парадоксальным. В истоке Кулагаша высота хребта понижена, снеговая линия выше и оледенение все же больше, чем в истоке Бортулдага. Экспозиция в обоих случаях одинаковая, северная, и общая крутизна склонов, приблизительно, одна и та же. В этом сравнении мы видим хороший пример того, что высота снеговой линии в некоторых случаях перестает быть показателем климатической обстановки и одновременно степени развития оледенения.

Восточный конец Катунского хребта

Описанное понижение хребтов ограничено с востока вершиной в 3 673 м между верховьями Сары-Су (правый исток Кулагаша) и Косбулака, притока Коксу. Отсюда на 30 км, почти сплошь до Аргута, тянется высокая часть хребта, сложенная преимущественно гнейсами, с рядом выдающихся вершин, из которых одна достигает высоты 3 946 м и уступает только Бедухе. Имеется на этом протяжении также довольно значительный и высокий боковой отрог между долинами Кулагаша и Куркуре — притока Аргута.

Сначала следует группа из четырех скалистых вершин острых форм (самая высокая — западная в 3 673 м), где накапливаются снега по обе стороны, в истоках Кулагаша и Косбулака. Здесь на северо-северо-восток отходит отрог между Кулагашем и Куркуре длиной в 12 км до Аргута. Отрог сильно ветвится скалистыми гребнями, давая боковые отростки главным образом в сторону Куркуре и несколько ветвей, круто спускающихся к Аргуту. Склоны главного хребта круты в обе стороны, но северная сторона, пожалуй круче; глубокая верхняя долина Кулагаша здесь близко подходит к хребту.

Далее к востоку следует 10-ти километровая дуга хребта сильно выпуклая к югу, почти в виде полукруга, представляющая зубчатый гребень со сравнительно небольшими повышениями и понижениями. Абсолютные высоты не очень велики и колеблются в пределах 3 400—

3 500 м. По северную сторону лежат истоки реки Куркуре, на южном склоне — левых притоков Яманушки (Кос-булака) и речки Аккем, притока Коксу. Снега сосредоточены на северной стороне и несколько сглаживают крутизну верхнего гребня, особенно обрывистого в южную сторону. Если брать расстояние от линии хребта в 3 км, то средняя крутизна склонов в обе стороны оказывается около 15°. Средняя крутизна, определяемая в большем удалении от гребня оказывается большей на северной стороне, где глубже главная долина реки. Конец дуги смотрит на север и упирается в резко поднятую острую скалистую пирамиду в 3 946 м а. в., которая в дальнейшем будет именоваться Восточно-Катунским пиком.

От Восточно-Катунского пика хребет в самой высокой своей части поворачивает снова на восток и восточно-северо-восток и имеет на протяжении 7 км высоту не ниже 3 500 м и крайнюю восточную вершину в 3 678 м. С северной стороны залегают истоки Курусая, заключенные между двумя отрогами, высокими, но короткими, так как уже недалеко находится долина Аргута. С южной стороны, в истоках Аккема и Дирентая (притоки Коксу) развиваются отроги со смягченными формами между высоко поднятыми долинами; рельеф становится более спокойным. Скопление снега резко преобладает на северных склонах.

От вершины в 3 678 м в направлении на восток и восточно-северо-восток главный гребень хребта постепенно снижается и через 9 км исключительно резко обрывается в долину Аргута, имея перед этим высоту в 3 200 м. Южная сторона опускается к долине Коксу и к Аргуту, хотя и довольно крутым, но сравнительно спокойным и слабо расчлененным склоном. Северные склоны обрываются тоже к Аргуту благодаря завороту реки. Здесь на 1,5—2 тысячи метров по вертикали — сплошное царство скал и россыпей с крутыми ложбинками нескольких ручьев. Вечных снегов становится мало не только на южной, но и на северной стороне.

Вследствие большой высоты хребта, а также благодаря его изгибам и отрогам, благодаря наличию высоко расположенных бассейнов благоприятной формы, оледенение в восточном конце Катунского хребта весьма значительно. Некоторые ледники здесь получают хорошо развитые долинные формы и имеют, как на Белухе, обширные фирновые поля даже на открытых склонах гор, а не только внутри кардов. Снеговая линия однако проходит очень высоко (до 3 000 м) и оледенение отнюдь не достигает таких размеров, как на Белухе, а вместе с тем ледники резко сосредоточены на северной стороне.

Ледники Сары-су и Кос-булака. Первое же повышение хребта с вершиной в 3 673 м, усиленное боковым отрогом, дает большой ледник Сары-су на северном склоне и, довольно значительный, Кос-булак на южной стороне.

Ледник Сары-су в правом истоке Кулагаша — хорошо сформированный долинный ледник, расположенный наискось к хребту и направленный на северо-запад. Длина около 5 км, площадь 4—5 кв. км. Тыл его долины упирается в пониженное седло на водоразделе с Куркуре с фирновыми скоплениями не особенно большой мощности. По левую (западную) сторону от седла, уже на основной линии хребта, поднимается главная снежная вершина над ледником; западнее есть еще повышение с вершиной в 3 673 м. С главной вершины спускаются ос-

мовные массы фирна; рядом, левее, формируется дополнительный фирновый поток.

Два потока и седло формируют верхнее поле ледника, достигающее длины до 3 км и ширины больше 1 км. Ниже следует уступ с ледопадом и сужение метров до 400. Нижнее поле имеет приблизительно такую же равномерную ширину, оно полого и тянется еще километра два. Конец ледника, засыпанный щебнем, из-под которого выступают ледяные стенки, находится на высоте 2150 м. Ледник выходит непосредственно в долину Сары-су, которая однако ниже, при слиянии с другим истоком Кулагаша, делает уступ. На расстоянии 150 метров от ледника располагается вал конечной морены.

Правая сторона ледниковой долины во всю длину представляет нерасчлененную скалистую бесснежную стенку; только одна ложбина со снегом есть в верхней части. С левой стороны над ледником повисает один фирновый язык, а в нижнем течении есть приток, составленный из двух потоков, повидимому, берущихся с вершины в 3673 м, и лишь доходящий до края главного ледника.

Этот слабо исследованный ледник имеет особенности и заслуживает более тщательного изучения. Для своих размеров и положения в Восточно-Катунской зоне он кончается очень низко, почти как Аккемский ледник на Белухе. Положение питающих потоков асимметричное, с левой стороны, где поднимаются вершины главного хребта, но ледник хорошо заполняет свою долину и не обнаруживает признаков одностороннего стаявания. Повидимому, ледник хорошо обеспечен питанием и снеговая линия на нем испытывает местное понижение, приблизительно до 2750 м. К сожалению, основная фирновая область ледника не осмотрена.

На другой стороне хребта залегают истоки Кос-булака или Яманушки. Благодаря изгибу линии хребта не только тыл, но на некотором протяжении и левый склон долины Яманушки составляет главным хребтом. Долина представляет трог; поверх его плеча поднимается гребень хребта с тремя вершинами, где по сравнению с истоками Оро-чегана в резких ребристых формах сразу чувствуется выход на дневную поверхность твердой горной породы (гнейс). Гребень сильно изъеден карами, а перед ним образуется приступок с навалами морен, где разрушены частично гребни-перегородки. Но они состояли, кажется, из мягкой породы и морены видны двух цветов, так что это образование связывается, повидимому, со сменой горной породы близ линии гребня. Широкие скалистые выемки, открытые на юг, надо считать неблагоприятными для сохранения снегов. Ледники все же есть и притом достаточно активные, придающие речке явную мутность.

В северо-восточном углу верхней долины в широкой открытой ложбине между двумя скалистыми вершинами спускается ледник почти южной экспозиции в 2 км длиной и до 1 км шириной в нижней части. С правой (западной), острой вершины в 3600 м высоты и с седла фирн обтекает скалистый выступ и ниже соединяется в неровное ледяное поле. На конце — ледяные лопасти, закрытые камнями; при наблюдении в 1914 году ледник весь был прикрыт снегом, но это было только 22 июня. Мутный поток Яманушки вытекает из ледника на высоте около 2800 м и, опустившись по крутой осыпи морены, пополняется слева ручьями еще из двух ледничков.

Второй ледник, гораздо меньше главного, находится к востоку от него. Это — довольно бесформенное скопление с площадью примерно 0,2 кв. км, но его можно все-таки причислить к каровому типу ледника. Лежит значительно выше главного ледника, конец, около 2 900 м.

Еще к востоку под зубчатым гребнем третьей вершины находится широкая впадина, составившаяся, повидимому, из двух каров и заполненная моренами. В верхнем (правом) углу ее сохраняется еще каровый ледник миниатюрных размеров, но лежит он несколько ниже предыдущего. Какой-то оледенелый остаток лежит еще в другом углу общего кара: он казался еще меньше, но возможно, что он был виден сбоку, что скрывало истинные размеры. Надо заметить, что в скалах в разных местах еще есть снежно-ледяные скопления, которые однако трудно назвать ледниками.

Еще один ледничок надо отметить на правой стороне долины у водораздела с Орочеганом в значительном отдалении от главного хребта под вершиной в 3 133 м. Это тоже каровый ледник, но по существу иного типа, чем предыдущие: он залегает в глубоком затененном каре северной экспозиции под вершиной плоской формы и на сравнительно уменьшенной высоте (конец 2 600 м).

В целом оледенение Яманушки не является ничтожным и играет активную роль в питании реки. Принимая во внимание неблагоприятные условия южной экспозиции и открытых склонов, нужно сказать, что оно вполне гармонирует со значительным ледником Сары-су на северном склоне.

Ледники в истоках Куркуре и Курусая составляют важное звено в системе оледенения Катунского хребта. Они базируются на большую абсолютную высоту участка хребта вместе с Восточно-Катунским пиком и на формы рельефа удобные для больших ледников.

Центральное положение занимает Восточно-Катунский пик в углу хребта, выдавшемся на северо-запад, с абсолютной высотой почти в 4 000 м — вторая, после Белухи, вершина всего хребта. Вершина эта, как и весь Восточно-Катунский участок хребта, слабо изучена, в частности не испробована альпинистами. Она представляет крутой и острый скалистый пик с общей формой неправильной пирамиды. На юг спускается под углом в 45° ребро по линии хребта. На восток, тоже по линии хребта, отходит второе ребро, которое после первого крутого спуска, может быть, метров на 400, переходит в постепенно понижающийся гребень в 3 600—3 500 м а.в. Третье ребро, между долинами Куркуре и Курусая, направлено на север в виде тоже крутого скалистого гребня, продольный профиль которого неясен.

Юго-восточный угол между первым и вторым ребрами представлен почти бесснежными скалистыми стенками, но все же с одним интересным ледником, поднимающимся над истоками Аккема (приток Коксу). В северо-восточном углу, в истоках Курусая более скалист восточный склон, а на северной стороне, наоборот, скапливаются большие снега. Наконец, на склонах северо-западного угла, т. е. между первым и третьим ребрами, в истоках Куркуре чередуются скалы со снегами и фирновыми потоками. В целом, Восточно-Катунский пик представляет обрывистую скалистую вершину, где скалы преобладают над снегами по причине крутизны склонов. Она принимает, конечно, весьма активное участие в формировании оледенения этого участка хребта, но нельзя сказать, что она формирует ледниковый центр.

В этом отношении она аналогична Иикту, но не Белухе. Для альпинистов Восточно-Катунский пик должен представлять большой интерес, как выдающаяся скальная вершина; подъем на него, вероятно, технически труден.

Истоки реки Куркуре Аргутской занимают весьма замкнутое пространство между боковым отрогом слева и углом хребта с главной вершиной (3 946 м) справа. Циркообразный бассейн с площадью порядка 25 кв. км имеет внизу высоты в 2 300—2 800 м и по сторонам гребни в 3 500 и до 4 000 м с преобладающей северной экспозицией. Расположение хребтов, за исключением нецентрального положения главной вершины, представляется весьма благоприятным для большого оледенения, но благодаря высокому положению снеговой линии современные ледники далеко не используют всех благоприятных условий рельефа. Расположение и характер ледников Куркуре на основании осмотра издали представляется в следующем виде.

Главный ледник Куркуре находится в восточной части истоков, занимает по хребту протяжение в 3—4 км и состоит из трех потоков. Правый, самый мощный, берется с Восточно-Катунского пика и с седла рядом с ним к югу. Средний и левый потоки используют склоны не очень высоких вершин, расположенных западнее. Потоки круты, частью обращаются в ледопады; общая ширина их не менее 2 км. Длина главного потока около 2 км. Долинный язык формируется достаточно хорошо, но имеет длину лишь около 1 км, ширину в 0,5 км и несет одну, хорошо выраженную, среднюю морену. Направлен на север и кончается, примерно, на 2 600—2 700 м. Общая площадь ледника достигает вероятно 3 кв. км. К сожалению, была плохо видна главная правая часть ледника. В целом представляет форму ледника принадлежащего в основном склонам и имеющего укороченный нижний язык.

Второй ледник, к западу от первого, питается высоколежащим, довольно мощным и широким (до 1,5 км), снежником и образует небольшой долинный язык с некоторым пополнением справа. Длина ледника до 2 км и площадь около 2 кв. км. Кажется лежащим выше, чем первый ледник.

Эти два ледника создают основную картину оледенения Куркуре, где ледники сокращают свои языки, но сохраняют довольно широко развернутые верхние фирновые поля, хотя и без сплошного заснеживания склонов. С левой стороны в бассейне истоков Куркуре и ниже по долине есть еще три (может быть и больше) малых ледника. Они не меняют общей картины оледенения, но лишь больше сжимаются во впадинах, переходя к каровому (или висяче-каровому) типу.

Долина Куркуре сплошь завалена моренами и осыпями, в которых речка скрывается совершенно, так что воды не видно вовсе. Она выходит на дневную поверхность лишь перед самым впадением в Аргут в виде совершенно прозрачного, прекрасно отфильтрованного потока.

Река Курусай, соседний с Куркуре приток Аргута, имеет в своих истоках несравненно более мощные снеговые скопления. Тот гребень, который отходит от Восточно-Катунского пика к востоку и постепенно понижается, на протяжении 5 км имеет северный склон сплошь укутанный снегами. Они пополняются еще на западе со склонов пика и на востоке с крайней замыкающей вершины в 3 678 м. Вся линия гребней образует некоторую выпуклость на юг, как и у Куркуре (хотя и в меньшей степени) и с участием боковых отрогов замыкает циркообраз-

ный северный бассейн. Средняя высота гребней, пожалуй, немного выше, чем у Куркуре, а склоны немного положе, о чем можно судить по более спокойным формам снежно-фирновых полей.

Приводимые ниже сведения о ледниках даются на основе осмотра издали с вершины за Аргутом и по карте и не могут претендовать на полноту и точность. Весьма характерные ледники Курусая нуждаются в более детальных и тщательных исследованиях.

Большие и почти сплошные снежники тылового гребня и вершин Курусая скалистым срединным гребнем обособляются, хотя и не полностью, в виде двух ледниковых потоков. Левый из них, начиная с тылового хребта, движется мощным неровным фирновым потоком в 1 км шириной и пополняется слева со скалистого северо-восточного склона Восточно-Катунского пика еще тремя сравнительно небольшими потоками. Занимает ложбину между Восточно-Катунским пиком и срединным гребнем длиной, вероятно, больше 3 км, шириной больше километра и дает еще суженный язык. Имеет очень сложную конфигурацию течения, благодаря по крайней мере трем выступам скал, поднимающихся со дна ложбины. Средняя морена в нижней части ледника направлена наискось от одного из выступов к правой стороне ледника. Уклон ледника значителен и поверхность неровная, но настоящих ледопадов не видно. Высоту конца можно оценить приблизительно в 2700—2600 м, а высоту снеговой линии в 2900 м. Длину ледника можно исчислить до 4 км, а общую площадь в 4—5 кв. км.

Срединный гребень виден в виде скалистой острой вершины внизу и слабо поднятого выступа вверх. Между ними, повидимому, (непосредственно не было видно) масса фирна переливается на правый ледниковый поток или правый ледник Курусая, причем ширина перетекающего потока может быть весьма значительной. Точно так же и в самом верху снежники левого ледника переходят без разрыва за срединный гребень на правую сторону всего бассейна.

Правый ледник Курусая имеет снежники, раскинутые от срединного гребня на западе до вершины в 3678 м на востоке, может быть еще с загибом к северу, с общим протяжением не менее 3 км по гребням. Можно наметить по крайней мере два фирновых потока, но не вполне обособленных, питающих ледник. При всей большой ширине фирновых потоков общая мощность их, повидимому, не больше, чем у левого ледника. Ледник книзу быстро суживается и кончается приблизительно на той же высоте, что и левый (самого конца не было видно). Общие размеры его, вероятно, несколько меньше, чем первого, но оценку сделать трудно, так как не был виден весь ледник.

Выше, при описании срединного гребня, указывалось на соединение обоих ледников и на то, что это соединение может оказаться весьма широким. У левого ледника замечается два направления течения: не только на север к своему концу языка, но и вправо, в сторону второго ледника, и наискось расположена средняя морена. Все это указывает на то, что правильнее в истоках Курусая отметить один ледник, сложный, образующий два конца. В связи с этим общая площадь достигает 7—8 кв. км и по размерам он, следовательно, приближается к большим ледникам Белухи. Если Катунский ледник еще отступит и будет иметь два языка, то получится значительное сходство в расположении двух потоков и срединного гребня между ледниками Катунским и Курусай.

Среди ледников восточной части Катунского хребта ледник Курусай занимает первое место по размерам, больше ледника Сары-су, но лежит значительно выше последнего: конец его выше, чем у Сары-су метров на 600—500. Снеговая линия лежит выше, чем на Сары-су метров на 200, достигая 2 900 м, что согласуется с общим закономерным повышением снеговой линии в восточном направлении; аномально низким является скорее положение ледника Сары-су. Формирование же большого ледника Курусай, несмотря на высокое положение снеговой линии вполне объясняется условиями, перечисленными выше: большой абсолютной высотой хребта, северной экспозицией, удобством высоко расположенного бассейна и, наконец, объединением вместе двух самостоятельных снежно-фирновых накоплений.

При сравнении ледников Курусай и Куркуре невольно встает вопрос о причинах несравненно большего накопления снегов и лучшего сохранения больших ледников в истоках Курусая. Может быть немалое значение имеет здесь несколько меньшая крутизна склонов в истоках Курусая по сравнению с Куркуре. Точно также отмечалось выше некоторое преимущество Курусая в отношении абс. высоты гребней. Возможно, что существуют какие-либо трудноучитываемые различия в количестве выпадающих осадков. Может быть, основное значение имеют меньшие общие размеры цирка Курусая, лучше способствующие сохранению одного крупного ледника. Детальное разрешение этого вопроса представляется невозможным из-за отсутствия точных данных; можно высказать следующее положение в общей форме: в формировании ледников Курусай и Куркуре, повидимому, нет отдельных резко различных факторов, но их суммарное действие, взаимно усиливаясь, оказывается значительно более благоприятным для оледенения в истоке Курусая. Подобному типичному случаю при сравнении оледенения отдельных истоков можно противопоставить другой случай, на который было указано при описании ледникового центра Белухи. Там отдельные ледники имеют, безусловно, резко различные факторы формирования и условия существования; приблизительная равномерность распределения ледников вокруг Белухи связана со взаимной компенсацией противоположных влияний.

Последнее из высказанных соображений по поводу размеров оледенения Куркуре и Курусая может быть развито в виде некоторого общего положения. При взгляде на карту сразу можно видеть, что истоки Куркуре были в свое время более мощным центром оледенения, чем истоки Курусая. Ледниковый бассейн Куркуре глубоко выработан и имеет весьма значительную общую площадь. Ником образом при современных климатических условиях здесь не мог бы сохраниться один большой ледник. Оледенение распалось здесь на несколько частей, ледники оказались ближе к краям общего бассейна (на затененной стороне), а это привело и к резкому уменьшению площади оледенения внутри бассейна. Меньший по размерам, несколько выше расположенный, ледниковый бассейн Курусая больше гармонирует с современными климатическими условиями существования ледников. Здесь сохранился один большой ледник, еще повидимому, далекий от распада на составные части. Таким образом, в данном случае большему древнему оледенению соответствует меньшее современное и, наоборот. Это не может быть общим правилом, но лишь частным случаем того общего положения, что формы, размеры и высотное положение вместилищ

древних ледников могут благоприятствовать или же неблагоприятствовать оледенению современному, при иных условиях климатических.

Оледенение в истоках Аккема и Дирентай, небольших притоков Коксу Арг, весьма незначительно по сравнению с только что описанным оледенением северного склона. Южные склоны хребта против больших ледников Куркуре и Курусай образуют две выпуклых части и вогнутый угол как раз под главной вершиной — Восточно-Катунским пиком. Здесь образуется оригинальный ледник, довольно длинный и узкий, почти не имеющий снежников, а собирающийся непосредственно в своем глубоком ложе. В тылу короткого ущелья, направленного на юг, поднимается на 1 000 м вершина Восточно-Катунского пика, слева — стена главного хребта, справа — быстро снижающийся боковой отрог. Кругом видны только скалы, снега почти нет вовсе, открыта в большой степени и самая поверхность льда. Конец ледника, усложненный придатком справа, несколько выдвигается из ущелья, но останавливается среди морен на пороге крутого спуска. Ледник пологий, лежит очень высоко — конец около 2 850 м; достигает длины до 3 км, ширины до 0,7 км; площадь около 2 кв. км. Тип ледника смещанный: долинно-каровый и напоминает тип туркестанский, но каменный покров на леднике невелик. Наибольшее сходство с ним из ледников, встреченных нами ранее в предыдущих главах, имеет, пожалуй, ледник на левой стороне Талдуринской долины в ущелье под вершиной Металлург, хотя экспозиция ледников различная.

Крайняя восточная вершина в 3 678 м, замыкающая наиболее высокий участок хребта над ледником Курусая, дает еще два малых ледника на южном склоне в истоках реки Дирентай (Арагем). Ледники эти лежат особенно высоко и дают максимальное в Катунском хребте повышение снеговой границы — до 3 100 м, что связано и со слабой расчлененностью Коксинского склона хребта. Один из них, малый каровый, использует слабо выработанную высокую выемку. Второй, крайний к востоку, лежит под самой вершиной и достигает более значительных размеров: длина до 2 км, площадь 1—1,5 кв. км.

Тип ледников существенно изменен по сравнению с только что описанным в истоке реки Аккем в связи с еще большим поднятием снеговой линии, слабым расчленением и выравниванием склона хребта, причем ослабевает острота скалистых форм вдоль верхней линии гребня. Вместо ущелья, хотя и не очень глубокого, где залегает ледник Аккема, здесь имеется высокая ложбина, поднятая к самой вершине, так что ледник Дирентай залегает почти на открытом склоне. При явно неблагоприятных условиях экспозиции, характера склона и высокого положения снеговой линии, возможность забраться на достаточную высоту все же поддерживает существование ледника.

Ледники Аргутского склона на восточном конце Катунского хребта. Непосредственно склон долины Аргута образует самый конец хребта от вершины в 3 678 м, а также короткий отрог по правую сторону Курусая с общим протяжением высокой части около 10 км. Исключительно велики здесь относительные высоты склонов над Аргутом, превышающие 2 000 м, но и абсолютные высоты достигают 3 300—3 700 м. При всем том, высокое положение снеговой границы, крутизна и слабая расчлененность обрывистых склонов почти не позволяют здесь развиваться оледенению. Наиболее выделяется

вершина в 3 678 м, поднимающаяся над Аргутом на 2 400 м. Самый верх ее с этой стороны (с севера) имеет вид крутого снежного купола. Фирновое поле расширяется метров до 700—900, обтекая небольшую скалу, а затем очень крутой поток-ледопад быстро суживается книзу в виде длинного треугольника. Этот висячий ледник с уклоном не меньше 30° имеет длину до 2 км, спускается по открытому склону, почти без ложбины, до высоты, примерно, в 2 600 м. Справа (к востоку) от главного языка и общего снежника спускается еще узкий бугристый фирновый язычок.

Вместе с этим языком вершина в 3 678 м оказывается небольшим ледниковым центром на крайнем востоке Катунского хребта. Оригинальным свойством его является полная разнородность типов ледников, спускающихся в разные стороны, в истоки Курусая, Аккема и к Аргуту. В климатических условиях, во всяком случае не очень благоприятных для оледенения, ледники подчинены здесь узко местным особенностям рельефа, а последний здесь не характеризуется преобладанием какой-либо одной формы.

К востоку от вершины гребень хребта плоско выравнивается, но под самым его верхом в неглубоких впадинах есть еще снежно-фирновые скопления (всего 3), из которых одно побольше должно быть сочтено ледником, висячего или висяче-карового типа.

К западу от вершины на высоком отроге под зубчатым гребнем можно отметить 3 также очень высоко расположенных ложбины со снегами и, вероятно, 2 ледника.

Аргутский склон хребта в целом демонстрирует предельный характер оледенения в определенных условиях: очень крутой северный склон без выработанных каров и при высоком положении снеговой линии. Получается довольно частый ряд висячих снеговых пятен, побольше и поменьше, стоящих на грани с ледниками и расположенных под самым верхом хребта. Вершина повыше, выделяющаяся над общим уровнем, сразу увеличивает накопление снега и дает типичный крутой висячий ледник.

Восточно-Катунский конечный участок хребта в целом обладает 22 ледниками с общей площадью около 25 кв. км, значительной в масштабах оледенения Алтая. Таким образом, можно выделить Восточно-Катунский центр или вернее Восточно-Катунскую область оледенения, так как ледники не имеют узлового расположения. Интенсивность оледенения связана здесь со значительными абсолютными высотами в 3 500—4 000 м, с северной экспозицией склонов, наличием боковых отрогов и удобных вместилищ для ледников.

В распределении ледников характерной особенностью здесь является их почти исключительная приуроченность к северному склону хребта и притом к его главной линии, а не к отрогам. Южный склон хребта почти лишен оледенения, аналогично Южно-Чуйскому хребту и в противоположность Белухе. Неблагоприятная экспозиция здесь не компенсируется достаточным количеством осадков. Возможно, что высота хребта недостаточна, чтобы задерживать на южном склоне большую часть снегов или препятствовать их перевеванию на противоположную сторону. Кроме того, большая долина Коксу Аргутской располагается параллельно хребту, что не должно способствовать подтоку к склону хребта влажных воздушных масс. Одним словом, здесь действуют те же причины, которые уже были отмечены при характеристике

оледенения южного склона хребта Южно-Чуйского. И рельеф хребта, сравнительно слабо расчлененный и с двумя выпуклыми дугами, здесь явно не благоприятен для оледенения; почти нет и типичных глубоких каров, где могли бы существовать малые ледники соответствующих форм. В результате южный склон хребта становится бесснежным; 3 единичных ледника становятся исключением, связанным с особыми условиями около высших выделяющихся точек хребта.

В большом оледенении северного склона боковые отроги играют существенную вспомогательную роль, но развитие их и, в частности абсолютные высоты (при высокой снеговой границе), повидимому, здесь недостаточны, чтобы дать значительное число самостоятельных ледников. Они не могут идти в сравнение ни с отрогами Белухи, ни с гребнями между главными ледниками Чеган-узуна. Каров здесь во всяком случае не очень много; так, например, правый склон над ледником Сары-су представляет собой совершенно нерасчлененную скалистую стену. В результате, в системе отрогов между Кулагашем, Куркуре и Курусаем отмечено всего лишь 5 малых ледников.

На линии главного хребта нашли себе хорошие условия ледники средних и больших (относительно) размеров: 6 ледников составляют вместе площадь в 20 кв. км. Они занимают почти все протяжение хребта, оставляя немного места для малых ледниковых образований.

Таким образом, главный массив оледенения крайней Восточно-Катунской области составляется крупными ледниками на северном склоне хребта, не сопровождаясь сколько-либо богатой сетью малых ледников. Ослабление и ликвидация сопровождающей сети таких ледников может служить показателем сильной степени деградации ледникового узла в целом, но может зависеть и от особенностей рельефа. Вопрос этот по отношению к Восточно-Катунскому центру решить трудно по причине малой его исследованности.

Высотное положение ледников здесь весьма неодинаково, вся система неоднородна в этом отношении. Так, ледник Сары-су лежит в среднем метров на 300 ниже ледника Курусай, начинаясь под менее высокими вершинами и имея низко расположенный конец. Трудно сказать, как именно осуществляется здесь влияние рельефа, но во всяком случае надо отметить значительный скачок вверх снеговой границы при переходе от ледника Сары-су дальше на восток к леднику Курусай.

Указанными особенностями не исчерпываются все интересные и характерные черты оледенения восточного конца Катунского хребта. Представляют интерес и ледники Коксинского и Аргутского склонов, все разнообразие форм и проявлений оледенения в этой малонизученной области.

Общие выводы об оледенении восточной части Катунского хребта

Основная характеристика оледенения восточной части Катунского хребта дана выше по 6 отдельным участкам, поэтому здесь даются лишь некоторые общие выводы.

Всего в восточной части Катунского хребта в настоящее время отмечены 101 ледник с общей их площадью около 58 кв. км. При тщательном осмотре всех возможных местилищ для ледников число последних может быть увеличено еще на несколько единиц, но общая картина оледенения от этого существенно не изменится. Что же касается

указанной площади оледенения, то она является лишь ориентировочной, так как съемки ледников — ни одного ледника — не имеется.

Распределение ледников по длине хребта от Белухи до Аргута является весьма неравномерным. Вначале, близ Белухи, оледенение является интенсивным, распространяется не только на северные отроги, но, в виде Малого Берельского ледника, занимает и южную сторону, затем резко ослабевает в истоках Кулагаша и Орочегана, а еще восточнее вновь усиливается, но лишь на северной стороне.

Участки интенсивного оледенения (около Белухи, на востоке, на правой стороне долины Иедыгема) характеризуются наличием долинных ледников с площадью в 4—6 кв. км, не очень крутых, с нормально развитыми фирновыми бассейнами, но частью, вследствие отступания, с укороченными языками. Такие ледники составляют около половины всей площади оледенения.

Значительную роль играют ледники переходных форм, отмеченные в каталоге как долинные, но по существу больше принадлежащие склонам, чем развитым ледниковым долинам. Таковы, например, ледники Текелю, Куркуре, Иедыгемского (в правом притоке), Яманушки, Дирента и другие. Особо отмечается ледник Аккема, приближающийся к туркестанскому типу. Размеры таких ледников колеблются около 1—2 кв. км по площади, а всего они дают до 25% поверхности ледников в восточной части Катунского хребта.

Объединяя вместе 2 указанных категории ледников, можно сказать, что восточная часть Катунского хребта представляет область ледников средних размеров.

Там, где хребты поднимаются лишь немного выше снеговой линии, представлено оледенение малых форм в виде висячих и каровых ледников, которые в целом составляют $\frac{3}{4}$ по числу всех ледников и лишь $\frac{1}{4}$ по площади. Развитие этих ледников в целом является не повсеместным, как в некоторых других ледниковых районах Алтая, так как значительные участки хребта и отрогов свободны от оледенения, а другие, наоборот, заняты сплошь более крупными ледниками. Аналогично в этом отношении можно, как уже указывалось, провести здесь с Южно-Чуйским хребтом.

В истоках Кулагаша (левый исток), отчасти Каира, замечается тенденция к развитию висячих форм малых ледников; в других местах, например, в истоках Коккуля, Бортулдага, развиваются именно каровые леднички. Развитие именно тех или иных форм малого оледенения находится как будто в связи с составом горных пород: там, где склоны состоят из более мягких пород и легче выколаживаются россыпями, появляется тенденция к образованию висячих ледников на самых высоких уровнях; выходы твердых гнейсов или роговиков больше способствуют сохранению ледников в глубоких карах.

В этой картине оледенения проявляется простая зависимость от абсолютной высоты. В первом приближении можно выделить две градации этой зависимости: высоты в 3 100—3 500 м дают лишь малые висячие и каровые ледники, высоты более 3 500 м, до 4 000 м, способны давать значительные долинные ледники, резко увеличивая и общую площадь оледенения.

В отличие от Белухи чрезвычайно резко сказывается зависимость от экспозиции. После М. Берельского ледника и до Аргута на южных склонах нет ни одного крупного ледника, а целые участки хребта да-

же при больших высотах совсем лишены оледенения. Действие южной экспозиции усиливается влиянием рельефа, в целом весьма неблагоприятного для оледенения южных склонов, возможное же влияние юго-западных ветров становится незаметным. В результате южная сторона хребта представляет аналогию с южным склоном Южно-Чуйского хребта и имеет лишь не более 10% всего оледенения. В то время как на севере не прерывается ряд ледников до самого Аргута, а местами склоны имеют сплошную заснеженность, на южной стороне они почти бесснежны и ледники единичны, приурочены лишь к отдельным точкам с ограниченно-местными благоприятными условиями.

Снеговая линия в восточной части Катунского хребта изучена слабо, но все же можно сделать вывод о значительном ее поднятии от Белухи до Аргута. Северные ледники главного хребта, а также двух больших северо-восточных отрогов дают возможность проследить постепенное повышение снеговой линии от 2 750—2 800 м на Белухе до 2 900—3 000 м на восточном конце хребта. Только ледники Сары-су и правый Иедыгемский нарушают эту закономерность, давая снеговую линию, как на Белухе, около 2 700—2 750 м высоты.

О снеговой линии на южном склоне можно говорить лишь с большой степенью условности, так как фактически она представлена лишь в немногих точках. Но все же и здесь можно констатировать ее повышение к Аргуту и притом даже более резкое, чем на северном склоне, а именно от 2 700—2 750 м на Белухе до 3 100 м на крайнем востоке.

Западная часть Катунского хребта с отрогами

Западная часть Катунского хребта — это та, которая к западу от Белухи и от долины Аккема окружена течением Катунь, петлей, которую делает река далеко отклоняясь на запад. От седла Белухи вдоль по Аккему до его устья расстояние около 40 км. Но с этой же точки начинается и Катунь (Катунский ледник) и до устья Аккема проходит расстояние в 200 км, причем наиболее далекая точка петли отстоит от Белухи на 120 км, к западу-северо-западу. Пространство в 7 000 кв. км, ограниченное долинами Катунь и Аккема и массивом Белухи занято разветвленной сетью долин и гребней, включающей 120 км линии главного хребта, 15 его более значительных отрогов и 13 долин главных притоков Катунь.

Абсолютная высота здесь резко снижена не только по сравнению с Белухой, но и много ниже, чем на востоке хребта, преобладают высоты ниже 3 000 м, встречаются перевалы в 2 700—2 500 м и редко вершины до 3 300—3 400 м. И все же здесь прекрасно развивается высокогорная альпийская область с острыми вершинами, со снегами и ледниками, область весьма обширная и разветвленная вместе с ветвлением хребта и его отрогов. Она гармонирует с темным лесом долин, с многочисленными полноводными речками, стекающими в Катунь, с роскошными альпийскими лугами. Все говорит о значительном обилии осадков в этой западной части Катунского хребта.

Область современных снегов и ледников поднимается над древним ледниковым ландшафтом в прекрасном разнообразном выражении. Не очень крутые долины сохранили богатейшую коллекцию ледниковых озер, но лишь очень и очень немногие из них получили свое описание в географической литературе. Известны, например, Мультиинские озера, в том числе редкая жемчужина Алтая — третье Мультиинское

озеро. Но рядом в глухой долине, есть еще такое же прекрасное озеро, где до сих пор еще не был исследователь-географ. Озера Осиновские, речки Крепкой, Аласкыра и многие другие, что лежат в стороне от выюнных троп, не исследованы совершенно.

Большие ледниковые формы долин и верхних бассейнов в основном уже покинуты оледенением современным, расположенным выше. Зато многочисленные кары, представляют очень благоприятные условия для накопления снега и фирна, и тем самым способствуют распространению оледенения по всему хребту и в настоящее время.

Изумительно богато в западной части Катунского хребта это царство каров различных размеров и форм, то обрывистых, то оглаженных, глубоких или открытых, пологих и крутых, простых, сложных, ступенчатых. Один за другим, целыми рядами лежат каровые ниши, глубоко врезаемые в склоны хребта. Так как гребень хребта лишь немного превышает высоту образования каров, то самое его расчленение на отдельные вершины с понижениями между ними оказывается тесно связанным с чередованием каров.

Во всем характере оледенения проявляется его основная связь с карами. В отличие от крутых фирновых потоков Белухи здесь преобладают плоские, а чаще вогнутые формы залегания снежников, в то время как вершины остаются по большей частью малоснежными. При этом кары, обращенные на север, часто покрываются снегом почти вплоть до водораздела, при южной же экспозиции снега накапливаются лишь в их внутренних частях или же односторонне около более затененной стороны.

В зависимости от интенсивности накопления снегов ледники или сосредоточиваются внутри каров, образуя каровый или висяче-каровый тип, или выходят за его пределы, давая иногда почти вполне выраженный долинный тип. Но и в этом случае концы ледников обычно не спускаются в сильно углубленные долины рек, раньше также служившие руслами мощного оледенения, а располагаются над ними на большей или меньшей высоте, иногда свисая своими концами. В этом также существенное отличие от ледников Белухи, которые все выходят непосредственно в речные долины. Располагаясь часто не только по главной линии хребта, но и на боковых отрогах, кары вместе с ледниками в этом случае полуокружают верхнюю долину реки в виде обширного цирка, на дне которого собирается река, а иногда образуется озеро.

Таковы некоторые самые общие черты оледенения западной части Катунского хребта, придающие ему известную однотипность, выделяющую эту область оледенения среди других на Алтае. Эта предварительная характеристика облегчит дальнейшие частные описания отдельных участков хребта и отрогов, поможет проанализировать общие закономерности, которые проявляются в изменениях оледенения на протяжении западной части Катунского хребта.

По особенностям рельефа и самих ледников для частных описаний можно выделить к западу от Белухи по крайней мере 4 участка главного хребта: 1) сравнительно высокий участок от Белухи до Кураганского перевала с весьма интенсивным оледенением; 2) понижение хребта и ослабление оледенения — до истоков Тальменки; 3) новое усиление оледенения в виде Западно-Катунского ледникового узла; 4) крайние ветви хребта, еще сохраняющие оледенение. Из больших отрогов

(на северной стороне) особого внимания заслуживают: 1) отрог между Аккемом и Кочурлой и 2) отрог между Кочурлой и Кураганом.

Отрог между долинами Аккема и Кочурлы

При описании Белухи было указано, что западная, точнее западо-северо-западная окраина массива представлена платообразным вытянутым возвышением, где скапливается главное фирновое поле ледника Мюшту-айры. Оно дает вершину в 4 167 м и продолжается дальше в прежнем направлении в виде короткого понижающегося отрога, подходя к южному концу Кочурлинского озера.

Главный отрог отходит от той же вершины в 4 167 м в направлении прямо на север. Вся длина его достигает 40 км, а протяжение ледниковой части до 20 км. На первых 15 км гребень отрога имеет острые формы, вершины, хотя и резко снижены по сравнению с Белухой, достигают все же 3 700—3 400 м высоты, а седловины 3 200—3 000 м. Немного дальше, после последней вершины в 3 200 м следует перевал Аккем-Кочурла, один из самых высоких перевалов на Алтае (3 060 м), но считающийся сравнительно доступным благодаря смягченному характеру рельефа и отсутствию снеговых полей.

Начиная отсюда, горы принимают платообразный характер («дол» по выражению местных жителей), обычный для более отдаленных от главного хребта частей отрогов. Снеговая линия на этом отроге лежит заметно выше, чем на Белухе и вообще в главном хребте, примерно около 2 800—2 900 м, что уменьшает возможность развития оледенения даже при наличии высоких вершин. В частности открытые щебнистые пространства высотой в 3 000 м и выше (например, у перевала Аккем-Кочурла) оказывается почти совсем лишенными вечных снегов. Сравнительно слабое оледенение и высокое положение снеговой линии находятся в соответствии с незначительным количеством осадков (около 450 мм в год), которое показала высокогорная метеорологическая станция Кара-Тюрек, открытая в 1940 году на этом отроге в вершине левого притока Аккема.

Восточная сторона отрога обслуживает небольшие левые притоки реки Аккема, включая и Аккемского ледника. На протяжении первых пяти километров от вершины 4 167 м сначала образуются 4 левых притока Аккемского ледника. Затем, над нижней частью главного ледника, поднимается острая вершина в 3 555 м, где в крутых фирновых полях формируются два самостоятельных ледника. Это оледенение было уже отмечено при описании большого Аккемского ледника.

Далее следуют истоки реки Акоюк, впадающей в Аккем несколько выше озера. В правой (северной) части истоков — вторая выдающаяся вершина отрога высотой в 3 660 м. На карте Сапожникова отмечена вершина «Броня» высотой в 3 240 м, но то другая, менее высокая передовая вершина, поднимающаяся непосредственно над долиной Аккема. Главная вершина имеет вид пирамиды средней крутизны, довольно широкой и сильно заснеженной. С самого верха спускаются разорванные фирновые потоки. Около нее образуются 3 ледника: 1) в крутой ложбине — каре к северу от вершины залегает долинно-каровый ледник длиной около 1 км; 2) по другую сторону вершины в крутой выемке между скалами сползают скопления фирна, которые внизу дают небольшой язык; по типу ледник можно считать висяче-каровым; 3) средний ледник берется из довольно широкого снежника под самой вер-

шиной, спускается очень крутым потоком с буграми, навесами и следами лавин и у подножья крутых склонов вершины на высоте 2 570 м формирует округлый язык среди морен. По правую сторону от главного потока на большой высоте образуется еще обрывающийся фирновый язык; внизу он возобновляется в виде присыпанного камнями скопления льда рядом с языком главного потока. Ледник имеет в длину около 2 км, вертикальное протяжение больше 1 км, общая площадь, вероятно, достигает 0,8 кв. км.

В целом с этой главной вершиной Аккем-Кочурлинского отрога на восточных склонах связано лишь небольшое оледенение с общей площадью около 1,5 кв. км; основным его элементом являются крутые фирновые потоки.

Левая (северная) часть бассейна Акоюка окружена полукольцом высокого гребня с 4 вершинами высоты в 3 307—3 456 м. Оледенение здесь совсем слабое. Лишь в затененном каре под главной вершиной образуется ледник до 1 км длиной, да еще имеется небольшой висячий фирновый ледничок.

К северу от истоков Акоюка в районе Аккем-Кочурлинского перевала верх хребта при высоте около 3 000 м становится плоским, склоны же с обеих сторон сравнительно пологими, что и дает возможность проехать здесь верхом. Немного севернее плоский, частью болотистый водораздел понижается примерно до 2 800 м; вершины над ним, тоже плоские или округлые, поднимаются еще метров на 50—100. Тем не менее с Аккемской стороны образуется несколько глубоких каров, где сохраняются оледенелые скопления и может быть отмечен по крайней мере один ледник примерно в 4 км к северу от перевала.

Наклонное к Кочурле верхнее плато шириной в 1,5 км со щербом, травой и болотцами неожиданно резко обрывается на восток к солидному снежному скоплению, которое оказалось висяче-каровым ледником. В образовании глубокого кара, где залегает ледник, принимает участие вершина справа, придающая ему большую затененность. Верх ледника у самого края плато находится на высоте 2 800 м. Длина ледника около 0,7 км, ширина вверху 0,4—0,5 км и площадь около 0,2—0,3 кв. км. Ледник ориентирован на северо-восток и залегает в виде компактного языка с уклоном градусов в 25—30 и спокойной поверхностью. Высота конца, вероятно, около 2 400—2 450 м, а снеговая линия около 2 600 м. Ледник дает начало небольшому левому притоку Аккема; в верхней его долине ниже ледника имеется 3 небольших озера.

Существование этого ледника, низко расположенного, находится как бы в противоречии с общим довольно высоким положением снеговой линии в истоках Аккема, сравнительно слабым оледенением к северу от Белухи и малым количеством осадков, которое отмечает недалеко расположенная станция Кара-Тюрек. Надо считать, что залегание ледника связано с очень благоприятными местными орографическими условиями. Главным фактором, повидимому, является сдувание снега с верхнего плато над ледником и оседание его внутри кара.

Оценивая роль отрога в целом в системе оледенения Аккема, надо признать, что главное его значение заключается в создании основногоместилища главного Аккемского ледника, для которого он дает левый склон долины и некоторое дополнительное питание с левой стороны. Самостоятельная же роль оледенения отрога с его 8 небольшими



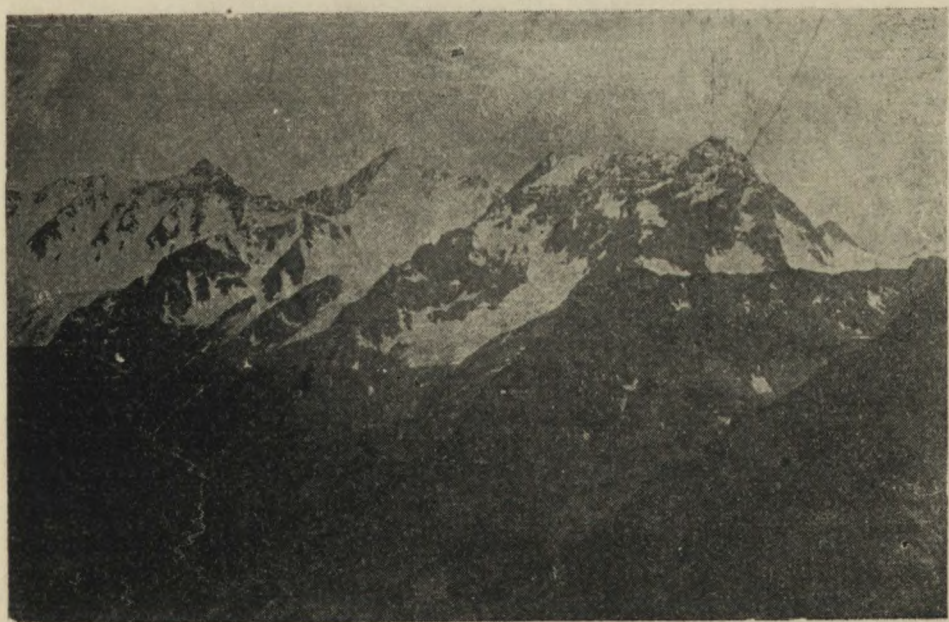
Большой ледник Иолдо-айры, верхнее поле.



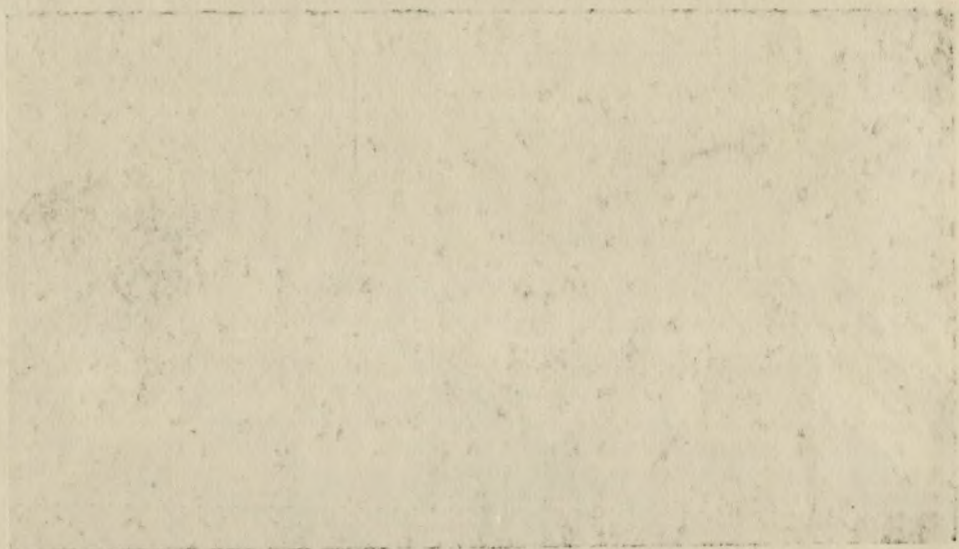
Истоки р. Кулагаша (прит. Кочурлы) с каровыми ледниками
и моренно-подпрудными озерами



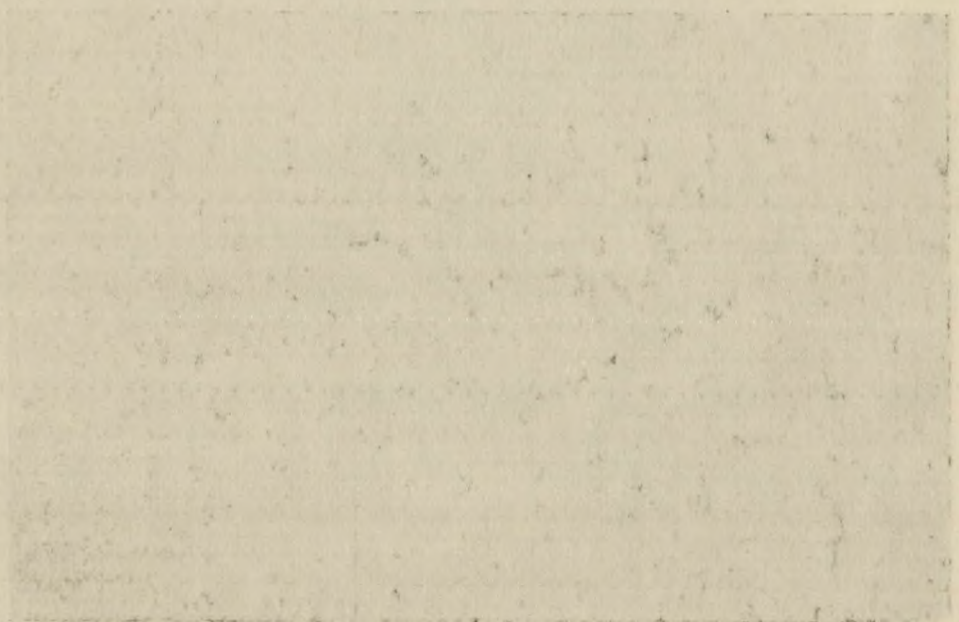
✓ Отрог Белухи между долинами Аккема и Кочурлы. На переднем плане—вершина в 3660 м с висячими ледниками: налево—в сторону Аккема, направо—в сторону Кочурлы.



Истоки Кони-айры с ледниками.



THE
 OF THE
 OF THE



THE
 OF THE

ледниками с общей площадью в 3 кв км невелика и лишь немного оно усиливает и поддерживает воды Аккема.

Оледенение западной, т. е. Кочурлинской, стороны отрога значительно интенсивнее как по причине более выгодного положения по отношению к влажным ветрам, так и вследствие большей расчлененности склонов, большего развития боковых ответвлений. Особенное значение имеет дополнительный Кочурлинский короткий отрог Белухи — от той же исходной вершины в 4 167 м к Кочурлинскому озеру. В отличие от восточного склона отрога, который принимает участие в формировании одного из больших ледников Белухи, именно Аккемского, здесь образуется самостоятельная область оледенения, усиленная северным склоном Кочурлинского отрога и отделенная им же от ледника Мюшту-айры.

Отрог этот в 3 км от вершины в 4 167 м имеет еще вершины высотой около 3 500—3 650 м, еще километра через 3—4 кончается выступом в 3 273 м, обращенным в долину Кочурлы и к верхнему концу озера. На юге, в своей части ближней к Белухе он дает небольшую систему из 2 ледников, связанную с большим ледником Мюшту-айры. На северном его склоне и западном склоне наиболее высокой части главного отрога возникает довольно значительная система ледников, принадлежащих, главным образом, верхнему правому притоку Кочурлинского озера. Система эта почти не исследована, только осмотрена издали. В формировании ее, повидимому, принимает участие и вершина в 4 167 м, оконечность западного крыла массива Белухи.

Главный ледник западного склона Аккем-Кочурлинского отрога соответствует на востоке левой стороне Аккемского ледника. Это долинный ледник примерно в 4 км длиной (или даже более), состоящий из 2 потоков. Левый начинается, повидимому, у той же вершины 4 167 м в углу между главным отрогом и Кочурлинской ветвью, имеет направление почти на север и длину до 3 км при ширине около 0,4 км. Расположение питающих его снежников остается не вполне ясным. Правый поток начинается снежником в 0,5—0,7 км шириной в сравнительно пониженном месте отрога, спускается круто также почти на север, через 1 км принимает справа еще фирновый поток с вершины в 3 555 м, и поворачивая на северо-запад, еще через 1 км сливается с левым потоком. После слияния потоков ледниковый язык продолжается в направлении на западо-северо-запад примерно 1 км, постепенно суживаясь от 0,6 до 0,3 км. Он разделен средней мореной на две неравные части, из которых левая значительно шире, конец ледника лежит на высоте примерно 2 600—2 700 м. В целом — это долинный ледник значительной крутизны, составленный из ряда крутых фирновых потоков не объединенных в общий бассейн, ледник, сохраняющий черты оледенения Белухи.

Описанный ледник дает главный исток правого верхнего притока Кочурлинского озера. На левом склоне долины этого притока есть круто падающий небольшой долинный ледник, направленный на северо-северо-запад, длиной до 1 км. Его сравнительно пологий язык собирается под стенообразными склонами вершины в 3 273 м Кочурлинского отрога, где довольно широко раскинуты полосы и навесы фирна. 2 питающих потока в более широких ложбинах — правый и левый — являются ос-

новными; третий, средний, имеет вид узкой крутой полосы. Общая площадь ледника, считая и склоны вершины, достигает, вероятно, 1 кв. км.

К правой стороне долины открывается большой кар между вершинами в 3 555—3 600 м. Ледник начинается главным образом у вершины в 3 555 м на северном и северо-западном склонах, занимает дно кара и дает язык в западном направлении. Длина ледника до 1,5 км, площадь порядка 0,7 кв. км.

Немного севернее, на западном склоне вершины в 3 660 м, на самом верху повисло довольно широкое (до 1 км) фирновое поле. Слева оно дает небольшие язычки, справа — язык более длинный, который загибается на юго-запад и выполаживается, так что получается смешанный тип ледника при длине до 2 км и площади около 1 кв. км. Ключ, вытекающий из этого ледника, впадает в Кочурлинское озеро отдельно в его нижней части.

Дальше по отрогу, т. е. севернее, ближе к перевалу, есть еще два малых висячих ледничка; один из них двойной, состоит из 2-х рядом повисших язычков. Расположены они очень высоко на открытом склоне под самыми вершинами, т. е. на высоте около 3 200—3 400 м.

Таким образом, всего на западных склонах Аккем-Кочурлинского отрога имеется 7 ледников с общей площадью в 6,2 кв. км, почти в 3 раза больше, чем на восточной стороне. При этом ледники здесь, также крутые на склонах, в большей степени спускаются в долины, а главный ледник представляет хорошо выраженный долинный тип. Непосредственных измерений высоты снеговой линии нет, но судя по положению ледников, они находятся высоко, может быть не ниже, чем на восточной стороне. Здесь еще раз встает вопрос о перевешивании снегов через хребет и оседании их в удобных формах заветренной, в данном случае восточной, стороны.

Это один из интересных уголков ледникового Алтая, связанный с Белухой. Смешанный характер оледенения, свойственный вообще периферии ледникового узла Белухи, здесь особо подчеркивается, благодаря сильной расчлененности рельефа с глубокой главной долиной, с вершинами более высокими, чем на главной линии хребта рядом с Белухой.

Благодаря этой системе ледников, ледниковый бассейн Кочурлы получает дополнительный ледниковый исток, принимающий участие в формировании реки Кочурлы, а раньше — в формировании древнего общего Кочурлинского ледника. Кочурла является, пожалуй, самой мощной рекой, стекающей с Белухи, но не благодаря основному истоку, а именно благодаря всей сумме истоков. Мощность же древнего ледника Кочурлы подчеркивается особенной грандиозностью моренных навалов в ее долине.

Среди многих гребней, входящих в систему Катунского хребта, этому отрогу между Аккемом и Кочурлой принадлежит, повидимому, наиболее заметная роль в создании меридионального барьера для приносимых с запада на высоком уровне влажных воздушных масс. С этим фактором в известной степени надо связывать интенсивность оледенения правой стороны верхней Кочурлинской долины.

На обоих склонах отрога имеется всего 13 ледников с общей площадью 9—12 кв. км, резко сосредоточенной в ближайшей к Белухе части отрога. Общий характер оледенения еще не типичен для западной

части Катунского хребта. Значительная заснеженность высоких склонов, сравнительно слабое развитие каров, при благоприятных условиях образование значительного долинного ледника — это скорее черты оледенения Белухи. Главный ледник может быть поставлен в ряд с ледниками Черным, Малым Берельским и Куркуре, составляющими внешнее кольцо в оледенении горного узла Белухи.

Главный хребет от Белухи до Кураганского перевала

От Белухи до Кураганского перевала, первого большого понижения на западе, — расстояние в 25 км по прямому направлению и около 30 км, если следовать основным изгибам линии хребта. Непосредственно к западу от Белухи хребет резко снижен метров на 600, т. е. до высоты 3 500—3 600 м, дальше к западу снижается еще больше и у перевала высота его не превосходит 3 000 м. Все же этот участок хребта выше, чем более западные, и понижений заметно ниже 3 000 м здесь нет, так что Кураганский перевал представляет первую от Белухи глубокую седловину, опущенную до 2 700 м и доступную для проезда верхом. Оледенение здесь весьма богато и интересно и питает ряд настоящих ледниковых рек, как Капчал, Кони-айры, Иолдо-айры. Северный склон хребта в особенности несет сплошной ряд ледников с перерывами лишь в виде узких гребней.

Первая часть хребта, тяготеющая непосредственно к Белухе, представлена оригинальной вершиной высотой около 3 500 м, плоско обрешанной вверху. Около нее и на боковом хребтике группируются левые боковые спутники ледника Мюшту-айры, ранее описанные и отнесенные к оледенению Белухи. Их всего 5 с общей площадью около 4 кв. км.

По другую сторону бокового хребтика располагаются истоки Кони-айры, второй (средней) составной части Кочурлы. Линия главного хребта, в эту сторону в общем вогнутая, имеет протяжение до 9 км. Боковой гребень со стороны Мюшту-айры (справа) и перегородка со стороны Иолдо-айры (слева) создают довольно замкнутое окружение бассейну истоков Кони-айры. Его общая площадь достигает около 20 кв. км, а протяжение высоких хребтов до 12 км. Главный максимально-углубленный трог своим верхом загибается на восток в угол между главным хребтом и правым гребнем.

Это большое ледниковое вместилище не может быть, как целое использовано современным оледенением. Ледники ушли на склоны на значительную высоту над дном старого трога и используют многочисленные частные вместилища карового типа. На линии главного хребта вершины чередуются с понижениями тонких гребней метров на 200—400. Из вершин выделяется одна острая, ближе к западной части истоков с высотой в 3 250 м и более массивная на крайнем востоке, наиболее высокая — около 3 500—3 600 м. Правый отрог имеет высоту около 3 000 м без резких повышений.

Первый главный ледник помещается в правом углу истоков, можно сказать в самом тылу долины, занимает целиком обширный кар (вероятно, сложный) с поперечником до 1 км, пополняется слева со склонов главной вершины и выдвигается языком в тыл трога. Кончается на высоте около 2 500 м на крутом уклоне, не доходя до дна главной до-

лины. Кроме концевой части и склонов, весь ледник пологий. На конце видны полосы средней морены, по крайней мере две. У подножья склонов прекрасно развиты краевые трещины. Размеры ледника: длина около 2,5 км, ширина в средней части 0,7 км, площадь до 2 кв. км; по типу приближается к долинному.

Второй значительный ледник, к западу от первого, занимает также целиком (но склоны частично обнажены) сложный кар, или вернее два кара, под тремя острыми вершинами. Из этих каров выдвигаются перпендикулярно друг к другу два потока и объединяются в широкий язык (около 0,6 км), который спускается на борт главной долины, не доходя до ее дна. Высота конца примерно такова же, как и у первого ледника. Длина по каждому потоку около 2,5 км, площадь около 2 кв. км, экспозиция на северо-восток.

Третий ледник, еще западнее, связан тоже с большим каром между двумя вершинами, тыловой гребень которого, повидимому, сильно разрушен. Основной снежник переместился на правую сторону, на северный склон упомянутой выше острой вершины с широким крутым невыработанным каром и заполняет его весь. На короткое время поток выполаживается, а затем спускается на борт главной долины двумя крутыми и узкими языками. Ледник меньше первых двух: длина до 2 км, площадь 1—1,5 кв. км, но надо оговориться, что тыл всей впадины не был виден. Кончается несколько выше первых двух — около 2 600 м. По типу ледник надо отнести к висячим.

Кроме этих главных ледников Кони-Айры, можно отметить еще 4 малых, висяче-карового типа, во второстепенных карах на склонах вершин. Наиболее значительный из них, длиной до 1 км, находится на отроге с правой стороны Кони-айры, где занимает северный склон кара.

В целом получается действительно почти сплошной ряд ледников, что подчеркивается образованием дополнительных малых ледников на склонах вершин между главными ледниками. Рельеф хребта, верхних его гребней и вершин, находится в полном соответствии с современным оледенением. Ряд каров нацело заполняется ледниками; свежесть каровых форм, их дальнейшее развитие непрерывно поддерживается; днища каров лежат, по крайней мере приблизительно, на высоте снеговой линии (около 2 750 м). В этой гармонии между оледенением, рельефом и климатическим режимом, отраженным в расположении снеговой линии — общее условие для существования здесь довольно интенсивного современного оледенения, при сравнительно небольших абсолютных высотах хребта.

Оледенение Кони-айры не ограничивается перечисленными ледниками: к западу от последней вершины в очень широкой впадине лежит сложный ледник, половина которого с площадью в 2 кв. км принадлежит Кони-айры, а другая половина — Иолдо-айры. Ледник этот удобнее рассмотреть вместе с ледниками Иолдо-айры, к которым он больше примыкает по своим характерным чертам.

Всего истокам Кони-айры принадлежит 9 ледников с общей площадью около 8 кв. км. По количеству воды Кони-айры приблизительно равна Мюшту-айры, а долину имеет даже более глубокую, чем последняя: к площадке, где сливаются истоки Кочурлы, Кони-айры подходит, пожалуй, более полого чем Мюшту-айры.

Дальше, к северо-западу от истоков Кони-айры, склон хребта занят ледниками Иолдо-айры, третьей равноправной составной части