

76
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ

РОСТОВСКАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ

В. Д. ПАНОВ

ЛЕДНИКИ
БАССЕЙНА р. ТЕРЕКА

350

Кавказский Государственный
ЗАПОВЕДНИК



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1971

14

Работа представляет первое подробное описание современного оледенения в бассейне р. Терека. Приводится описание орографии, рельефа, климата и гидрографии бассейна. Дается характеристика оледенения по отдельным притокам р. Терека и изменения отдельных ледников, происшедшие с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

В работе рассматриваются условия питания, таяния, а также движение и бюджет некоторых ледников бассейна по данным наблюдений. Большой раздел в монографии посвящен эволюции оледенения за последние сто лет.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов научных и проектных организаций, гидрологов, географов, гляциологов, а также аспирантов и студентов университетов, гидрометеорологических и педагогических институтов, занимающихся изучением и использованием водных ресурсов бассейна р. Терека.

ВВЕДЕНИЕ

Река Терек протекает по территории нескольких автономных республик Северного Кавказа и играет в их жизни огромную роль. Воды реки используются для водоснабжения, орошения и гидроэнергетики; наибольшие запасы гидроэлектроэнергии приурочены к верховьям бассейна. Потенциальные гидроэнергетические ресурсы р. Терека и притоков составляют 4,3 млн. квт средней годовой мощности.

Воды р. Терека и основных притоков ниже выхода из гор широко используются на орошение. Так, составляя в 1930 г. 122,9 тыс. га, уже к 1960 г. площадь орошаемых земель достигла 315,6 тыс. га, а к 1970 г. — 449,6 тыс. га. Для орошения построено несколько крупных оросительных систем, таких как Кабардино-Балкарская, Старо-Теречная, Надтеречная, Науро-Шелковская.

Основные притоки р. Терека начинаются высоко в горах из ледников, расположенных на северных склонах Главного и Бокового хребтов. Всего в бассейне насчитывается 797 ледников общей площадью 694,76 км², а общий объем льда в ледниках равен 65,3 км³. При среднем годовом стоке р. Терека в Каспийское море, равном 11,5 км³, на долю ледникового питания приходится около 15%, или 1,7 км³.

Настоящая работа является первым обобщением исследований, проведенных по программе Международного гидрологического десятилетия (МГД). Кроме того, в ней впервые сравнительно полно приводится характеристика современного оледенения бассейна по состоянию на 1965—1969 гг., причем использованы в основном результаты исследований автора. Широко использованы также результаты исследований, выполненных в период Второго полярного года (1932—1933 гг.) и Международного геофизического года (1958—1959 гг.). Большое внимание уделено изменению оледенения, происшедшему после составления первого каталога ледников К. И. Подозерским [154]. Однако в связи с тем что в работе Подозерского в некоторых случаях имеются неточности, нами привлечены картографические материалы съемки 1881—1890 гг. Это позволило уточнить сведения о ледниках по состоянию на 1881—1890 гг.

Монография является продолжением работы «Ледники в верховьях Кубани» [145], поэтому структура обеих работ почти одинаковая. В настоящую книгу добавлены новые разделы (мощность ледников, питание, температурный режим и др.), а другие — написаны более полно в связи с лучшей изученностью оледенения бассейна р. Терека. Таким образом, обе работы почти полностью освещают современное оледенение северного склона Большого Кавказа.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНА
р. ТЕРЕКА

ГЛАВА I. КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
БАСЕЙНА

Основные черты орографии и рельефа

Бассейн р. Терека расположен на северном склоне Большого Кавказа, который протянулся с северо-запада на юго-восток почти на 1500 км. Большой Кавказ многими исследователями делится на три различающиеся орографическим и геологическим строением части: Западный, Центральный и Восточный Кавказ. Границы между ними проходят по меридианам гор Эльбрус (5643 м) и Казбек (5048 м). Восточный Кавказ в свою очередь подразделяется на два участка — восточный, простирающийся между реками Терек и Самур, и юго-восточный — к востоку от р. Самур.

Бассейн р. Терека охватывает полностью Центральный Кавказ и западную часть восточного участка Восточного Кавказа. В бассейне р. Терека Большой Кавказ представляет собой систему хребтов, вытянутых примерно параллельно друг другу. Осевую часть составляют Главный и Боковой хребты. Последний четко прослеживается только в пределах Центрального Кавказа до меридиана р. Ардон. Далее на восток прослеживается только Главный хребет, называемый некоторыми исследователями Боковым. К северу от хребтов осевой зоны расположены передовые хребты: Скалистый, Пастбищный и Лесистый. К югу от осевой зоны, к востоку от бассейна р. Урух, находится Водораздельный хребет, который можно называть также и Южным Боковым хребтом (рис. 1). Между хребтами простираются обширные продольные депрессии, играющие большую роль в развитии оледенения, поскольку часто являются вместилищами огромных масс снега и льда.

К северу от хребтов Большого Кавказа находится полоса предгорных наклонных равнин — Кабардинская, Северо-Осетинская и Чеченская (Грозненская), которые охватывают в основном правобережье рек Терека и Малка. Левобережье р. Малка — это юго-восточная часть Ставропольской возвышенности, а р. Терека — южная часть Терско-Кумской низменности, которая в свою очередь является частью Прикаспийской. Между предгорными наклонными равнинами и Терско-Кумской низменностью протянулись два

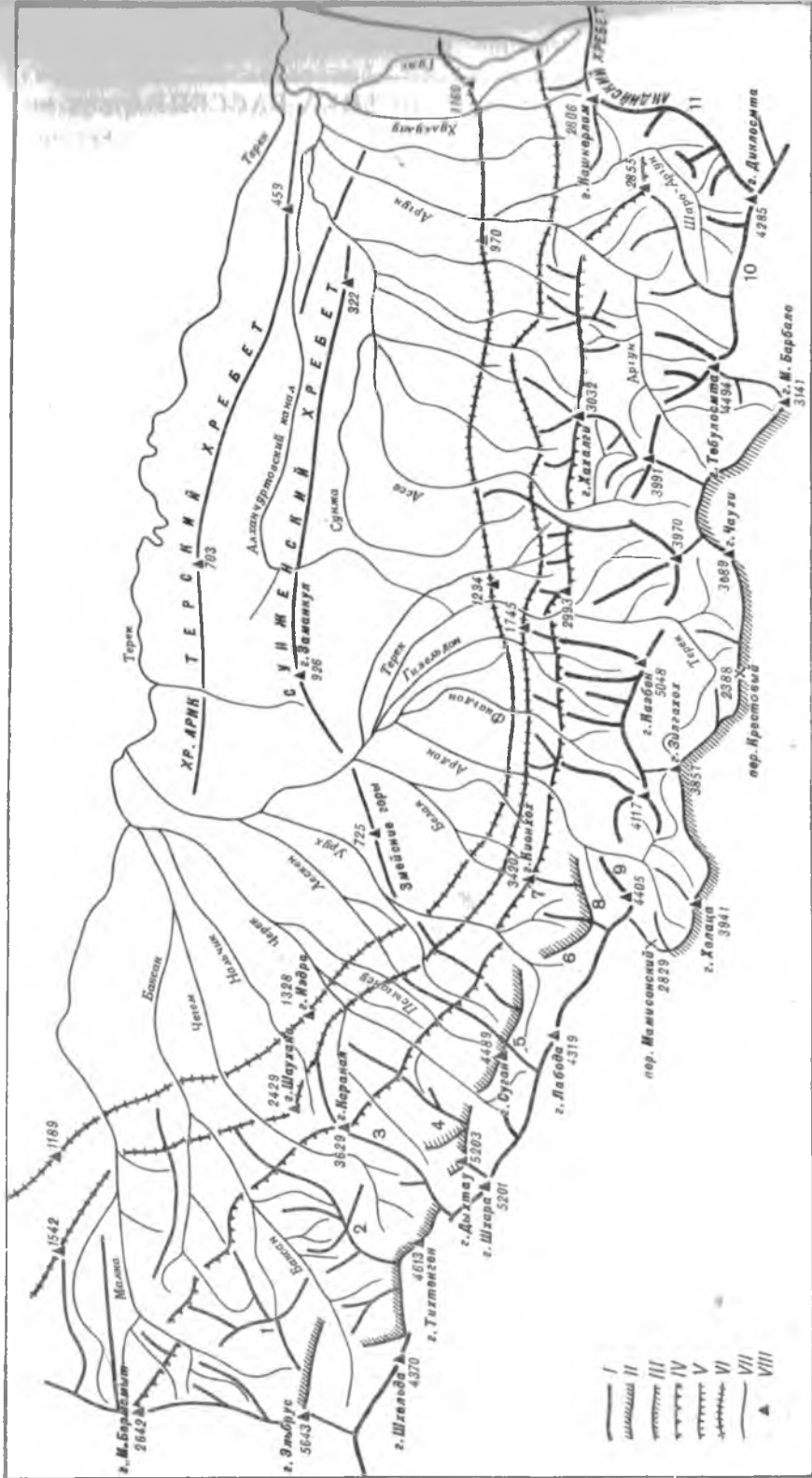


Рис. 1. Орографическая схема бассейна р. Терека.

I — Главный хребет, II — Боковой хребет, III — Водораздельный хребет, IV — Скалистый хребет, V — Пастбищный хребет, VI — Лесистый хребет, VII — отроги хребтов, VIII — вершины; хребты: I — Тырмаузский, 2 — Адэрский, 3 — Каргашилы-тау, 4 — Коштан-Крест, 5 — Суганский, 6 — Су-дэр, 7 — Кюнський, 8 — Цейський, 9 — Кальтер, 10 — Пирингительський, 11 — Снеговой.

хребта: Терский и Сунженский, разделенные Алханчуртской долиной.

Главный хребет. Прослеживается на всем протяжении бассейна р. Терека от вершины 3450 м, расположенной к югу от перевала Чипер-Азау (3292 м) на западе, до горы Диклосмта (4285 м) на востоке. Основными вершинами его являются: Накра (4277 м), Чатынтау (4633 м), Джангитау (5049 м), Шхара (5201 м), Айлама (4544 м), Гезе (4002 м), Адайхох (4405 м), Цмиакомхох (4117 м), Гимарайхох (4778 м), Казбек (5048 м), Шан (4452 м), Махисмагали (3991 м), Тебулосмта (4494 м), Качу (3942 м) и Диклосмта (4285 м).

Главный хребет к западу от бассейна р. Урух сложен породами, относящимися к докембрию и нижнему палеозою: гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, а к востоку — юрскими песчано-сланцевыми толщами и только в некоторых местах (Стыр-Дигора, Кассарское и Дарьяльское ущелье) высятся массивы гранитов, кристаллических сланцев и диабазов, которые являются выступами погруженного под более молодые осадочные толщи древнего кристаллического фундамента. В районах действия четвертичных вулканов (Эльбрус, Казбек, Лабода) прослеживаются изверженные вулканические породы из базальтов, андезитов и туфов.

В бассейне р. Терека Главный хребет не является единой горной цепью; притоками рек Терека и Ингури он разделен на шесть отдельных участков.

1. Баксанский — от вершины 3450 м на западе до горы Чатынтау на востоке. Средняя высота его составляет 3800 м. Высшей точкой является гора Донгузорунбаши (4470 м), а низшей — перевал Донгузорун (3180 м). Оледенение развито на всем протяжении хребта и представлено в основном каровыми и висячими ледниками. Реки, берущие начало от ледников, являются правыми притоками р. Баксан. К востоку от горы Чатынтау Главный хребет прорезан притоками р. Мульхра и поэтому водораздел рек Терека и Ингури проходит по Боковому хребту.

2. Черекско-Урухский имеет наибольшую длину — около 90 км и ограничен на западе горой Ляльвер (4327 м), а на востоке горой Кальпер (3803 м). Здесь берут начало притоки р. Терека — Урух и Ардон. Высшей точкой этого участка и всего Главного хребта является гора Шхара. Средняя высота всего участка равна 4100 м. Это наиболее мощный узел современного оледенения не только бассейна р. Терека, но и всего Кавказа. Ледники и фирновые поля протянулись сплошной полосой почти на 80 км. Всего на этом участке сосредоточено 118 ледников общей площадью 178,5 км², что составляет 25,7% площади и 14,8% числа всего оледенения бассейна р. Терека; здесь же находятся крупнейшие ледники Кавказа: Безенги, Дых-Су, Агаштан, Караугом, Цея (рис. 2).

3. Участок Главного хребта — от горы Цмиакомхох на западе до горы Казбек на востоке. На западе от предыдущего участка хребта он отделяется глубоким Кассарским ущельем, а восточной

границей служит Дарьяльское ущелье. Высшей точкой является гора Казбек. На север с хребта текут реки Фиагдон и Гизельдон, а на юг — притоки истоков рек Терека и Ардон. Средняя высота хребта 3900 м. Оледенение развито довольно значительно на северном и южном склонах хребта. Особенно мощным узлом современного оледенения является восточная часть хребта между горами Гимарайхох, Майлихох (4506 м), Казбек. Многие ледники начинаются с вершин этих гор, а концы языков спускаются в долины почти до 2200 м. В западной части оледенение развито менее значительно.



Рис. 2. Главный хребет. На переднем плане ледник Безенги.

4. Кистинско-Армхинский участок хребта короткий (около 20 км), ограничен с запада Дарьяльским ущельем, с востока — р. Асса. Средняя высота его равна 3850 м. Высшая точка — гора Шан (4452 м). На север и юго-запад с массива текут небольшие притоки р. Терека — Армхи, Кистинка, Джута, а на восток и юго-восток — левые притоки р. Асса. Современное оледенение развито незначительно, в основном на северном склоне, и представлено преимущественно каровыми ледниками. На южном склоне расположено всего четыре ледника.

5. Массив Махисмагали также короткий (около 15 км). Средняя его высота 3700 м при наибольшей — 3991 м (гора Махисмагали). На северо-запад и юго-запад с массива стекают притоки р. Асса, а на северо-восток и юго-восток — р. Чанты-Аргун. От соседних участков Главного хребта массив отделяется глубокими,

но сравнительно узкими долинами рек Асса и Чанты-Аргун. Современное оледенение развито весьма незначительно и представлено только каровыми ледниками.

6. Последний участок Главного хребта носит название Пирикительского. Протяженность его 50 км при средней высоте 3800 м. Высшей точкой является гора Тебулосмта (4494 м), со склонов которой начинается наибольший ледник Восточного Кавказа. С хребта берут начало правые притоки рек Чанты-Аргун и Шаро-Аргун. Оледенение более развито в истоках последней. Основными морфологическими типами ледников являются каровые.

Боковой хребет. Расположен севернее Главного и проходит от него на расстоянии 2 км в бассейне р. Черка Безенгийского до 15 км в бассейне р. Баксан. Он состоит из отдельных хребтов и массивов, разделенных глубоко врезанными долинами рек Баксан, Черек, Урух. Боковой хребет в бассейне р. Терка начинается вершиной Эльбруса на западе и оканчивается, вернее, сливается с Главным хребтом, в бассейне левого притока Терка — Ардон. Далее к востоку Боковой и Главный хребты представляют единый хребет, называемый многими исследователями Боковым на том основании, что он расположен к северу от Главного водораздела рек северного и южного склонов Кавказа. По нашему мнению, более правильно называть его Главным, поскольку хребет, называемый Главным водораздельным, в сущности представляет собой ни что иное, как продолжение хребтов Сванетского и Шода-Кедела, расположенных южнее Главного хребта в районе Центрального Кавказа. Хребет, находящийся южнее Главного к востоку от меридиана р. Ардон, мы называем Водораздельным, придерживаясь названия, данного Г. К. Беляевым [13] и другими исследователями.

Основанием для такой точки зрения является геологическая структура и ее отражение в современном рельефе западной и восточной частей бассейна. «Восточный Кавказ заметно отличается от Центрального. Палеозойский фундамент здесь нигде не обнажается; породы нижней юры достигают огромной мощности и слагают всю осевую зону складчатого сооружения, образуя два частных горстантиклинория Бокового хребта и Водораздельного хребта, разделенных узкой гребен-синклинальной Бежитинской депрессией. Первый составляет продолжение наиболее южного блока антиклинория Водораздельного хребта Центрального Кавказа (Главный хребет. — *П. В.*), второй, возможно, является продолжением Сванетского антиклинория» [86, с. 29].

В бассейне р. Терка, как сказано выше, Боковой хребет начинается массивом Эльбруса, сложенным изверженными породами, лежащими на гранитном основании. Наиболее возвышенная его часть имеет вид конуса с раздвоенной вершиной — западной и восточной. Наиболее высокая западная достигает 5643 м, восточная — 5595 м. Седловина между ними имеет высоту 5300 м. К северу от Эльбруса проходят хребты Ташлы-Сырт, Кызылкольский и Тырнаузский, являющиеся частью Бокового. Основные

вершины этих хребтов — Кизылкая (3633 м), Сурх (3084 м) и Каракая (2870 м). Между вершинами Сурх и Каракая хребет Ташлы-Сурт имеет глубокое понижение, через которое прорывается на север р. Малка.

На правобережье р. Баксан продолжением Бокового хребта являются хребты Курмычи и Адырский; их основные вершины — Курмычи (4050 м), Джайлыкбаши (4415 м), Адырсубаши (4342 м). По боковому хребту в восточной части бассейна р. Баксан и в бассейне р. Чегем проходит водораздел рек северного и южного склона Большого Кавказа. В связи с этим Центральная депрессия находится к югу от главного водораздела и является местами для крупнейшего ледникового узла южного склона Центрального Кавказа, где расположены ледники Лекзыр, Твибер и Цаннер.

В бассейне р. Чегем по сравнению с соседними бассейнами оледенение незначительное, а сам бассейн имеет очень простую конфигурацию.

Участок Бокового хребта между реками Чегем и Черек Безенгийский называется Каргашили-тау. Основные вершины его — Салынантау (4510 м) и Джорашты (4279 м). Хребет имеет пологий и длинный склон в сторону р. Чегем и короткий, крутой — в сторону р. Черек Безенгийского. На пологом склоне развито значительное оледенение, а на крутом имеется всего четыре небольших каровых ледника. В междуречье Черек Безенгийского и Черек Балкарского Боковой хребет имеет вид пологой дуги, обращенной выпуклостью на юг. От горы Коштантау на юг отходит короткий отрог. Северная часть дуги называется Коштанкрест. Наиболее высокой частью Бокового хребта в междуречье является южная, где высятся вершины Дыхтау (5203 м), Коштантау (5152 м), Мижирги (4928 м). Оледенение развито здесь весьма интенсивно. Размеры ледников самые различные, имеется несколько крупных, площадью 7—10 км² (Мижиргичиран, Уллаузна).

К востоку от р. Черек Балкарского Боковой хребет долиной р. Урух разделен на два: западный — Суганский (Богху) хребет и восточный — вначале хребет Соудор в (бассейне р. Урух), а потом Цейский (в бассейне р. Ардон). Суганский хребет имеет резко ассимметричное строение — пологий северный склон и крутой южный. На южном склоне хребта расположено несколько небольших карово-долинных и каровых ледников, от которых начинаются реки Карасу (бассейн р. Черек Балкарского), Харвес и Караугом (бассейн р. Урух). На северном склоне располагаются довольно крупные ледники, среди которых имеются долинные и карово-долинные. При этом оледенение более развито в западной части, на Суганском хребте, относящейся к бассейну р. Псыгансу, чем в восточной, относящейся к бассейну р. Хазныдон. Наиболее значительными вершинами Суганского хребта являются Гюльчи (4471 м), Суган (4489 м) и Нахашбита (4384 м). Хребты Соудор и Цейский — последние звенья Бокового хребта, который далее на восток исчезает и, начиная уже с правобережья р. Ардон, из

двух хребтов, составлявших осевую часть Большого Кавказа, остается один — Главный. Средняя высота хребтов около 4000 м. Высшей точкой является гора Сонгути (4360 м).

Боковой хребет, как и Главный, почти на всем протяжении сложен породами докембрия и палеозоя: кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами. В районе Эльбруса и в северной части Адырского хребта широко распространены молодые эффузивные породы (лавы и туфы). С Главным хребтом Боковой соединяется короткими отрогами, которые являются водоразделами или ледоразделами между верховьями соседних рек или ледников. Высота отрогов несколько ниже Главного и Бокового хребтов, но во многих случаях превышает 4000 м. В большинстве случаев отроги имеют тектонико-эрозионное происхождение.

Рельеф Главного и Бокового хребтов высокогорный или альпийский. Отличительной чертой такого рельефа является широкое распространение ледниковых форм: каров, цирков, трогов, карлингов, висячих боковых долин, наличие каровых и подпрудных моренных озер. Наиболее характерными формами альпийского рельефа являются цирки и кары. Большинство каров в пределах Центрального Кавказа занято ледниками; на Восточном Кавказе только некоторые кары заняты ими. На склонах Главного и Бокового хребтов нередко встречается по нескольку каров сразу, расположенных в несколько ярусов один над другим и представляющих собой каровые лестницы. Подобные каровые лестницы, обычно трехъярусные, встречаются во многих долинах притоков р. Терека: на левом склоне р. Адылсу, р. Кыртык (бассейн р. Баксан), на левом склоне долины р. Башиль-Аузусу (бассейн р. Чегем). Ледники имеются преимущественно только в верхних карах, а чаще во всех трех карах ледников нет. Очень редки случаи, когда ледники расположены во всех трех карах. Примером такой каровой лестницы является р. Джайлык (левый приток р. Башиль-Аузусу), все три кара которой заняты ледниками. В нижнем наиболее крупном каре расположен карово-долинный ледник Джайлык, в среднем — ледник № 4 и в верхнем — № 2.

На Главном и Боковом хребтах, в пределах Центрального Кавказа, широко распространены вершины, имеющие вид трех- или четырехгранной пирамиды. Это так называемые карлинги. Вершинами такого типа являются Гюльчи, Дыхтау, Тихтенген и многие другие (рис. 3).

На Восточном Кавказе в пределах бассейна р. Терека карлингов почти нет, что связано с легко разрушающимися породами, которыми сложен Главный хребет.

Долины основных притоков р. Терека, расположенные между Главным и Скалистым хребтами, тектонико-эрозионного происхождения. Так как их занимали ледники, они приобрели вид троговых долин с широким дном и несколькими хорошо выраженными плечами трогов. Наиболее характерны троговые долины в бассейне р. Терека в пределах Центрального Кавказа. На Восточном Кавказе они развиты слабо в связи с тем, что глинистые сланцы, сла-



Рис. 3. Боковой хребет. Гора Дыхтау.

гающие Главный хребет, не способствовали образованию и последующему сохранению трога, да и оледенение в прошлом здесь было незначительным. Верховья долин имеют вид простых или сложных цирков, на склонах которых в районе Центрального Кавказа часто имеются кары, занятые ледниками; на Восточном Кавказе ледники встречаются в верховьях только некоторых долин. Продольный профиль большинства долин носит ступенчатый характер, т. е. чередуются более или менее ровные участки и крутые уступы. Нередко в местах пересечения таких уступов на реках образуются водопады.

Склоны хребтов-отрогов прорезаны долинами притоков основных рек. Эти долины преимущественно висячие, открываются в главную долину не на уровне днища, а высоко над нею. Высота устьевых ступеней колеблется от 50 м до 500 м. Образование висячих долин связано с переуглублением долин главных рек древними ледниками. В тех случаях, когда древний ледник образовывался из двух примерно равных потоков, переуглубления одной долины по отношению к другой не наблюдалось (устья рек Баксан-Адылсу, Башиль-Аузусу, Гара-Аузусу, Безенги-Мижирги, Дыхсу-Карасу, Караугом-Харвес и т. д.). Особенно четкие устьевые ступени наблюдаются в устьях рек Адырсу (200 м), Джайлык (120 м), Кулак (150 м), Думала (100 м), Измылцысу (350 м) и др. Длины висячих долин различные и колеблются от 3—5 до 10—15 км (долина р. Адырсу — 13 км, р. Думала — 10 км). Все висячие долины в верховьях оканчиваются цирками, на склонах которых развиты кары. Многие цирки и кары заняты ледниками. Некоторые из них достигают довольно значительных размеров (ледники Уллуаузна, Измылцы, Адырсу). Большинство устьевых ступеней прорезано реками и имеет вид узких ущелий (Адырсу, Булунгу, Думала). В свою очередь многие висячие долины также переуглублены по отношению к своим притокам.

Некоторые кары, в которых в настоящее время нет ледников, заняты озерами овальной или округлой формы, имеющими размеры, редко превосходящие 1—1,2 км в поперечнике. Особенно много таких озер в западной части бассейна р. Терека (Гийбашкель в истоках р. Черека Балкарского, Кум в бассейне р. Чегем, Сылтрангель в бассейне р. Баксан и др). В восточной части бассейна озер почти нет, что связано с легкой разрушаемостью сланцев. Значительно реже распространены моренные озера. Они образуются в результате подпруживания рек моренными валами. Примером подобных озер в бассейне р. Терека являются два озера в истоках р. Донгузорун (бассейн р. Баксан) и на реках Кельбаша (бассейн р. Черека Безенгийского), Таниестба (бассейн р. Асса). Размеры этих озер небольшие, и ширина обычно не превышает 300—500 м; глубина также незначительная. Как только поток, вытекающий из озера, пропилит моренный вал, озеро перестает существовать, а на его месте остается ровная площадка, бывшее дно.

Водораздельный хребет. Расположен к югу от главного и прослеживается в бассейне р. Терека от горы Козыхох (3688 м) на западе до горы Малый Барбало (3141 м) на востоке. Он проходит от Главного хребта на расстоянии от 7 км (в районе горы Зилгахох) до 25 км (в районе перевала Крестовый). На всем протяжении хребет сложен юрскими аспидными сланцами, песчаниками, карбонатными и глинистыми сланцами, прорванными диабазовыми жилами.

Основные вершины Водораздельного хребта — Козыхох, Халаца (3938 м), Зилгахох (3857 м), Лазгцити (3877 м), Чаухи Северная (3842 м), Совуптано (3348 м), Таниэ (3491 м) и Малый Барбало. Участок хребта от горы Козыхох до перевала Гудамарский носит название Двалет-Мтиулетского. В отличие от ранее рассмотренных хребтов (Главного и Бокового) на всем протяжении он является непрерывным.

От горы Козыхох на север отходит короткий хребет-перемычка Кепета длиной около 71 км, соединяющий Водораздельный и Главный хребты. На этом хребте находится один из наиболее доступных перевалов, ведущих с северного склона Кавказа на южный — Мамисонский (2829 м). Другим, также весьма низким, перевалом является Крестовый (2388 м), через который проходит Военно-Грузинская дорога, соединяющая Северный Кавказ с Закавказьем. Перевал расположен в верховьях р. Байдары. «Его седловина в поперечном профиле представляет собой характерную корытообразную долину, свидетельствующую о перетекании льда через перевал. Об этом же свидетельствует наличие большого числа значительной величины эрратических валунов из лавы на перевале, особенно на склонах г. Крестовой» [101, с. 57].

Оледенение на Водораздельном хребте незначительное и представлено преимущественно небольшими каровыми ледниками (рис 4). Эти ледники все сосредоточены на следующих участках хребта: гора Козыхох — гора Нилхох (3556 м) (бассейн р. Ардон), гора Зилгахох — гора Лаготисар (истоки р. Терека) и гора Чаухи Западная — гора Чаухи Северная (бассейн р. Шави-Арагви). Восточнее на Водораздельном хребте в настоящее время ледников нет, хотя еще в 1881 г. в истоках р. Асса они встречались.

Депрессии. В бассейне р. Терека имеются три депрессии: Центральная, Северная и Южная, которые в рельефе довольно четко прослеживаются в виде глубоких продольных долин, котловин или плато. Центральная депрессия находится между Главным и Боковым хребтами. Сложена дислоцированными отложениями нижней и средней юры. Наиболее четко выражена к востоку от р. Черек Безенгийский, где носит название Штулу-Харесской. Ширина ее здесь достигает 10 км, а в бассейне р. Черек Безенгийский не превышает трех.

Далее на запад от р. Черек Центральная депрессия прослеживается на южном склоне Большого Кавказа, по долинам, занятым ледниками Цаннер и Китлод, и потом вновь в бассейне р. Терека протягивается по долинам рек Адылсу и Баксан [119]. На восток

от р. Урух Центральная депрессия сливается с Северной и далее в бассейнах рек Ардон и Сунжа прослеживается единая депрессия (котловины: Садоно-Унальская, Лацкая, Даргавская, Тменикаульская, Джераховская и Таргимская).

Северная депрессия находится между Боковым и Скалистым хребтами. Сложена глинистыми сланцами юры. В западной части бассейна депрессия достигает наибольшей ширины и носит название плато Бичесын. Ширина плато 21 км. Оно имеет слабый уклон с юга на север; абсолютные отметки 2350—2450 м. На восток от р. Баксан ширина Северной депрессии уменьшается и



Рис. 4. Каровый ледник на Водораздельном хребте. Ледник № 19 в бассейне р. Ардон.

в бассейнах рек Чегем, Черек и Урух не превышает 5—8 км. Наиболее характерными участками депрессии являются Чегемская, Безенгийская, Балкарская и Мацутинская котловины. В этих котловинах расположены самые высокогорные селения (Булунгу, Безенги, Верхняя Балкария, Дунта).

Южная депрессия располагается к югу от Главного хребта и геологически относится к южному склону. Однако в связи с тем, что к востоку от р. Урух главный водораздел проходит по одному из «южных» хребтов, депрессия прослеживается и в бассейне р. Терека. Сложена депрессия юрскими и нижнемеловыми отложениями. В бассейне р. Терека ее участками являются котловины Туалетская (Верхне-Ардонская), Верхне-Терская, Аргунская.

Передовые хребты. К северу от Бокового (до р. Ардон на во-

стоке) и Главного хребтов (восточнее р. Ардон) расположены передовые хребты, которые значительно ниже рассмотренных. Наиболее четко прослеживаются Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты. Слагаются они верхнеюрскими, меловыми и третичными породами. Зона передовых хребтов четко делится на две области: куэстовую и куэстово-складчатую, граница между которыми проходит по р. Ардон [226]. В куэстовой области передовые хребты ассиметричны: они круто обрываются к югу и полого спускаются к северу, имея вид слабонаклоненных плато с холмистой пересеченной местностью. Наиболее ассиметричны Скалистый и Пастбищный хребты.

Куэстово-складчатая область является продолжением области куэст на восток от р. Ардон как в орографическом, так и в геологическом отношении. Строение хребтов здесь более сложное, чем в предыдущей области: «... надвиги и складчатость настолько нарушают моноклиналиную структуру, что указанные хребты следует рассматривать не как структурные формы рельефа типа куэст, а как структурно-тектонические» [43, с. 192].

Скалистый, самый южный из передовых хребтов, представляет собой наиболее хорошо выраженную в рельефе куэстовую гряду. Находится он в 10—30 км от Бокового хребта. Северный склон пологий; гребень и верхняя обрывистая часть южного склона образованы мощными доломитизированными известняками верхней юры. Нижние более пологие части южного склона сложены глинистыми сланцами, песчаниками и сланцеватыми глинами средней юры. Основными вершинами Скалистого хребта являются: Малый Бермамыт (2642 м), Инал (2890 м), Каракая (3629 м), Соухаузская (3499 м), Мехтыген (3154 м), Кионхох (3420 м), Столовая (2993 м), Джарлам (3284 м), Хахалги (3032 м), Скалистая (3032 м), Дайхох (2853 м) и Кашкерлам (2806 м). Наибольших высот Скалистый хребет достигает в бассейне р. Черек, где находится гора Каракая. Высота хребта здесь над дном рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский достигает 1800—2000 м.

Притоки р. Терека (Малка, Баксан, Чегем, Черек, Урух и др.), прорезая Скалистый хребет, текут в глубоких каньонообразных ущельях и тем самым расчленяют его на ряд известняковых массивов или плато, пологонаклоненных к северо-востоку. Особенно грандиозные ущелья в Скалистом хребте прорезали себе реки Чегем, Черек Безенгийский, Черек Балкарский и Урух. Ущелья называются: Чегемское, Хуламское, Балкарское, Урухское. Глубина ущелий достигает 300—400 м, склоны часто отвесные.

Рельеф хребта сглаженный, платообразный, однако высшие точки носят высокогорный характер. Хребет сложен известняками, поэтому широко распространены карстовые формы рельефа: карры, воронки, пещеры, провалы; местами имеются реки, исчезающие с поверхности в трещинах известняков и появляющиеся вновь на некотором удалении из грота или пещеры в виде источника. Размеры карстовых воронок обычно незначительные (5—30 м), а глубина их колеблется в пределах 3—10 м. Провалы могут дости-

гать довольно значительных размеров; некоторые из них заняты озерами.

Одним из провальных озер является Церик-Кель, или Голубое, находящееся в бассейне р. Черек Балкарский на высоте 809 м у северного подножия Скалистого хребта. Размеры озера небольшие: наибольшая длина 235 м, а средняя ширина 120 м. Наиболее глубоководной (258 м) является его северо-восточная часть, представляющая собою колодец эллиптической формы с отвесными стенками. Озеро представляет мощный карстовый источник, котловина которого разработана восходящими, под напором по трещине, артезианскими водами. Берега озера крутые, обрывистые. В озеро не впадает ни одна река, а вытекает ручей с расходом 0,9 м³/сек. В районе оз. Церик-Кель находится еще четыре карстовых озера меньших размеров.

Современных ледников на Скалистом хребте нет; в четвертичный период они были, доказательством чему являются моренные нагромождения и пустые кары, особенно хорошо выраженные на участке хребта между реками Чегем и Ардон.

Севернее Скалистого хребта находятся Пастбищный и Лесистый хребты, составляющие предгорную полосу. Оба хребта часто называются «черными» горами, так как большей частью не поднимаются выше границы леса. Пастбищный хребет довольно четко прослеживается в бассейне р. Терека на всем протяжении от р. Малка на западе до р. Хулхулау на востоке. Основные вершины: Верхний Джинал (1542 м), Шаухана (2429 м), Фетхуз (1745 м), Известковая (1270 м), Мескендук (996 м). К востоку от р. Терека Пастбищный хребет представлен тремя небольшими параллельными хребтами: Корилам, Мордлам и Ушкорт, прослеживающимися до р. Гехи (правый приток р. Сунжа), Восточнее р. Гехи Пастбищный хребет носит название Пешхойские горы, которые на правом берегу р. Шаро-Аргун причленяются к Андийскому хребту. Последний окаймляет с северо-запада внутренний Дагестан. Высшей точкой этого хребта является гора Цоболго (2736 м). С хребта берет начало последний значительный приток р. Терека р. Хулхулау. Некоторые исследователи считают Андийский хребет частью Пастбищного [170].

Лесистый хребет ниже Пастбищного имеет мягкие округлые очертания, что типично для гор средней высоты. Высота его в среднем 800—900 м, однако отдельные вершины поднимаются выше 1000 м. Основные вершины его (с запада на восток): Издра (1328 м), Лысая (1037 м), Тарская (1224 м), Вердук (807 м), Чахтыр (970 м). Хребты Пастбищный и Лесистый сильно расчленены на отдельные массивы реками, стекающими не только с этих хребтов, но и со Скалистого.

К северу от хребтов Большого Кавказа находятся Кабардинская, Осетинская и Чеченская (Грозненская) наклонные равнины. Все они полого опускаются от подножия Большого Кавказа к северо-востоку, к северу или северо-западу. Сложены равнины в основном четвертичными флювиогляциальными валунно-галечнико-

выми и галечниковыми отложениями. Рельеф наклонных равнин слабоволнистый со значительной изрезанностью их поверхности долинами многочисленных рек. Долины рек всегда имеют хорошо разработанные террасы с четко выраженными уступами.

Границей Осетинской и Чеченской наклонных равнин на севере служит Терско-Сунженская возвышенность, которая состоит из двух невысоких хребтов: Терского и Сунженского, разделенных широкой Алханчуртовской долиной. Оба хребта и разделяющая их долина сложены преимущественно сланцеватыми, часто гипсоносными глинами, железистыми песчаниками, галечниками и конгломератами неогена. Наибольшие высоты хребтов наблюдаются в западной и центральной частях. Высшая точка Терского хребта — гора Балаш (703 м), а Сунженского — гора Заманкул (926 м). В западной части Сунженский хребет прорезан р. Тереком; продолжением хребта на левом берегу являются Змейские горы. На востоке он оканчивается в районе г. Грозного невысокими холмами (Промысловые высоты). Терский хребет проходит севернее Кабардино-Сунженского и оканчивается на западе и востоке невысокими холмами. Участок хребта западнее р. Курп, прорезающей его, носит название Арик. На востоке, как считают некоторые исследователи, орографическим продолжением хребта Терский являются хребты Брагунский (Корах) и Гудермесский (Качкалыковский), хотя они и представляют самостоятельные складки.

Между Терским и Сунженским хребтами расположена Алханчуртовская долина протяженностью около 70 км; ее ширина от одного до 10—12 км. На западе долина замыкается невысоким отрогом, соединяющим вышеназванные хребты, а на востоке она сливается с долиной р. Сунжа. По Алханчуртовской долине проходит канал, соединяющий реки Терек и Сунжа.

Левобережье бассейна р. Терека к востоку от устья р. Малка и дельту р. Терека занимает Терско-Кумская низменность, которая является юго-западной частью Прикаспийской низменности. Терско-Кумская низменность представляет собой равнину, в восточной части находящуюся ниже уровня океана и сложенную с поверхности песчано-глинистыми осадками древнекаспийских трансгрессий и аллювиальными наносами рек Терека, Сулака и Кумы.

Климатические условия

Бассейн р. Терека (по Б. П. Алисову) находится в умеренном климатическом поясе. Здесь в течение всего года преобладают воздушные массы умеренных широт. Верхняя часть бассейна (горная) относится к Горной климатической области Северного Кавказа, а средняя (предгорная) и нижняя (равнинная) части — к Атлантико-континентальной степной области. Каждая область разделяется на несколько подобластей (провинций), характеризующихся своими климатическими особенностями.

Климат нижней и средней частей бассейна характеризуется континентальностью, увеличивающейся с запада на восток, что хо-

рошо подчеркивается сменой степей Западного Предкавказья полупустынями Восточного Предкавказья. Средняя часть бассейна несколько отличается от нижней явлениями вертикальной поясности, а также тем, что здесь происходит задержка масс воздуха, стационарирование атмосферных фронтов и нередко их обострение.

В формировании климата верхней части бассейна большое значение принадлежит рельефу: система хребтов, большое число долин и котловин создают сложную местную циркуляцию. Климат здесь формируется при значительном воздействии режима свободной атмосферы, которое проявляется в общем понижении температуры воздуха, а также в изменениях с высотой количества облачности и осадков.

Влияние Каспийского моря на климатические особенности бассейна р. Терек невелико и проявляется только в том, что оно несколько защищает этот район зимой от воздействия холодного воздуха из Азии и несколько увеличивает количество осадков в восточной части бассейна.

Рассматриваемый район характеризуется теми же процессами атмосферной циркуляции, что и весь Северный Кавказ. В холодную часть года погодные условия определяются достаточно устойчивым положением западного отрога азиатского антициклона над восточной частью Северного Кавказа. Только в отдельных случаях в этот район происходят вторжения с запада. Континентальный воздух, приходящий на Северный Кавказ, обычно оказывается уже сравнительно прогретым и, имея малую мощность, не в состоянии перевалить через горные хребты высотой более 1500 м. В связи с этим он проникает только в нижние участки горных долин, не охватывая всей высокогорной области. В результате орографического поднятия воздуха в предгорьях (до 800—1000 м) образуются туманы, изморозь, гололед и преобладает пасмурная холодная погода. В это же время в районах Северной и Центральной депрессий наблюдается сухая и ясная погода.

В теплую часть года район находится под воздействием периферийных частей субтропических областей повышенного давления и тропического воздуха из Малой Азии. Циркуляция воздушных масс в это время ослаблена и погодные условия формируются за счет трансформации воздушных масс в медленно движущихся азорских и арктических антициклонах.

Система хребтов создает разнообразие климатических особенностей в различных частях бассейна (предгорьях, районах Северной и Центральной депрессий и т. д.). Хребты препятствуют продвижению на юг холодных воздушных масс с севера и усиливают выпадение осадков при вхождении на территорию теплых воздушных масс.

На климатические особенности высокогорной зоны бассейна, особенно в пределах Центрального Кавказа, где наиболее развито оледенение, по всей вероятности, оказывает влияние современное оледенение. Подтвердить это довольно сложно, поскольку метеорологических станций в высокогорной зоне очень мало. Но то, на-

пример, что температура воздуха в ледниковой зоне ниже, чем примерно на такой же высоте в зоне отсутствия ледников, можно видеть по данным табл. 6.

Радиационный режим. Основная роль в формировании климата принадлежит радиационному режиму, который характеризуется приходо-расходом солнечной радиации. Несмотря на сравнительно небольшую протяженность бассейна р. Терека по широте, здесь наблюдаются довольно большие различия в приходо-расходе солнечной радиации, что связано с особенностями рельефа бассейна. В высокогорной зоне поступление солнечной радиации на единицу площади весьма значительно зависит от рельефа и экспозиции склонов. Плогие склоны любой экспозиции получают больше солнечной радиации, чем крутые, а склоны южной экспозиции больше, чем северной (табл. 1).

Таблица 1

Суточные суммы радиации при безоблачном небе (кал/см²) в июне
(по О. А. Дроздову [81])

Склон	Крутизна склонов, град.			
	10	20	30	40
Северный	715	661	613	526
Южный	749	725	688	617
Юго-западный и юго-восточный	720	701	679	629

По наблюдениям А. П. Волошиной, на Эльбрусе «... на ледниковых языках, расположенных, как правило, в глубоких долинах, приход солнечного тепла на 10—15% меньше, чем на открытом склоне, причем различия связаны в основном не с изменением по высоте прозрачности атмосферы и облачности, а с уменьшением продолжительности солнечного сияния в течение дня из-за закрытости части небосвода» [137, с. 129].

В связи с большой прозрачностью атмосферы величины прямой, рассеянной и суммарной радиации в высокогорной зоне больше, чем на равнинной части бассейна особенно в зимние месяцы. Годовая величина суммарной радиации на равнине равна 111,6 ккал/см², а в высокогорной зоне 153,0 ккал/см² (табл. 2).

С увеличением высоты на каждые 100 м суммарная радиация в среднем увеличивается на 1,2—1,8 ккал/см². Величины альбедо в бассейне изменяются довольно значительно. В равнинных и предгорных районах в зимнее время оно равно 30—70%, а в летнее — 13—27%. В высокогорной зоне альбедо значительно больше: в зимнее время оно достигает 70—80% и только летом на короткий период понижается до 30—40%, находясь в основном в зависимости от характера подстилающей поверхности (табл. 3).

Величина радиационного баланса с высотой уменьшается, что связано со значительным увеличением эффективного излучения. На

Месячные и годовые суммы радиации (ккал/см²) и среднее альbedo (‰) (Казбегги, высокогорная, 3653 м)

Вид радиации	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Прямая	3,7	4,9	7,2	8,1	8,8	8,5	9,1	8,1	6,2	6,9	4,1	3,7	79,3
Рассеянная	3,1	4,3	6,8	8,7	11,3	9,6	8,4	6,4	5,4	3,8	3,3	2,6	73,7
Суммарная	6,8	9,2	14,0	16,8	20,1	18,1	17,5	14,5	11,6	10,7	7,4	6,3	153,0
Отраженная	4,5	6,0	9,7	11,8	13,3	10,2	4,9	3,5	5,5	6,4	4,8	4,0	84,7
Поглощенная	2,2	3,2	4,3	5,0	6,8	7,9	12,6	11,0	6,1	4,3	2,6	2,3	68,3
Радиационный баланс	-2,0	-2,3	-1,6	-0,7	2,8	2,8	2,2	2,5	-0,6	-1,5	-2,3	-3,0	-3,7
Альbedo	67	65	69	70	66	51	28	24	47	60	65	63	55

Таблица 3

Альbedo разных видов ледниковой поверхности в летний период (ледник Безенги, 1965)

Дата	Характеристика подстилающей поверхности	Альbedo, ‰
18/VII	Загрязненный тающий лед	18
20/VIII	То же	20
27/IX	Загрязненный замерзший лед	24
24/IX	Загрязненный замерзший снег	40
23/IX	То же	53
20/IX	Свежевыпавший и замерзший снег	56
17/IX	Свежевыпавший влажный снег	73

высотах около 4000 м радиационный баланс в течение семи месяцев отрицателен (см. табл. 2). Вертикальный градиент радиационного баланса составляет 1 ккал/см²·год на 100 м.

Особенности циркуляции атмосферы, радиационного режима и орографии определяют распределение и ход основных метеорологических элементов в бассейне р. Терека как в пространстве, так и во времени. Ниже рассмотрен ход отдельных метеорологических элементов¹ и влияние их на современное оледенение.

Температура воздуха. Сложный рельеф, значительные колебания высот в сочетании с сезонными особенностями циркуляции

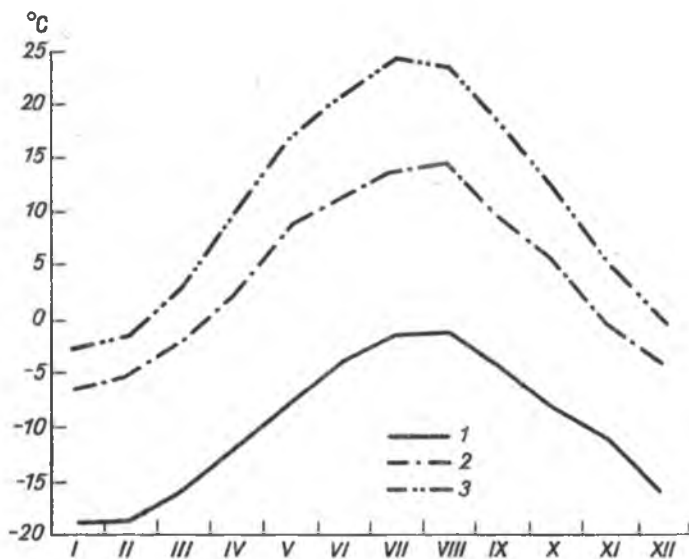


Рис. 5. Годовой ход средней месячной температуры воздуха.

1 — Эльбрус, 2 — Усенги, 3 — Червленая.

атмосферы создают большое разнообразие в температурном режиме бассейна. Особенностью температурного режима бассейна являются в холодный период года более низкие, а в теплый — более высокие температуры воздуха по сравнению с бассейном р. Кубани, что хорошо видно при сопоставлении высот изотерм (табл. 4). Это связано с тем, что бассейн р. Терека в холодный период года находится под преимущественным воздействием западного отрога азиатского антициклона, а в теплый — непосредственно прилежит к очагу летней трансформации, Прикаспийской полупустыне.

Средние годовые температуры воздуха в бассейне с высотой понижаются (рис. 5), оставаясь положительными до высоты 2200—

¹ Сведения о ходе метеорологических элементов по метеорологическим станциям и постам взяты из Справочника по климату СССР, вып. 13—15, ч. 1—5, 1966—1970.

Средние высоты изотерм на северном склоне Большого Кавказа (м)

Изотермы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Бассейн р. Терек													
12					1050	1600	2000	2100	1300	500			100
10				550	1800	2300	2800	2800	2100	1150			700
8				1050	2150	2650	3150	3150	2100	1800			1350
6				1500	2550	3000	3500	3500	2850	2100			1800
4				1900	2900	3350	3850	3850	2850	2450			2200
2				2300	3200	3700	4200	4200	3550	2850	1300		2600
0			1500	2700	3550	4050	4550	4550	3900	3200	1700		3000
-2		1500	2300	3100	3900	4400	4900	4900	4250	3550	2200		3400
-4	1400	2350	3150	3900	4550	5100	5600	5600	4950	4250	3450	1850	4200
-8	2200											2700	
Бассейн р. Кубани													
12					900	1450	1950	1900	1050	600			250
10				650	1650	2200	2350	2300	1450	1100			700
8				1100	2000	2600	2750	2700	1850	1600			1200
6				1500	2400	3000	3150	3100	2250	1950			1650
4				1900	2800	3400	3550	3500	2650	2350	600		2100
2			900	1900	3200	3800	3950	3900	3050	2750	1250		2500
0			1400	2500	3600	4200	4350	4300	3450	3150	1700	450	2800
-2		900	1850	2650	4000	4600	4750	4700	3850	3550	2150	1050	3200
-4	1200	1400	2300	3050	4000	4600	5150	5100	4250	3550	2600	1600	4000
-8	2100			3850	4800	5400	5950	5900	5050	4350	3500	2500	

Таблица 5

Средняя месячная и годовая температура воздуха (град.)

Станция	Высота над уровнем моря, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Эльбрус	4250	-19,1	-18,7	-16,0	-11,7	-7,7	-4,1	-1,4	-1,3	-4,9	-8,5	-12,4	-16,5	-10,2
Казбеги, высокогорная	3656	-15,0	-15,3	-12,2	-8,0	-3,5	-0,3	3,0	3,4	0,0	-4,1	-8,6	-12,3	-6,1
Терскол, пик	3050	-12,9	-12,0	-9,9	-4,5	0,3	3,7	7,4	6,8	3,5	-1,4	-5,9	-9,6	-2,9
Сулак, высокогорная	2923	-9,9	-9,7	-7,2	-2,6	2,2	5,2	8,5	8,9	5,3	1,4	-4,0	-7,2	-0,8
Мамисонский перевал	2800	-12,0	-12,2	-8,9	-4,1	0,6	3,8	7,3	7,6	4,0	-0,5	-5,3	-9,1	-2,4
Крестовый перевал	2380	-11,4	-10,8	-7,2	-1,6	3,8	7,8	10,5	10,6	6,8	2,1	-4,6	-8,7	-0,2
Коби	1987	-8,0	-6,6	-2,9	2,7	8,1	11,6	13,8	13,9	9,8	5,2	-0,5	-5,4	3,5
Цей	1910	-6,5	-5,6	-2,7	2,6	8,3	10,8	13,2	13,0	8,7	4,0	-2,1	-5,5	3,2
Усengi	1858	-6,4	-5,2	-2,2	3,1	8,5	11,6	14,0	14,4	9,5	5,2	-0,5	-4,2	4,0
Нижний Заромат	1730	-6,3	-5,1	-1,7	3,6	8,9	11,6	14,3	14,0	9,9	6,1	0,4	-4,3	4,3
Армхи	1206	-3,6	-2,5	1,3	7,2	12,0	15,0	17,7	17,4	13,0	8,5	2,6	-1,6	7,2
Орджоникидзе	668	-5,0	-3,9	1,3	8,4	13,8	17,4	19,7	19,4	14,6	9,0	2,2	-2,4	7,9
Нальчик	441	-4,8	-3,4	1,3	8,7	15,1	19,1	21,8	21,2	15,8	9,9	2,9	-2,3	8,8
Грозный	126	-3,5	-2,0	3,0	9,9	16,8	21,0	23,7	23,2	17,8	11,4	4,4	-0,6	10,4
Шелковская	15	-2,7	-1,6	3,1	9,7	16,8	21,2	24,2	23,5	18,0	11,9	5,2	-0,1	10,8

2300 м (зона окончания языков сложных долинных ледников). Выше средние годовые температуры воздуха отрицательны и на высоте 4250 м достигают величины $-10,2^{\circ}\text{C}$. В отдельные месяцы положительные температуры воздуха наблюдаются до высоты около 4000 м, выше оставаясь в течение всего года отрицательными (табл. 5). За холодный период (ноябрь—апрель) средняя температура воздуха во всей высокогорной зоне отрицательна и лишь в предгорной зоне положительна. Средняя температура воздуха теплого периода (май—октябрь) положительна до высоты около 3500 м, а выше — отрицательна.

Непосредственно в ледниковой зоне средние месячные температуры воздуха ниже, чем на тех же высотах в зоне отсутствия ледников. Это обуславливается различием подстилающих поверхностей и влиянием ледников на температуру воздуха (табл. 6).

Таблица 6

Средние месячные температуры воздуха в зависимости от подстилающей поверхности

Пункт наблюдений	Подстилающая поверхность	Высота над уровнем моря, м	Температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$		
			VII	VIII	IX
1965 г.					
Ледник Безенги	лед	2620	4,6	6,0	2,6
МС Бермамыт	почва	2580	8,8	9,4	5,7
МС Мамисонский перевал	„	2800	7,7	8,6	3,9
1966 г.					
Ледник Безенги	лед	2620	5,7	5,0	2,4
МС Бермамыт	почва	2580	10,4	9,5	5,4
МС Мамисонский перевал	„	2800	9,4	8,7	3,6

Изменение температуры воздуха с высотой характеризуется вертикальным градиентом температуры. Известно, что убывание температуры воздуха с высотой составляет $0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м. Однако фактически наблюдающиеся градиенты температуры существенно отличаются от общепринятого и в бассейне р. Терек в течение года изменяются в широких пределах (табл. 7).

Вертикальные градиенты температуры воздуха в холодный период года небольшие, но по высотным зонам изменяются в довольно широких пределах. При этом на высотах более 1500 м вертикальный градиент почти одинаков в течение всего периода, а на высотах от 500 до 1000 м он в отдельные месяцы холодного периода может принимать отрицательные значения. В эти месяцы в некоторые годы до высоты 2000—3000 м могут наблюдаться ин-

Вертикальные градиенты средней месячной температуры воздуха
(сотые доли градуса) по Н. С. Темниковой [182]

Высота слоя, км	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0,5—1,0	-20	-10	05	40	50	55	65	55	45	30	10	00	35
1,0—1,5	10	15	25	45	50	55	55	50	50	30	25	15	35
1,5—2,0	40	40	35	50	55	55	55	50	50	45	40	45	50
2,0—3,0	45	45	45	50	55	55	55	55	55	55	50	45	50
3,0—4,0	45	45	45	50	60	55	55	55	55	55	50	45	50

версии. В связи с этим на станциях, расположенных в зоне инверсии, отмечаются повышенные средние температуры воздуха за холодный период. Так, например, в районе метеостанции Армхи (1206 м) средняя температура воздуха за холодный период на $0,5^{\circ}\text{C}$ выше, чем в районе метеостанции Орджоникидзе (661 м). В теплый период года вертикальные градиенты температуры воздуха более высокие по сравнению с холодным, но почти одинаковы во всех высотных зонах и в среднем равны $0,45\text{—}0,55^{\circ}\text{C}$.

Приведенные в табл. 7 вертикальные градиенты средней месячной температуры воздуха в основном характерны для приледниковой зоны или долин, в которых оледенение развито незначительно. В ледниковой зоне градиенты обычно значительно выше, чем в приледниковой. Так, если в 1965 г. в приледниковой зоне (Нальчик — конец ледника Безенги) градиент температуры воздуха оказался равным $0,59^{\circ}\text{C}$, то в ледниковой зоне (конец ледника Безенги — ледник Безенги) — $0,92^{\circ}\text{C}$. Еще более значительное различие в градиентах этих зон наблюдалось в 1966 г. (табл. 8).

Продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха в бассейне зависит от высоты места над уровнем моря

Таблица 8

Вертикальные градиенты средней месячной температуры воздуха
(сотые доли градуса) в приледниковой и ледниковой зонах

Пункт наблюдений	1965 г.				1966 г.			
	VII	VIII	IX	средний за VII— IX	VII	VIII	IX	средний за VII— IX
Нальчик — конец ледника Безенги (441—2030 м)	67	58	53	59	67	66	53	62
Конец ледника Безенги — ледник Безенги (2030—2620 м)	105	83	85	92	122	117	82	107
Нальчик — ледник Безенги (441—2620 м)	78	65	62	68	82	80	61	74

и изменяется от 31 дня на высоте 500 м до 340 дней на высоте 4250 м (табл. 9).

Таблица 9

Продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха

Высота над уровнем моря, м	Период с отрицательными температурами	Продолжительность, дни	Высота над уровнем моря, м	Период с отрицательными температурами	Продолжительность, дни
500	1/1—1/II	31	3000	18/X—11/V	205
1000	15/XII—20/II	67	3500	28/IX—1/VI	246
1500	1/XII—12/III	101	4000	4/IX—25/VI	294
2000	15/XI—1/IV	137	4250	14/VIII—20/VII	340
2500	2/XI—21/IV	170			

Сумма положительных температур воздуха уменьшается от 4100°С на высоте 50 м до 1800°С на высоте 2000 м и 700°С на высоте 3000 м. На высоте около 3800 м сумма положительных температур почти равняется нулю.

Атмосферные осадки. Распределение осадков в бассейне р. Терска очень сложное и определяется взаимодействием циркуляции атмосферы и рельефа. В настоящее время можно лишь приблизительно характеризовать распределение осадков, поскольку в бассейне очень мало горных (в зоне 1000—2000 м) и особенно высокогорных станций (табл. 10).

Характерным в распределении осадков в бассейне является: максимальное их количество в теплый период, общее увеличение осадков с высотой и уменьшение их количества с запада на восток. Максимум осадков в теплый период года определяется в основном активизацией холодных фронтов атлантических циклонов. Осадки чаще выпадают при западных, юго-западных и северо-западных потоках. В холодный период года бассейн находится под преимущественным влиянием континентальных умеренных и арктических воздушных масс, влагосодержание которых значительно меньше атлантических.

Увеличение суммы осадков происходит примерно до высоты 3000 м (рис. 6). Последующее уменьшение количества осадков с высотой определяется тем, что «...уровень конденсации находится ниже 3000 м и, следовательно, осадки здесь выпадают лишь при мощной вертикальной конвекции» [182, с. 248].

В связи с тем что в бассейне четко прослеживаются передовые хребты (Лесистый, Пастбищный и Скалистый), на общем фоне увеличения осадков с высотой наблюдается зона с пониженным количеством осадков, расположенная между Скалистым и Боковым хребтами на западе и между Скалистым и Главным хребтами на востоке бассейна. Зона пониженного количества осадков про-

Таблица 10

Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)

Станция	Высота над уровнем моря, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период (XI—III)	Теплый период (IV—X)	Год
		Эльбрус	44	32	67	46	88	52	120	113	66	74	58			
Казбеги, высокогорная	3656	63	71	95	147	183	165	169	121	99	83	58	370	1034	1404	
Терскол, пик	3050	69	85	67	94	81	85	80	91	68	65	66	352	578	930	
Сулак, высокогорная	2923	34	41	67	128	158	169	135	110	96	77	49	219	873	1092	
Мамисонский перевал	2800	73	76	81	82	110	109	86	85	77	65	59	65	614	968	
Крестовый перевал	2380	81	104	119	147	198	177	143	122	110	108	92	498	1005	1503	
Коби	1987	39	54	78	101	139	135	122	98	91	77	59	47	277	763	1040
Цей	1910	20	54	50	122	107	136	107	96	101	45	49	22	195	714	909
Усени	1858	27	29	43	62	73	57	68	62	74	60	46	32	177	456	633
Казбеги, нижняя	1747	22	28	43	73	105	99	87	85	68	51	33	24	150	568	718
Нижний Заромаг	1730	31	32	39	59	86	77	68	60	63	53	40	33	175	466	641
Уял	900	12	11	14	28	56	63	61	44	43	22	12	9	58	317	375
Орджоникидзе	668	22	24	37	69	129	154	115	85	75	46	34	24	141	673	814
Нальчик	441	16	19	31	51	100	101	76	60	52	41	29	21	116	481	597
Грозный	126	18	16	25	32	53	70	57	49	41	33	28	20	107	335	442
Шелковская	15	16	16	22	28	47	62	50	43	35	27	23	19	96	292	388

тягивается полосой через весь бассейн р. Терека. По мере выхода из орографической тени Скалистого хребта количество осадков вновь начинает увеличиваться, достигая максимальных значений на высотах около 3000 м.

Как видно из табл. 10, годовые суммы осадков на высотах 500—900 м составляют от 400 до 800 мм, на высотах 900—1700 м (зона «дождевой тени») от 375 до 650 мм, на высотах 2000—3000 м от 800 до 1200 мм и на высотах более 3000 м от 1400 до 825 мм. В теплый период выпадает осадков в 2—5 раз больше, чем в холодный, при этом наибольшая разница в осадках теплого

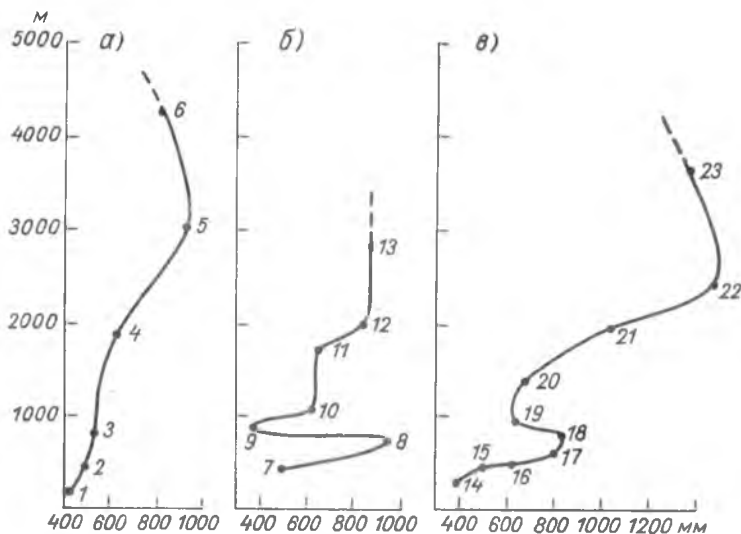


Рис. 6. Изменение с высотой годового количества осадков.

а — бассейн р. Баксан: 1 — Прохладная, 2 — Баксан, 3 — Гунделен, 4 — Усеңги, 5 — Терскол (пик), 6 — Эльбрус; б — бассейн р. Ардон: 7 — Заманкул, 8 — Тамиск, 9 — Унал, 10 — Бурон, 11 — Нижний Зарамаг, 12 — Калак, 13 — Мамисонский перевал; в — верховья Терека: 14 — Эльхотово, 15 — Заманкул, 16 — Беслан, 17 — Орджоникидзе, 18 — Балта, 19 — Ларси, 20 — Гулетн, 21 — Коби, 22 — Крестовый перевал, 23 — Казбеги, высокогорная.

и холодного периодов наблюдается в предгорьях и в зоне «дождевой тени».

Число дней с твердыми осадками за год увеличивается с высотой, в то время как с жидкими уменьшается (рис. 7), и уже на высотах более 2500 м твердые осадки выпадают во все месяцы. Максимум числа дней с твердыми осадками во всем бассейне приходится на январь (см. табл. 118).

Снежный покров. Е. Е. Гуртовая, Г. К. Сулаквелидзе и А. В. Яшина [50] по условиям залегания выделяют на Большом Кавказе зоны постоянного, переменного и неустойчивого снежного покрова. Такой характер залегания снежного покрова в основном определяется большим диапазоном высот местности. Все три зоны четко прослеживаются в бассейне р. Терека.

Большая часть бассейна (равнинная и предгорная) относится к зоне неустойчивого снежного покрова. К этой же зоне следует относить и котловины, расположенные за Скалистым хребтом. Характерным для нее является незначительная продолжительность залегания устойчивого снежного покрова; в отдельные зимы устойчивого снежного покрова вообще может не быть. Продолжительность залегания снежного покрова составляет 50—70 дней (табл. 11).

Зона переменного снежного покрова занимает часть бассейна с высот около 1000 м, заканчиваясь снеговой линией. Продолжи-

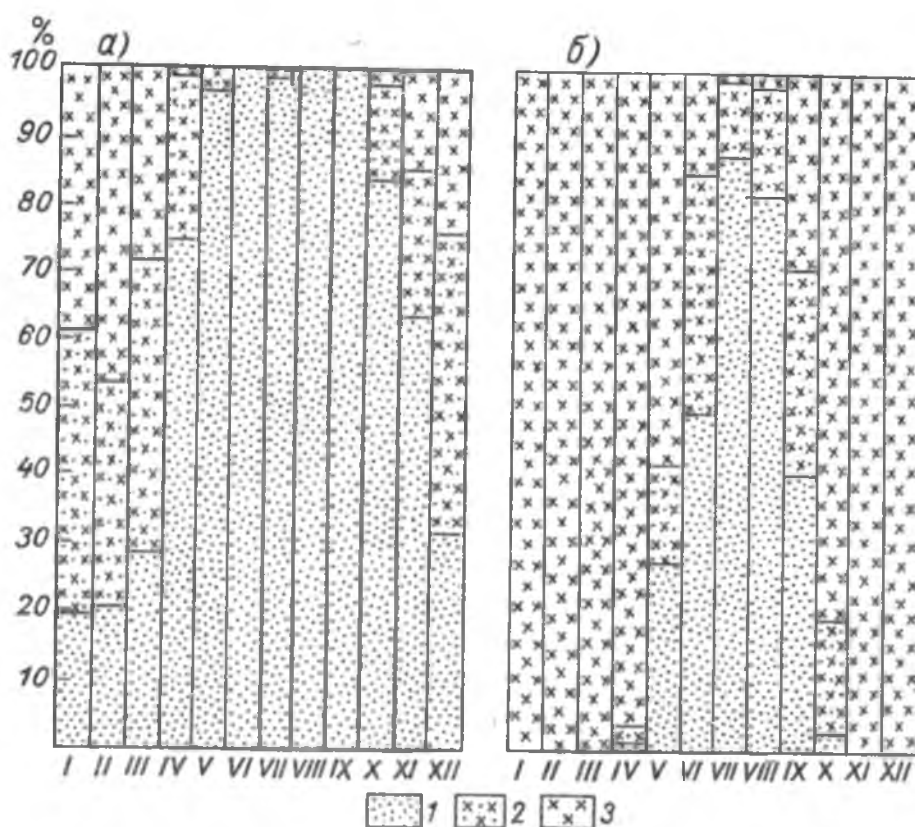


Рис. 7. Годовой ход количества жидких (1), смешанных (2) и твердых (3) осадков.

а — Грозный, б — Сулак, высокогорная.

тельность залегания устойчивого снежного покрова достигает 180—230 дней; бесснежных зим не бывает. Высота снежного покрова в рассматриваемой зоне самая различная и зависит от абсолютной высоты места, экспозиции склона и растительности.

Наибольший интерес представляет зона постоянного снежного покрова, в которой находятся ледники. Снег, накопившийся в этой зоне за холодную часть года, полностью не стает за теплую. Оставшийся снег постепенно превращается в фирн, а затем в лед, т. е. идет на питание ледников. Высота снежного покрова здесь достигает 3—6 м (в понижениях нередко 10—15 м) и в значительной степени зависит от форм рельефа и направления ветров.

Средняя дата появления снежного покрова в бассейне близка к осенней дате перехода температуры воздуха через нуль и опре-

Продолжительность залегания и средняя из наибольших декадных высот снежного покрова

Станция	Число дней со снежным покровом	Высота снежного покрова, см	Средняя дата появления снежного покрова	Средняя дата образования устойчивого снежного покрова	Средняя дата разрушения устойчивого снежного покрова	Средняя дата схода снежного покрова
Казбеги, высокогорная	288	90	12/VIII	10/X	3/VII	14/VII
Сулак, высокогорная	187	69	23/IX	18/XI	22/IV	6/VI
Мамисонский перевал	—	73	—	—	—	—
Крестовый перевал	—	225	—	—	—	—
Нижний Заромаг	102	44	2/XI	14/XII	30/III	16/IV
Орджоникидзе	76	12	14/XI	20/XII	1/III	1/IV
Нальчик	70	10	22/XI	23/XII	3/III	28/III
Грозный	56	8	1/XII	23/XII	18/II	15/III
Шелковская	50	16	3/XII	23/XII	16/II	14/III
Советское	57	12	18/XI	●	●	29/III
Каменноостское	52	10	18/XI	●	●	23/III

Примечание. Точка (●) означает, что устойчивый снежный покров отсутствовал более чем в 50% зим.

деляется высотой местности. Однако в связи с увеличением доли твердых осадков с высотой в высокогорной зоне средняя дата появления снежного покрова наблюдается раньше перехода температуры через нуль и тем больше между ними разница, чем больше абсолютная высота местности [109]. В высокогорной зоне с высоты 2000 м снежный покров бывает устойчивым уже с половины ноября. На высотах более 300 м устойчивый снежный покров образуется в первой половине сентября (табл. 11). В котловинах, заключенных между Скалистым и Боковым (селения Булунгу, Безенги, Верхняя Балкария, Махческ, Садон), Главным и Боковым (селения Стыр-Дигора, Дзинага), Скалистым и Главным хребтами (селения Даргавс, Чми, Армхи, Хайрак), устойчивый снежный покров образуется значительно позже, чем на высотах 2000 м (высота котловин 1200—1700 м над ур. м.), т. е. в середине декабря. Во многие зимы устойчивый снежный покров в этих котловинах не образуется. По нашим наблюдениям, в котловинах, расположенных в бассейнах рек Чегем и Черек Безенгийский, в 1963—1970 гг. устойчивый снежный покров не был отмечен.

Устойчивый снежный покров на поверхности ледников образуется на 20—30 дней раньше, чем на окружающих склонах или в долинах, в которых нет ледников, сход снежного покрова с поверхности ледников происходит с запаздыванием на 15—20 дней.

Средняя дата схода снежного покрова близка к весенней дате перехода средней суточной температуры воздуха через нуль. На высотах 2000—3000 м снежный покров сходит в середине апреля, но в отдельные годы — во второй или третьей декаде мая. На высотах более 3000 м снежный покров сходит в начале июня, а иногда остается лежать весь год (например, в районе метеостанции Казбеги, высокогорная в 1937 г.).

Продолжительность залегания снежного покрова в бассейне р. Терека весьма различная и колеблется от 50 до 350 дней. В основном она определяется абсолютными высотами местности. Толщина снежного покрова в бассейне возрастает с увеличением абсолютных высот, изменяясь при этом от 8—20 см на высотах 50—100 м до 350—450 см на высотах 3500—4500 м (см. табл. 119). Плотность снега определяется преимущественно толщиной снежного покрова: чем больше толщина, тем больше плотность снега. Так, по данным снегомерной съемки, произведенной в марте 1965 г. УГМС ГрузССР, плотность снега изменялась от 0,20 г/см³ при толщине снега 57 см до 0,29 г/см³ при толщине 165 см (табл. 12).

Таблица 12

Распределение снежного покрова на северном и южном склонах Водораздельного хребта по меридиану Крестового перевала в марте 1965 г.

Высота, м	Средняя высота снега, см	Плотность снега, г/см ³	Запас воды в снеге, мм	Примечание
1800	57	0,20	114	сел. Арша (северный склон)
1900	86	0,21	181	
2000	100	0,25	250	сел. Алмасиани
2100	108	0,26	281	
2300	154	0,28	431	
2400	165	0,29	478	пер. Крестовый
2300	158	0,28	442	
2200	149	0,27	402	сел. Гудаури (южный склон)
2100	142	0,26	369	
2000	132	0,26	343	
1900	128	0,26	333	
1800	122	0,26	317	
1700	113	0,25	282	
1600	111	0,25	278	
1500	106	0,25	265	сел. Квешети

Существенное влияние на толщину снежного покрова оказывают формы рельефа и степень защищенности места: на хребтах, имеющих даже сглаженные формы рельефа, толщина снега меньше, чем в котловинах и карах, расположенных в этом же районе. Интересный пример такого распределения снега приведен в табл. 13. В бассейне р. Аргун на высоте 2820 м в конце апреля 1968 г. толщина снега равнялась 136 см, в то время как на высоте 2580 м при расстоянии между точками около 2 км толщина снега

составляла 208 см, а запас воды в снеге здесь оказался более чем в два раза больше запаса воды в первой точке. Это объясняется тем, что первая точка (2820 м) расположена в пологой седловине на Водораздельном хребте, а вторая точка (2580 м) — на дне котловины.

Таблица 13

Снежный покров в бассейне р. Терека по данным на 28—30/IV 1968 г.

Река	Высота, м	Высота снежного покрова, см			Плотность снега, г/см ³	Запас воды в снеге, мм
		средняя	наиболь- шая	наимень- шая		
Чегем	3050	120	188	78	0,37	444
	2150		снеговая линия			
Черек Безенгий- ский	4700	300	320	280	0,55	1650
	3200	218	293	162	0,41	894
	2730	95	130	68	0,43	408
Гизельдон	2400	216	снеговая линия		0,34	734
	3220		331	105		
Армхи	2350	40	56	26	0,33	132
	2870		снеговая линия			
Асса	2170	158	213	131	0,50	790
	2050		снеговая линия			
Аргун	2820	136	190	60	0,35	476
	2580	208	265	161	0,49	1019
	2200		снеговая линия			

Толщина снежного покрова в районе Главного и Водораздельного хребтов всегда больше, чем в районе Скалистого и Бокового (на одних и тех же высотах), где в холодный период года часто наблюдаются инверсии. Наибольшая толщина снежного покрова отмечается на высотах 500—1000 м в январе—феврале, на высотах 2000—3000 м в марте—апреле и выше 3000 м в апреле—мае.

Вертикальные градиенты снегозапасов в бассейне р. Терека уменьшаются с запада на восток и увеличиваются с высотой до 2800—3200 м; выше 3200 м вертикальные градиенты уменьшаются (табл. 13). Во всех долинах притоков р. Терека в высотном интервале 600—1800 м наблюдаются пониженные значения градиентов снегозапасов. Если взять высотные зоны через 200 м, то во всех долинах в интервале высот 600—1800 м будут отмечены, хотя бы в одной из высотных зон, отрицательные величины градиентов снегозапасов. Это связано с наличием зоны «дождевой тени» к югу от Скалистого хребта.

Метели. В бассейне р. Терека, особенно в высокогорной зоне, метели представляют обычное явление. Отмечаются как общие, так и низовые метели, во время которых происходит перераспределение выпадающего или уже отложенного снега. Роль общих и низовых метелей в перераспределении снега различна. Обычно

Величины градиентов снегозапасов (мм/100 м)

Бассейн реки	Интервал высоты, м				Средний градиент
	600—1200	1200—1800	1800—2800	2800—3800	
Баксан	13	8	54	—	30
Черек	5	6	52	45	44
Ардон	4	20	(58)	(46)	37
Терек (истоки)	10	13	50	(12)	24
Аргун	7	(10)	(40)	—	(23)

при общих метелях происходит выравнивание поверхности, снег откладывается довольно ровным слоем. При низовых метелях происходит перенос снега из одних мест в другие, что приводит к весьма значительному перераспределению снега на ледниках. Величина переноса снега метелями может быть очень большой. Так, по данным наблюдений В. М. Коглякова и М. Я. Плама, на ледниках Эльбруса на высоте 3750 м в течение двух зим было снесено около 50% отложенных осадков: «...за зиму 1958-59 г. был отложен слой снега толщиной 321 см, из них 157 см во время поземков и низовых метелей было снесено, так что в снежном покрове закреплено 164 см, или 656 мм в слое воды» [110, с. 38].

Число дней с метелями в долинах составляет 0,3—6 дней (Терскол, Армхи); на водоразделах и в зоне 2000—3000 м их значительно больше — 18—59 дней (Терскол, пик; Крестовый перевал). Наиболее часто метели наблюдаются на большой высоте отдельных стоящих вершин, где число дней с метелями может достигать 100—140 дней (табл. 15); скорости ветра при этом находятся

Таблица 15

Среднее число дней с метелью

Станция	Высо- та, м	Месяцы												Год
		IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
Эльбрус	4250	11	11	14	17	17	16	15	13	12	6	4	4	140
Казбеги, высокогорная	3656	5	10	8	12	11	10	14	12	10	6	1	1	100
Терскол, пик	3050	0,6	3	6	8	9	10	12	6	4	0,4			59
Крестовый перевал	2380	0,07	0,2	2	4	3	2	2	4	0,4	0,2			18
Терскол	2141			0,4	0,7	2	2	0,6						6
Армхи	1206			0,03		0,1	0,1	0,03						0,3
Орджоникидзе	668			0,04	0,1	0,4	0,4	0,3						1
Шелковская	15				0,1	0,7	0,6	0,1						2

в диапазоне 5—10 м/сек. На Эльбрусе низовые и общие метели наблюдаются при скоростях ветра 9,6—9,7 м/сек.

Ветер. Направление ветра в горных условиях зависит в значительной мере от рельефа: общей направленности долин, высоты хребтов и их формы. Поэтому в меридионально ориентированных долинах преобладают ветры южных направлений. На хребтах и плато с высотой более 2000 м преобладают западные ветры, совпадающие по направлению с господствующим в средней тропосфере западным переносом (Эльбрус, Казбеги, высокогорная) (табл. 16).

Таблица 16

Повторяемость различных направлений ветра (%)

Станция	Высота над уровнем моря, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Эльбрус	4250	6	10	2	0	0	12	60	10
Казбеги, высокогорная	3656	3	1	2	1	1	7	71	14
Мамисонский перевал	2800	1	2	21	9	1	4	53	9
Армхи	1206	1	1	4	35	7	5	28	19
Орджоникидзе	668	9	9	5	20	19	6	16	13
Нальчик	441	8	15	18	6	5	35	7	6
Шелковская	15	4	8	30	9	3	14	24	8

Скорость ветра увеличивается с высотой, достигая максимальных значений в высокогорной зоне (Эльбрус, 8,4 м/сек.). В высокогорной зоне наибольшие средние месячные скорости ветра наблюдаются в холодный период года (декабрь — февраль), а наименьшие — в теплый при максимуме 11,2 м/сек. (октябрь, Эльбрус) и минимуме 5,0 м/сек. (июль, Эльбрус) (табл. 17).

Таблица 17

Средняя месячная и годовая скорость ветра (м/сек.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Эльбрус	9,4	9,1	9,6	10,8	6,7	6,7	5,0	5,8	7,9	11,2	7,2	10,8	8,4
Казбеги, высокогорная	7,0	7,5	7,4	7,0	6,1	4,8	5,0	5,4	6,4	7,1	6,6	6,8	6,4
Мамисонский перевал	6,6	6,7	6,2	5,2	4,4	4,7	4,8	4,6	4,8	5,6	5,5	6,2	5,4
Армхи	2,0	2,1	2,1	2,3	2,2	2,2	2,0	2,1	2,1	2,1	1,9	1,9	2,1
Орджоникидзе	1,8	1,8	2,1	2,2	2,2	2,2	2,0	2,0	1,8	1,7	1,6	1,6	1,9
Нальчик	1,6	1,7	2,0	2,2	2,1	2,2	2,0	2,0	1,8	1,7	1,6	1,6	1,9
Шелковская	3,0	3,6	4,1	4,5	3,9	3,6	3,4	3,5	3,2	3,2	3,6	3,0	3,6

В горных долинах наибольшие средние месячные скорости ветра наблюдаются в конце холодного — начале теплого периодов

(март — май), наименьшие — в холодный период (декабрь — февраль). Скорости ветра здесь значительно меньше, чем в высокогорной зоне и достигают всего 2—3 м/сек. (Армхи). Причиной различия в ходе скоростей ветра в высокогорной зоне и в горных долинах, по Н. С. Темниковой, является то, что «долины северного склона Большого Кавказа ориентированы перпендикулярно по от-

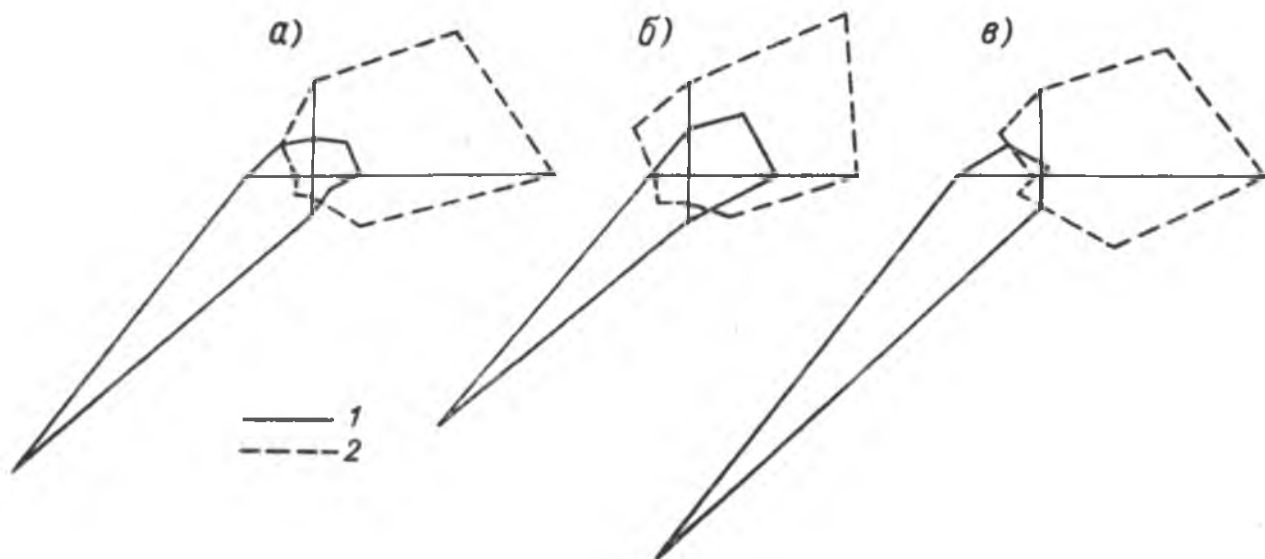


Рис. 8. Розы горно-долинных ветров.

1 — долинные ветры (13 час.), 2 — горные ветры (1 час.); а — год, б — январь, в — июль.

ношению к преобладающим западным ветрам. Весной с усилением меридиональных процессов, что типично для этого сезона, направление южных ветров совпадает с осью долин, чем и определяется возникновение максимума скорости ветра в этот сезон» [182, с. 163].

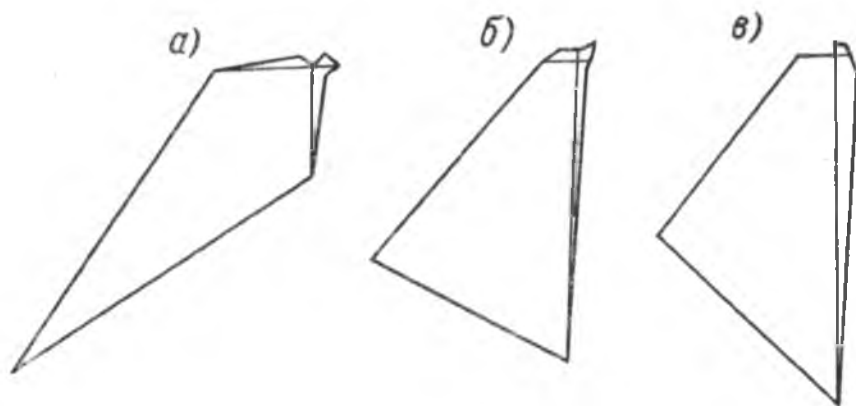


Рис. 9. Розы ледниковых ветров. Ледник Безенги, 2620 м.

а — июль, б — август, в — сентябрь.

В бассейне наблюдаются местные ветры: горно-долинные и фёны. Горно-долинные ветры наибольшее развитие имеют в теплую половину года при антициклонических типах погоды, когда барические градиенты ослаблены. Днем ветер дует вверх по долинам и склонам — долинный ветер, а ночью — вниз по долинам — горный ветер (рис. 8). В горной зоне горно-долинная циркуляция в основном прослеживается только в теплую половину года, в то время как в предгорьях — круглогодично. Смена горного ветра

долинным и наоборот происходит около 7 и 19 час. Наибольшие скорости долинного ветра отмечаются в 15 час.

В высокогорной зоне, в районе ледников, отмечаются ледниковые ветры, являющиеся разновидностью горно-долинных. Образуются они в результате выхолаживания воздуха над поверхностью ледника и в устойчивую малооблачную погоду дуют круглые сутки в одном направлении, вниз по долине (рис. 9). Максимальные величины скорости ледникового ветра отмечаются днем, а минимальные — вечером. Мощность ледникового ветра невелика и составляет 45—125 м, а скорость движения 3,5—7 м/сек. [206].

В бассейне р. Терека повсеместно наблюдаются фёны, которые не относятся к чисто местным ветрам, так как являются ветрами общего воздушного потока, видоизмененными под влиянием орографии. При фёнах скорость ветра возрастает, температура воздуха повышается, относительная влажность воздуха резко падает. Относительная влажность воздуха в отдельных случаях может понижаться до 9%, а скорость ветра возрастать до 15—20 м/сек. Температура воздуха даже в ночные сроки имеет высокие значения (табл. 18).

Таблица 18

Ход метеорологических элементов при фёне в августе 1965 г.
на леднике Безенги

Дата	Час	Направление и скорость ветра, м/сек.	Температура воздуха, град.	Относительная влажность воздуха, %
14/VIII	1	С 3	6,1	100
	7	СЗ 9	10,0	46
	13	ЮЮЗ 3	8,4	52
15/VIII	19	ЮЗ 3	7,8	45
	1	З 2	0,6	94
	7	ЗЮЗ 4	10,0	9
	13	ЮЗ 6	11,6	27
16/VIII	19	ЗЮЗ 4	11,4	35
	1	ЗЮЗ 5	11,3	23
	7	ЮЗ 3	10,6	26
	13	ВЮВ 3	7,2	76
	19	Ю 2	2,8	84

Наибольшее развитие фёны имеют в холодный период, что приводит обычно к усилению лавинной деятельности в высокогорной зоне, а в предгорьях — к таянию снега. В теплый период фёны усиливают таяние снега и льда в высокогорной зоне. Продолжительность этого ветра может быть весьма различной — от нескольких часов до 10—15 дней (в г. Орджоникидзе в ноябре 1954 г. фён продолжался 11 дней); наибольшее число дней с фёнами отмечается в высокогорной зоне (табл. 19). Бóльшее число фёнов в высокогорной зоне по сравнению с предгорьями связано с тем, что на высотах более 3000 м наблюдается большое количество

антициклонических фёнов, которые образуются в результате опускания и растекания воздуха в антициклоне. В этом случае фёновый эффект наблюдается на обоих склонах хребта. Антициклонические фёны от классических (фёнов переваливания) отличаются отсутствием ветров. По Э. М. Бурману [20], в районе метеостанции Казбеги, высокогорная за 1948—1952 гг. такие фёны составляют 77% общего количества.

Таблица 19

Число дней с фёнами в истоках р. Терека за 1948—1952 гг.
(по Э. А. Бурману [20])

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Казбеги, высокогорная	6,2	3,6	4	4	4	2,6	4,4	2,2	3,8	5,2	5,6	6,2	52,4
Казбеги, нижняя	1,6	1,2	0,4	1,4	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	1,2	0,6	0,6	8,8
Коби	0,2	0,8	—	0,4	0,4	0,2	1,2	—	—	—	2	0,4	5,6

Облачность. Распределение облачности над бассейном неравномерно как во времени, так и в пространстве. В первом случае она определяется циркуляцией атмосферы, а во втором — орографией и абсолютными высотами местности. Наибольшая облачность наблюдается в холодную часть года. При этом на высотах от 300 до 1000 м облачность увеличивается, на высотах 1000—2000 м — уменьшается, что связано с наличием котловин, защищенных с севера Скалистым хребтом. В зоне высот 2000—3000 м вновь наблюдается рост облачности. Выше 3000 м (по данным метеостанции Эльбрус) облачность уже не увеличивается (табл. 20).

Таблица 20

Средняя месячная и годовая общая и нижняя облачность

Станция	Облачность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Эльбрус	Общая	6,7	6,7	6,7	7,0	7,1	5,4	5,2	5,5	4,9	6,1	5,6	6,6	6,1
	Нижняя	4,6	4,2	4,6	4,8	4,8	4,1	3,8	4,3	4,0	4,4	3,7	4,8	4,3
Орджоникидзе	Общая	7,1	7,5	7,6	7,1	7,1	6,3	6,1	5,7	6,1	6,2	7,0	7,1	6,7
	Нижняя	5,1	5,5	5,6	5,1	5,0	4,6	4,9	4,6	5,2	5,0	5,3	5,2	5,1
Советское	Общая	6,3	6,8	6,8	6,9	6,9	6,2	6,0	5,4	6,0	5,9	6,4	6,2	6,3
	Нижняя	4,3	4,7	4,9	5,0	5,0	4,5	4,6	4,3	5,0	4,8	5,0	4,5	4,7

В теплую часть года облачность меньше, чем в холодную. Увеличение количества облачности с высотой прослеживается также до 3000 м. В долинах, закрытых с востока, отмечается увеличение облачности в теплый период, по сравнению с холодным.

Гидрография и режим стока р. Терека

Общая характеристика бассейна. Река Терек является одной из крупнейших рек Кавказа и относится к бассейну Каспийского моря. Длина реки равна 623 км, площадь водосбора 43 200 км². Большая часть бассейна (около 75%) находится в высокогорной и горной зонах Большого Кавказа, являющихся основной областью его питания: здесь сосредоточено около 50% площади всего современного оледенения Кавказа.

Бассейн р. Терека граничит на юге и юго-востоке с реками южного склона Кавказа — Ингури, Риони и Курой, на западе — с р. Кубанью, на севере и северо-западе — с р. Кумой и на востоке — с реками Аксай и Сулак.

Бассейн р. Терека имеет асимметричное строение с хорошо развитой, расположенной почти исключительно с левой стороны, речной сетью (рис. 10).

Густота речной сети возрастает с повышением местности и достигает наибольшей величины в бассейне г. Баксан (1,0—1,5 км/км²). К востоку густота речной сети уменьшается до 0,4—0,5 км/км² в горной части и до 0,1—0,2 км/км² в нижнем течении.

Река Терек берет начало из небольшого ледника, находящегося на северном склоне Водораздельного хребта в районе горы Цил (3659 м) на высоте 3210 м над ур. м. Первые 30 км река течет в юго-восточном направлении в продольной Трусовской котловине, ограниченной с севера Главным хребтом (массив Цитихох — Гимарайхох — Казбек), а с юга — Водораздельным. После впадения р. Шави-Арагви р. Терек круто поворачивает на север, сохраняя это направление до г. Орджоникидзе. На этом участке река прорезает Главный, Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты, протекая в узких ущельях на пересечениях этих хребтов и широких котловинах между ними. Особенно значительное ущелье находится в месте прорыва Главного хребта. Это известное Дарьяльское ущелье протяженностью около 12 км. Склоны ущелья очень крутые, высотой до 1500—2000 м над дном ущелья. Наименьшая ширина ущелья 30—40 м.

От истока до г. Орджоникидзе р. Терек представляет собою типичную горную реку. На этом участке в р. Терек впадает много притоков, однако размеры их небольшие. Основными из них являются: Шави-Арагви, Кистинка, Армхи, Суатисидон, Чхери. В истоках этих рек имеется современное оледенение.

От г. Орджоникидзе до станицы Черноярской р. Терек течет в северо-западном направлении по Осетинской и Кабардинской наклонным равнинам, прорезая у с. Эльхотово Сунженский хребет. Здесь р. Терек принимает свои наиболее крупные притоки: Малка, Урух, Ардон, Белая, Лескен, сведения о размерах которых приведены в табл. 21.

У станицы Черноярской р. Терек меняет направление с северо-западного на восточное и сохраняет его до впадения в Аграханский залив Каспийского моря. Приточность на этом участке резко

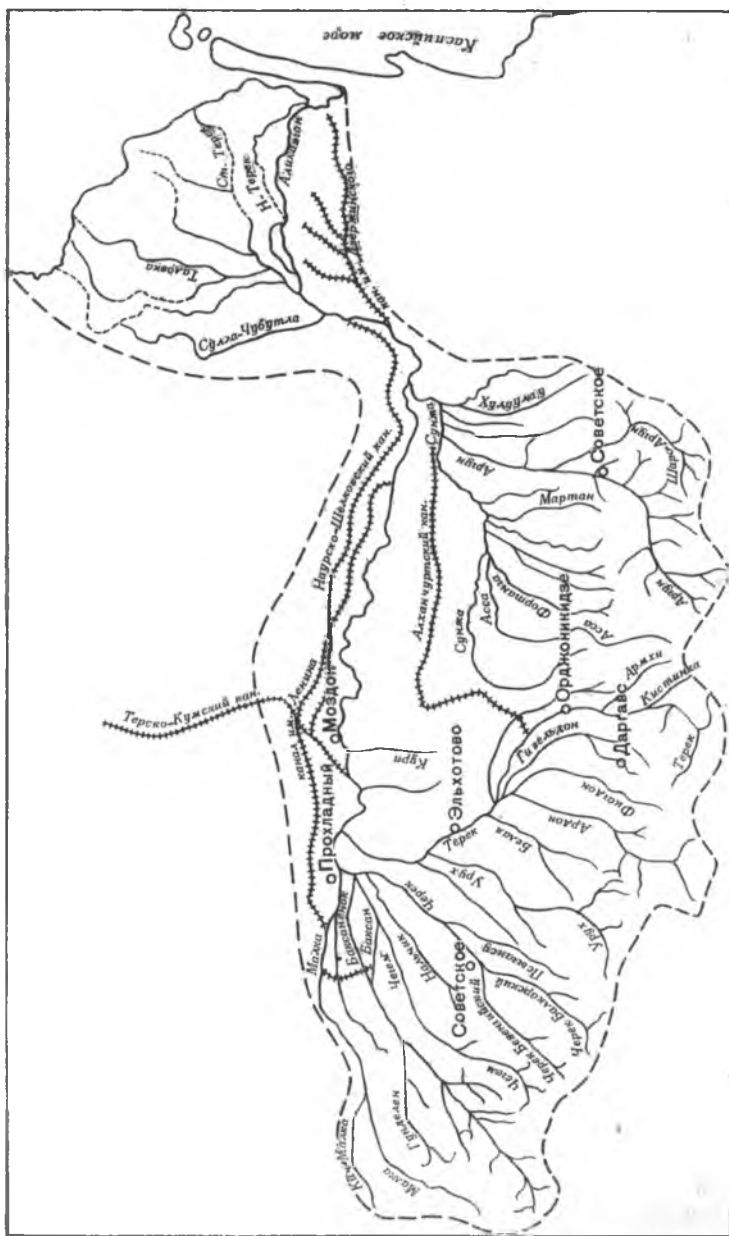


Рис. 10. Гидрографическая схема бассейна р. Терек.

Морфометрические характеристики основных рек бассейна Терека

Река	Куда впадает и с какого берега	Длина реки, км	Площадь водосбора, км ²	Уклон реки, ‰		Средняя высота водосбора, м
				средний	средне-взвешенный	
Малка	Терек (лв)	216	10 000	14	8,7	1880
Баксан	Малка (пр)	172,6	6 800	15	12	2030
Чегем	Баксан (пр)	103	964	28	19	2250
Черек	То же	131	3 070	19	13	1840
Черек Безенгийский	Черек	51	627	60	31	2480
Черек Балкарский	Черек	54	701	35	27	2570
Псыгансу	Черек (пр)	56	295	48	40	1720
Камбилеевка	Терек (пр)	103	954	18	5,3	990
Урух	То же	104	1 280	29	18	2140
Хазныдон	Урух (лв)	44	232	57	52	2230
Белая	Терек (пр)	53	988	38	16	1080
Ардон	Терек (лв)	108	2 700	25	20	1860
Фиагдон	Ардон (пр)	75	714	37	29	1330
Гезельдон	То же	84	577	35	21	1900
Армхи	Терек (пр)	36	287	64	51	2730
Кистинка	То же	18	80,1	100	92	3060
Чхери	Терек (лв)	9,1	21,4	180	180	2910
Сунжа	Терек (пр)	256	12 200	4,5	2,2	1370
Асса	Сунжа (пр)	130	2 000	23	12	1310
Аргун	То же	156	3 390	18	12	1900
Шаро-Аргун	Аргун (пр)	89	1 150	32	20	1860
Фортанга	Сунжа (пр)	69	640	25	15	970

сокращается. С правой стороны река принимает несколько небольших притоков (Куян, Курп и др.) и наибольшую по площади водосбора — р. Сунжа. Слева на этом участке притоки отсутствуют. Ниже станицы Черноярской р. Терек протекает в широком русле среди низких, легко размываемых берегов. Ширина поймы в отдельных местах достигает 3—4 км.

От с. Степное начинается дельта р. Терека. Она сильно заболочена, изрезана мелкими и крупными протоками, рукавами, сухоречьями и оросительными каналами. Западной границей дельты является сухоречье Сулу-Чубутлы, южной — оросительная система канала им. Дзержинского (в этой системе используются также воды р. Акташ, ранее впадавшей в Каспийское море). Общая площадь дельты 8875 км², что составляет около 19% площади бассейна р. Терека. Основными протоками дельты являются: Каргалинский прорыв, Кардонка (Новый Терек), Старый Терек, Таловка, Сулу-Чубутлы, Бороздинская прорва. В настоящее время большая часть вод р. Терека проходит по Каргалинскому прорыву (около 80% общего стока Терека).

В бассейне преобладают реки протяженностью менее 10 км, которые составляют 94,5% общего числа рек бассейна. Однако их суммарная длина равна всего 51,4% общей длины рек (табл. 22).

Таблица 22

Количество и протяженность рек различной длины в бассейне р. Терека

Градации рек по длине	Длина, км	Общее число рек	Суммарная длина рек, км
Самые малые	<10	6259	12 529
	10—25	260	3 988
Малые	26—50	44	1 493
	51—100	36	2 259
Средние	100—200	21	3 007
	200—500	2	488
Большие	500—1000	1	623
Всего		6623	24 387

Наиболее крупными притоками являются Сунжа, Малка, Урух, Ардон и Белая. Река Сунжа — наибольший как по площади, так и длине приток р. Терека, однако по водности она уступает р. Малка. Впадает в р. Терек на 177-м км от устья, являясь последним значительным притоком. Истоки собственно р. Сунжа находятся на северном склоне Пастбищного хребта. Левых притоков у р. Сунжа мало и они незначительные. Правые многочисленны и многоводны (реки Асса, Шалажа, Гехи, Аргун и др.). Наибольший из них р. Аргун превосходит р. Сунжа по водности. Современное оледенение имеется только в бассейнах двух притоков — Асса и Аргун, истоки которых лежат на Водораздельном хребте. В связи с неблагоприятными условиями для развития оледенения площадь ледников в бассейне невелика и составляет 0,2% общей площади бассейна.

Река Малка — первый западный приток р. Терека. Истоки ее находятся на северном склоне горы Эльбрус. По выходе на Кабардинскую равнину она принимает свой наибольший приток — р. Баксан, площадь водосбора которого составляет 68% площади всего бассейна р. Малка. Этот бассейн является крупнейшим узлом современного оледенения бассейна р. Терека — здесь сосредоточено около 60% площади всех ледников. Основными притоками р. Баксана являются реки Чегем и Черек. Истоки рек Баксана и Черек находятся на Главном хребте, р. Чегем — на Боковом. На своем пути эти реки прорезают Боковой, Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты, протекая в глубоких и узких ущельях. Всего в бассейне р. Малка современное оледенение занимает 4,4% площади всего бассейна.

Река Урух впадает в р. Терек на 453-м км от устья. Образуется от слияния двух рек — Караугом и Харвес, истоки которых нахо-

дятся на Главном хребте. Основные притоки: Хазныдон, Айгамуга и Билягиком. В бассейне р. Урух широко развито современное оледенение, площадь которого составляет 6,5% площади бассейна.

Последним значительным притоком, в бассейне которого имеется современное оледенение, является р. Ардон, впадающая в р. Терек на 487-м км от устья. Река Ардон образуется слиянием рек Мамихдон и Нар. За начало обычно принимается исток р. Земегондон — левый приток р. Мамихдон. Истоки рек Мамихдон и Нар находятся на северном склоне Водораздельного хребта. Оледенение развито только в западной части этого хребта. В восточной части (к востоку от горы Нилхох) ледников нет. Ниже слияния рек Нар и Мамихдон и впадения притоков Адайком и Цмиакомдон р. Ардон протекает в узком Кассарском ущелье, прорезанном в Главном хребте. Длина реки равна 14 км, ширина местами не больше 20 м. Ниже этого ущелья р. Ардон принимает слева р. Цеядон, а справа — реки Баддон и Архондон, в истоках которых имеется довольно значительное оледенение. В нескольких километрах от устья р. Ардон принимает справа два значительных притока — Фиагдон и Гизельдон, имеющих в бассейнах мощное современное оледенение. Всего в бассейне р. Ардон оледенение составляет 2,7% его общей площади.

Более мелкими притоками р. Терека, в бассейнах которых имеются ледники, являются Армхи, Кистинка, Чхери и Шави-Арагва. Истоки первых трех лежат на Главном хребте, а последней — на Водораздельном. В бассейнах рек Белой, Лескен, Аргудан, Камбилеевка в настоящее время ледников нет, так как их истоки находятся на хребтах Скалистом и Пастбищном, которые не несут современного оледенения.

Характеристика стока рек. Как известно, величина стока рек в основном зависит от количества осадков и испарения. В бассейне р. Терек количество осадков с высотой увеличивается, а испарение уменьшается, в связи с чем величина стока притоков с высотой увеличивается. Градиент изменения среднего стока с высотой в бассейне равен 1,0—2,5 л/сек. на 100 м. Однако сток соседних рек, расположенных на одних и тех же высотах, может значительно различаться, поскольку его величина зависит также от направления хребтов и экспозиции склонов по отношению к господствующим воздушным массам, от геологического строения долин, облесенности склонов, наличия в бассейнах ледников. Наветренные склоны хребтов имеют более высокие значения стока, чем подветренные. Весьма низкие величины стока отмечаются в глубоких котловинах, ущельях, долинах и плоскогорьях, где выпадает незначительное количество осадков.

Наибольшие величины стока в бассейне отмечаются в высокогорной зоне в истоках рек Баксан, Черек, Урух, Ардон, где средние годовые модули стока достигают 40,3—58,9 л/сек·км² (р. Цеядон — р. п. Бурон, р. Баксан — с. Усеньги). Зона максимального стока проходит узкой полосой, которая совпадает с областью выпадения наибольшего количества осадков. В предгорной зоне

средние годовые модули стока составляют обычно не более 15,9 л/сек·км² (р. Терек — с. Эльхотово), уменьшаясь в устьях рек Малка, Сунжа, Терек до 3,0—7,46 л/сек·км² (табл. 23).

Таблица 23

Средний годовой сток рек бассейна Терека

Река—пункт	Площадь водосбора, км ²	Средняя высота водосбора, м	Средние расходы воды, м ³ /сек.	Средний годовой модуль стока, л/сек км ²	Годовой слой стока, мм
Терек — с. Казбеги	778	2840	23,4	30,1	948
Терек — г. Орджоникидзе	1 490	2540	34,8	23,4	737
Терек — с. Эльхотово	6 490	1840	103	15,9	501
Терек — ст. Котляревская	8 920	1800	134	15,0	472
Терск — г. Моздок	20 600	—	224	10,9	343
Терек — с. Степное	35 400	—	307	8,67	273
Терек — ст. Каргалинская	37 400	—	279	7,46	235
Малка — ст. Прохладная	9 820	1900	97,8	9,96	314
Малка — г. Прохладный	2 860	1590	8,59	3,00	94
Баксан — с. Усеньги	180	3090	10,6	58,9	1855
Баксан — с. Заюково	2 100	2360	33,4	15,9	501
Чегем — с. Нижний Чегем	739	2500	13,2	17,9	564
Черек — с. Советское	1 350	2500	39,5	29,3	923
Псыгансу — с. Зарагич	247	1890	3,07	12,4	391
Урух — Лесозавод № 3	899	2420	24,2	26,9	847
Белая — с. Кора-Урсдон	304	1360	4,58	21,0	662
Ардон — с. Тамиск	1 080	2490	28,8	26,7	841
Цеядон — р. п. Бурон	100	2820	(4,03)	(40,3)	(1269)
Гизельдон — с. Даргавс	129	2670	2,70	20,9	658
Геналдон — с. Тменикау	55,9	3570	(2,69)	(48,1)	(1515)
Чхери — с. Казбеги	27,3	2910	(0,95)	(34,8)	(1036)
Армхи — с. Чми	287	2380	4,44	15,5	488
Сунжа — с. Брагуны	12 200	1370	85,3	6,99	220
Асса — ст. Нестеровская	902	1800	(16,8)	(18,6)	(586)
Аргун — с. Советское	1 860	2070	27,1	14,6	460

По типу водного режима реки бассейна делятся на две основные группы. К первой относятся реки, в питании которых принимают участие ледники и высокогорные снега: Малка, Урух, Ардон, Асса, Аргун и др. Ко второй группе — реки, лишенные ледникового и высокогорно-снегового питания: Белая, Камбилеевка, Лескен, Аргудан и др. Реки первой группы характеризуются длительной меженью и растянутым половодьем в теплый период года. У рек второй группы летнее половодье отсутствует, ход уровней (расходов) в течение года более равномерный (рис. 11).

Источниками питания рек бассейна являются грунтовые, снеговые, ледниковые и дождевые воды. Доля каждого источника

в питании рек изменяется не только в зависимости от длины рек и высоты расположения бассейна, но и от климатических особенностей и геологического строения долин. Основным источником питания рек являются грунтовые воды, доля которых составляет 42—75% среднего годового стока (табл. 24). Питание за счет подземных вод увеличивается до высоты 2200 м, а выше уменьшается [48].

Ледниковое питание составляет 10—38% общего стока и заметно увеличивается с высотой. К устью р. Терека величина лед-

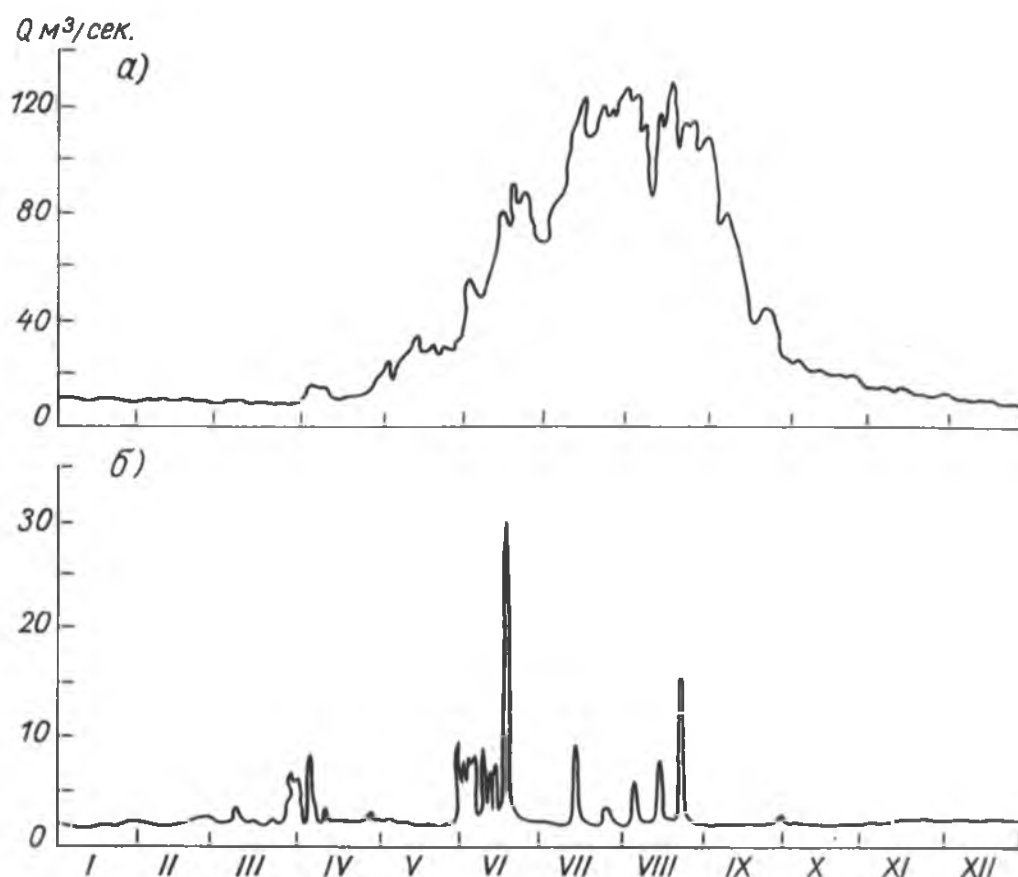


Рис. 11. Гидрографы рек бассейна р. Терека.

а — р. Черек — с. Советское (1952 г.); *б* — р. Сунжа — ст. Карабулакская (1935 г.).

никового стока уменьшается и составляет 15% годового стока и 20—25% за теплый период. Значение дождевых вод в питании р. Терека невелико и уменьшается с высотой до нуля. Это связано с тем, что в высокогорной зоне даже в теплый период осадки выпадают в виде снега.

Распределение стока в течение года в бассейне неравномерное. В холодный период на всех реках наблюдается устойчивая межень. В теплый — на реках со снеговым и ледниковым питанием половодье начинается в третьей декаде апреля, а максимум приходится на июль—август. При этом на высотах до 2600 м за июль—август проходит менее 50% годового стока, а выше — больше. На высотах 3400 м за эти же месяцы проходит около 60% годового стока

Источники питания рек бассейна Терека в % от среднего годового стока
(по Г. Н. Голубеву и Л. Г. Усковой [48])

Река—пункт	Вид питания				
	снеговое	ледниково	подземное (постоянное + сезонное)	подземное сезонное	дождевое
Терек — с. Казбеги	23	14	61	43	2
Терек — г. Орджоникидзе	16	16	68	59	
Баксан — с. Тегенekli	18	38	42	29	2
Баксан — с. Зяюково	16	22	62	43	
Малка — с. Каменномостское	17	10	73	56	
Чегем — с. Нижний Чегем	14	27	59	51	
Черек — с. Советское	12	27	61	45	
Урух — Лесозавод № 3	16	19	65	52	
Цейдон — р. п. Бурон	15	27	56	46	
Гизельдон — с. Даргавс	19	35	46	40	
Ардон — с. Тамиск	17	15	68	55	
Чхери — с. Казбеги	14	31	56	40	
Нарвани — пгт Коби	29	0	63	49	8
Нальчик — г. Нальчик	37	0	47	42	16
Камбилеевка — с. Ольгинское	28	0	57	42	15

(табл. 25). На неледниковых реках в теплый период сток более равномерный и нарушается только паводочными пиками. На этих реках на зиму приходится 14% годового стока, на весну — 30%, на лето — 35%, на осень — 21%.

Таблица 25

Процентное распределение стока по сезонам в бассейне р. Терека
(по Л. А. Владимирову [35])

Средняя высота бассейна, м	Зима	Весна	Лето	Осень
3400	9,2	12,4	57,5	20,5
3200	9,2	14,3	56,2	20,3
3000	9,3	16,4	54,3	20,1
2800	9,2	18,3	52,8	19,7
2600	9,2	19,7	51,2	19,9
2400	9,4	21,0	49,7	19,9
2200	9,5	22,3	48,4	19,8
2000	9,5	23,6	47,3	19,6

Суммарный сток р. Терека в Каспийское море равен 11,5 км³, из которых на долю р. Малка приходится 3,1 км³ (27%) и р. Сунжа — 2,7 км³ (26%). Водный баланс бассейна характеризуется следующими величинами: у г. Моздока — осадки 1090 мм, сток

Водный баланс р. Терек и его отдельных притоков (по справочнику «Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза, 1967»)

Река — пункт	Элементы водного баланса											Коэффициент стока			
	Площадь, км ²	объем, км ³				слой, мм				осадки	инфильтрация		испарение	инфильтрация	
		осадки	сток			инфильтрация	испарение	сток							
			гумарный	поверх- ностный	подземный			гумарный	поверх- ностный						подземный
Терек — г. Орджони- кидзе	1 490	1,89	1,09	0,77	(0,32)	0,8	1,12	1270	732	520	(215)	538	753	0,58	
Терек — ст. Котлярев- ская	8 920	9,54	4,57	2,96	(1,61)	4,97	6,58	1070	513	333	(180)	557	737	0,48	
Терек — г. Моздок	20 600	22,5	8,19	—	—	14,3	—	1090	397	—	—	693	—	0,36	
Ардон — с. Тамиск	1 080	1,58	0,914	0,455	0,459	0,666	1,12	1460	846	421	425	614	1040	0,58	
Баксан — с. Заюково	2 100	2,77	1,05	0,559	0,491	(1,72)	2,21	1320	500	266	234	(820)	1050	0,38	
Черем — с. Нижний Че- гем	739	1,10	0,416	0,273	(0,143)	0,684	0,827	1490	568	374	(194)	922	1120	0,38	
Черек Балкарский — пос. Бабугент	680	1,37	0,844	0,735	(0,109)	0,526	0,635	2010	1240	1080	(160)	770	930	0,62	

397 мм, испарение 693 мм; у г. Орджоникидзе — осадки 1270 мм, сток 732 мм и испарение 538 мм. Коэффициент стока у г. Орджоникидзе равен 0,58, а у г. Моздока — 0,36 (табл. 26).

Хозяйственное использование вод р. Терека. Воды р. Терека широко используются в народном хозяйстве Кабардино-Балкарской, Северо-Осетинской, Чечено-Ингушской и Дагестанской АССР, по территории которых он протекает. Воды верхнего течения реки используются преимущественно для гидроэнергетики; воды средней и нижней частей бассейна используются в основном для орошения и обводнения. Орошение и обводнение производится посредством каналов, объединенных в оросительные системы. Всего таких систем более 20. Крупнейшими из них являются: Кабардино-Балкарская площадью орошения 40 000 га, Старо-Теречная — 33 000 га, Терско-Кумская — 22 100 га, Надтеречная — 24 000 га, Науро-Шелковская — 21 000 га, Алханчуртовская — 9089 га. Всего водами р. Терека и его притоков орошается более 400 тыс. га земель, из которых на Кабардино-Балкарскую АССР приходится 74,4 тыс. га, на Чечено-Ингушскую АССР — 108,4 тыс. га, на Северо-Осетинскую АССР — 32,8 тыс. га, на Дагестанскую АССР — 130 тыс. га. Оросительная же способность р. Терека (включая притоки), без регулирования стока, примерно равна 800—900 тыс. га (табл. 27).

Таблица 27

Распределение орошаемых площадей бассейна р. Терека по административным районам, тыс. га (по Г. К. Льгову [131])

Республика, край	До 1914 г.	1930 г.	1960 г.	1965 г.	1970 г.	В перспективе
Дагестанская АССР	41,9	60,0	117,0	130,0	140,0	200,0
Чечено-Ингушская АССР	9,2	20,9	83,7	108,4	137,4	250,0
Северо-Осетинская АССР	0,7	0,8	27,0	32,8	39,5	95,0
Кабардино-Балкарская АССР	3,6	30,6	63,3	74,4	82,0	142,0
Ставропольский край	6,5	10,6	24,6	30,0	50,7	322,0
Итого по бассейну р. Терека	61,2	122,9	315,6	374,9	449,6	905,0

Суммарная потенциальная мощность рек бассейна Терека составляет 4,3 млн. квт в год, что равно 37,7 млн. квт час/год. Наибольшими ресурсами гидроэнергии располагает Кабардино-Балкарская АССР — 1,62 млн. квт, несколько меньшими Северо-Осетинская АССР — 1,16 млн. квт и Чечено-Ингушская АССР — 0,84 млн. квт. Однако степень использования гидроэнергетических ресурсов еще очень мала и составляет около 5%. В настоящее время в бассейне р. Терека построено несколько гидроэлектростанций, крупнейшими из которых являются Эзминская ГЭС (1954 г.)

мощностью 45 000 квт, Баксанская ГЭС (1936 г.) — 24 100 квт, Гизельдонская ГЭС (1934 г.) — 23 100 квт [227].

В ближайшие годы планируется строительство Дарьяльской ГЭС на р. Тереке у сел. Казбеги. Дарьяльская ГЭС обеспечит электроэнергией промышленность и сельское хозяйство горных районов Северо-Осетинской АССР, Грузинской ССР и Чечено-Ингушской АССР. В будущем Дарьяльская ГЭС может стать одним из основных источников электроэнергии для перевальной Транскавказской железной дороги.

ГЛАВА 2. СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Краткая история исследований оледенения бассейна

О наличии ледников на Кавказе известно давно, однако изучение их начато только с середины XIX в. выдающимся русским геологом Г. В. Абигом. В это время Л. Агассиц указывал, что Альпы являются единственной горной системой Европы, имеющей ледники первого разряда, т. е. долинные и карово-долинные. Даже позже, в 1882 г., И. В. Мушкетов, посетивший Кавказ в 1881 г., писал, что оледенение всего Кавказа меньше, чем оледенение одной горы Монблан. Только к концу XIX в. трудами многих исследователей были установлены приблизительные размеры оледенения, а в 1911 г. вышел первый каталог всех ледников Кавказа, составленный К. И. Подозерским [154].

Впервые Абих посетил ледники Эльбруса в 1849 г. и отметил, что ледник Большой Азау находится в стадии наступания. В 1850—1860 гг. он побывал во многих других ледниковых районах Кавказа. Результатом этих исследований явилась первая сводная работа о ледниках Кавказа [1].

В 1860 г. на Северном Кавказе начались геодезические работы по созданию триангуляционной сети. Руководили ими И. И. Ходзько и И. И. Стебницкий. Несколько позже оба геодезиста выступили с интересными сообщениями, в основу которых были положены как собственные наблюдения, так и имеющиеся в литературе сведения. Для нас наибольший интерес представляют две статьи Стебницкого, посвященные высоте снеговой линии и распространению ледников на Кавказе [179, 180].

Первые специальные гляциологические наблюдения были начаты в 1862 г. на Девдоракском и других ледниках, берущих начало с горы Казбек, в связи с Казбекскими завалами, угрожавшими Военно-Грузинской дороге. Эти наблюдения с перерывами продолжались до 1913 г. Особенно большой вклад в изучение Казбекских ледников внесли Г. С. Хатисян [199, 200], А. А. Висковатов [32, 33], А. И. Духавский [67, 68]. Много путешествий по Северному Кавказу, начиная с 1880 г., совершил Н. Я. Динник. Изучая в основном растительный и животный мир, он много внимания уделил и современному оледенению. Динник одним из первых исследовал

и описал крупнейшие ледники Кавказа: Безенги, Дых-Су, Ага-штан, Караугом [58—61]. Свои наблюдения за ледниками он обобщил в работе «Современные и древние ледники Кавказа» [62].

Несколько экспедиций по изучению ледников в 1885—1910 гг. было организовано Кавказским отделом Русского географического общества (К. Н. Россиков) и Русским географическим обществом (Н. В. Поггенполь, Н. А. Буш). Россиков с 1885 по 1893 г. посетил ледники Казбека, Джимарайхоха, Теплихоха, Перекительского хребта. Им было открыто более 25 ледников, из которых 20 отнесено к ледникам первого разряда. Одновременно с описанием ледников им определены во многих случаях величины их отступления [164, 165].

Н. В. Поггенполь с 1894 по 1889 г. исследовал ледники Эльбруса, Казбека, Дигории, Балкарии. Кроме кратких описаний ледников, им для некоторых были определены величины отступления как по собственным наблюдениям, так и по рассказам местных жителей (последние часто противоречат данным, приводимым его предшественниками). Поскольку Поггенполь путешествовал по заданию Русского географического общества, основные результаты его исследований опубликованы в отчетах ледниковой комиссии и только некоторые самостоятельно.

В 1881 г. Кавказским военно-топографическим отделом были начаты съемки высокогорной зоны Кавказа в масштабе 1 верста в дюйме (1 : 42 000). Эти работы с перерывами продолжались в бассейне р. Терека до 1890 г., а на всем Кавказе до 1912 г. Участники топографических работ не только произвели съемку ледников, но и провели наблюдения за их отступанием, поверхностными скоростями движения, составили описания некоторых ледников [70, 71].

Новые карты Кавказа дали возможность получить более точные представления о размерах современного оледенения. Первой работой, созданной на основе анализа карт, явилась статья В. Г. Михайловского [136]. В ней впервые детально охарактеризовано современное оледенение значительного района с приведением размеров ледников и высот окончания их над уровнем моря. В конце работы приведен список ледников Центрального Кавказа, относящихся к первому разряду.

Еще больший интерес представляет работа К. И. Подозерского «Ледники Кавказского хребта» [154]. Участник топографических работ 1881—1912 гг. Подозерский, изучив листы одноверстной карты, создал, по существу, первый каталог ледников всего Кавказа. Несмотря на некоторые неточности, отмеченные позже исследователями, его труд является крупнейшей работой по ледникам Кавказа конца XIX—начала XX вв. Большое значение каталог имеет и в настоящее время, поскольку дает возможность сравнивать размеры ледников по состоянию на 1881—1910 гг. с их размерами в настоящее время.

В период с 1900 по 1917 г. гляциологические работы производили в основном отдельные исследователи (Н. А. Буш, М. П. Пре-

ображенская, В. П. Ренгартен, А. Л. Рейнгард, В. В. Дубянский и др.), которые получили много интересных данных. Так, Буш по наблюдениям 1911—1913 гг. определил, что многие ледники Центрального Кавказа в это время находились в стационарном состоянии [23]. Особенно много для изучения оледенения Кавказа сделал А. П. Рейнгард, который за 1910—1917 гг. посетил почти все основные ледниковые узлы Северного Кавказа. Результатом исследований явились многочисленные работы, в которых рассмотрено как современное, так и древнее оледенение [159—162]. В 1917 г. он составил карту снеговой линии для Среднего Кавказа (бассейны рек Псыгансу, Урух, Ардон), а раньше — для всего северного склона Западного Кавказа. Эти работы по точности и обширности района исследований были первыми и не потеряли своего значения до настоящего времени.

В бассейне р. Терека в разные годы изучением ледников занимались и иностранные исследователи (Dechy, Merzbacher, Bugmester, Freschfield, Rühle), однако их общий вклад в дело изучения оледенения Кавказа незначителен, несмотря на то что ими были написаны такие объемные работы, как «Исследование Кавказа» [230], «Кавказ» [229], «Морфология гляциальной зоны Черема Балкарского в Среднем Кавказе» [232] и др.

Совершенно иной характер приобрели гляциологические исследования после 1917 г., когда масштабы этих работ резко возросли. На Кавказе стали работать крупные комплексные экспедиции. Организаторами экспедиций были Академия наук СССР и Академии наук союзных республик, Министерство геологии, Главное управление гидрометеорологической службы, кафедры государственных университетов и др.

Широко развернулись на Кавказе также геологические исследования. Некоторые геологи (И. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, Л. А. Варданянц, С. П. Соловьев) во время геологических работ изучали современное и древнее оледенение в бассейнах крупных притоков р. Терека—Баксан, Чегем, Черек, Урух и Ардон.

И. Г. Кузнецов [118] в 1925 г. проводил геологические исследования в районе ледника Дых-Су. Одновременно он уточнил очертания современных ледников и описал пульсационное наступание одного из ледников района (Хрумкол).

С 1929 по 1933 г. в бассейне р. Баксан геологические исследования проводил С. П. Соловьев, который попутно с основными работами детально обследовал многие ледники Эльбруса и прилегающей части северного склона Главного хребта. По имевшимся меткам у концов ледников и меткам, поставленным им, он установил, что почти все ледники отступают и только один ледник (Уллучиран) наступает [177].

В 1925 г. Государственный гидрологический институт (ГГИ) организовал экспедицию для изучения ледников Кавказа. Работы проводились в истоках рек Баксана и Уллукама (бассейн р. Кубани). Основное внимание было обращено на изучение режима отступления ледников [8, 9, 156, 197].

Наибольшего размаха достигли гляциологические исследования в период Второго международного полярного года (2 МПГ), которыми руководил ГГИ. На Кавказе в 1932—1933 гг. работала Кавказская ледниковая экспедиция 2 МПГ, которая состояла из четырех отрядов: Эльбрусского, Дигорского, Дагестанского и Сванетского. Непосредственно в бассейне р. Терека проводили наблюдения Эльбрусский и Дигорский отряды. Основными задачами, поставленными перед экспедицией, были:

- 1) описание ледников и характеристика их динамики за 50 лет;
- 2) изучение метеорологических условий в районе ледников;
- 3) характеристика горных рек;
- 4) разработка методических вопросов, связанных с изучением отдельных элементов режима ледников.

В результате были детально описаны ледники бассейнов рек Баксана [139] и Уруха [172] и произведены съемки их концов, что дало возможность получить величины, характеризующие отступление ледников за последние 50 лет. На ледниках Башкара и Караугом [178, 24] в летний период проведены метеорологические и гидрологические наблюдения [153]. На основных ледниках (Башкара, Караугом) были проведены наблюдения за поверхностными скоростями движения льда [10, 156].

В 1940 г. исследованиями на Кавказе занималась Кавказская комплексная экспедиция Совета по изучению производительных сил АН СССР. Геоморфологический отряд экспедиции изучал современное и древнее оледенение. Результаты этих исследований опубликованы в 1952—1953 гг. [119, 138]. В работе С. Л. Кушева подробно рассмотрено геоморфологическое строение Центрального Кавказа, а в работе В. Н. Олюнина — история последнего оледенения в бассейнах рек Черек Балкарский, Псыгансу и Хазныдон; в последней приведено много сведений о современном оледенении и динамике отдельных ледников за последние сто лет.

В 1937—1941 гг. в бассейнах Чегема и Баксана обследовал ледники М. А. Демченко [53—57]. Он составил описание многих ледников, а для некоторых определил величины отступления.

В 1948 г. сектор альпинизма Грузинского научно-исследовательского института физкультуры организовал экспедицию на водораздельный хребет в район между горами Саухох (3711 м) и Зикара (3828 м).

Было установлено, что за 1890—1948 гг. ледники в этом районе весьма значительно уменьшились в размерах — некоторые растаяли, а другие распались на несколько частей (Маруашвили, 1949 г.).

Начиная с 1951 г. на ледниках Казбекского района ведут стационарные и экспедиционные гляциологические наблюдения Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт ЗакНИГМИ и УГМС ГрузССР. Стационарные наблюдения проводят на леднике Гергети. Маршрутными наблюдениями охвачены ледники Суатиси Средний, Мна, Абано, Девдоракский и Майли. По результатам полевых работ на Казбекских ледниках

в 1951—1968 гг. опубликовано много работ. Наибольший интерес представляют работы, посвященные вопросам режима ледников — скорости движения льда, изменению положения концов ледников, абляции, гидрологическому режиму.

Особенно широкий размах гляциологические исследования получили в бассейне р. Терека в 1957—1958 гг. — в период проведения Международного геофизического года (МГГ). Исследованиями занимались ЗакНИГМИ, УГМС ГрузССР, Московский, Харьковский и Ростовский-на-Дону университеты.

ЗакНИГМИ проводил работы на Казбекских ледниках Суатиси Средний, Мна, Гергети, Девдоракский, Майли и Денкара. На ледниках велись наблюдения за таянием снега и льда, поверхностными скоростями, отступанием ледников и понижением их поверхности. На большинстве ледников наблюдения были продолжены и после окончания МГГ. Руководил работами по программе МГГ В. Ш. Цомая.

Большой объем гляциологических исследований на ледниках Эльбруса выполнен Московским государственным университетом; наблюдения были продолжены и после окончания МГГ. На ледниках Эльбруса проводились следующие наблюдения: за таянием льда, скоростью движения ледника, метеорологические, актинометрические, гидрологические, гляциогномоморфологические, фототеодолитные. Всеми работами в период МГГ руководил Г. К. Тушинский. Материалы наблюдений на ледниках Эльбруса изданы в 1962 г. в серии «Материалы гляциологических исследований». Кроме этого, по материалам наблюдений участниками гляциологических экспедиций опубликовано большое число работ [113, 124, 125, 151, 152, 166, 167, 188, 191—194].

По результатам полевых работ были составлены «Атлас ледников Эльбруса» (1965 г.) и коллективная монография «Оледенение Эльбруса» [137].

Харьковский государственный университет начал проводить гляциологические работы на Кавказе еще до МГГ [93—97, 29]. В этот период (1950—1956 гг.) выполнялись в основном маршрутные исследования без организации стационаров. В период МГГ работы проводили несколько отрядов: в 1957 г. — три, в 1958 г. — шесть. В бассейне р. Терека гляциологические наблюдения выполнялись в районе Казбека, в истоках рек Цейдон и Баксан. В каждом из этих районов исследования проводил специальный отряд. В составе каждого отряда было две группы: стационарная, производившая наблюдения на одном из ледников (Девдоракский, Цей, Караугом, Башкара), и экспедиционная, охватывающая своими исследованиями значительный район. Стационарные группы вели наблюдения метеорологические, актинометрические, над таянием снега и льда, поверхностными скоростями движения льда, определяли отступление ледника. Экспедиционные группы производили описания ледников всего бассейна, в котором работал отряд. Работами руководили Г. П. Дубинский и П. В. Ковалев. Основные результаты исследований по программе МГГ опубликованы в семи сборниках

«Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)» и других статьях [4—7, 64, 65, 98—103 и др.].

Ростовский-на-Дону государственный университет производил гляциологические исследования по программе МГГ на леднике Цея. Руководил ими Х. Я. Закиев. Основными видами наблюдений были: теплобалансовые (на леднике и в приледниковой зоне), за таянием снега и льда, поверхностными скоростями движения льда, отступанием языка ледника. Наблюдения по этой программе были продолжены и после окончания МГГ. В 1960—1961 гг. экспедиция университета проводила исследования в бассейне р. Черек Безенгийский на леднике Безенги и в приледниковой зоне. В 1962 г. гляциологические работы проводились на леднике Цея. По результатам всех этих исследований участниками экспедиций было опубликовано несколько работ [74—76, 143, 144, 169, 204, 205].

С 1960 по 1968 г. в бассейне р. Терека продолжали гляциологические исследования ЗакНИГМИ, Московский и Харьковский университеты. В 1961—1962 гг. на ледниках Эльбруса работала экспедиция Института географии АН СССР, которая выполнила ряд интересных наблюдений как в период абляции, так и аккумуляции [12, 31, 45, 46, 108—112, 129, 157, 181].

С 1963 г. систематические наблюдения на ледниках бассейна р. Терека проводит гляциологическая партия Ростовской гидрометеорологической обсерватории. В 1965—1966 гг. гляциологическая партия выполнила работы на леднике Безенги. Ежегодно отрядами гляциологической партии проводится обследование ледников по отдельным притокам р. Терека, цель которых получить необходимый материал для составления «Каталога ледников». Также ежегодно ведутся наблюдения за отступанием концов некоторых ледников (Сказка, Цея, Мижирги, Безенги, Козыцити, Уилпата).

С 1965 г. в бассейне р. Терека на леднике Гергети ведет исследования Кавказская гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР. В 1966 г. эта экспедиция проводила наблюдения также на ледниках Безенги и Кельбаши.

В последние годы ЗакНИГМИ, УГМС ГрузССР, Северо-Кавказское УГМС, Институт географии АН СССР, Московский и Харьковский университеты приступили к гляциологическим наблюдениям по программе Международного гидрологического десятилетия (1966—1975 гг.).

Работы в соответствии с этой программой делятся на три раздела:

- 1) наблюдения в репрезентативных ледниковых бассейнах;
- 2) составление каталога ледников СССР;
- 3) наблюдения за колебанием режима ледников.

Всего на Кавказе, в соответствии с программой МГД, организовано три репрезентативных ледниковых бассейна, из которых два находятся в бассейне р. Терека (ледники Гергети и Джанкуат) и один в бассейне р. Кубани (ледник Марухский). На леднике Гергети круглогодичные гляциологические и метеорологические наблюдения проводит УГМС ГрузССР и ЗакНИГМИ. В период

абляции в их исследованиях принимает участие отдел гляциологии Института географии АН СССР. На леднике Джанкуат наблюдения ведет Московский государственный университет; метеорологические наблюдения здесь проводятся только в период абляции. На Марухском леднике проводятся круглогодичные метеорологические, гляциологические и гидрологические наблюдения. Работы в период аккумуляции в основном выполняет гляциологическая партия Северо-Кавказского УГМС, а в период абляции принимает участие отдел гляциологии Института географии АН СССР.

Распределение оледенения в бассейне

Современное оледенение в бассейне р. Терека имеется на Главном, Боковом, Водораздельном хребтах и отрогах, соединяющих эти три хребта, на участке протяженностью 290 км (между вершинами Эльбрус на западе и Диклосмта на востоке). Общая площадь оледенения по состоянию на 1965—1967 гг. равна 694,76 км², а число ледников составляет 797.

Бассейн р. Терека, как сказано выше, находится на северном склоне Центрального и Восточного Кавказа. Граница между ними проходит по меридиану горы Казбек. В связи с этим по развитию оледенения бассейн четко делится на две части: западную, охватывающую полностью северный склон Центрального Кавказа, и восточную, охватывающую северный склон Восточного Кавказа на участке между вершинами Казбек и Диклосмта. Средняя высота западной части бассейна, имеющего современное оледенение, составляет около 4000 м, в то время как средняя высота восточной части — 3850 м.

Современное оледенение наиболее развито в западной части бассейна, где сосредоточено 93% площади и 88% числа ледников всего бассейна. Более значительное развитие оледенения в западной части бассейна связано с большей высотой горной системы, наличием благоприятных форм рельефа для накопления значительных масс снега и льда (плато, котловин, цирков), а также более влажным климатом, по сравнению с восточной частью бассейна.

Оледенение в западной части бассейна р. Терека распределяется неравномерно, в виде нескольких крупных «узлов». В этих узлах, согласно С. В. Калесника, «...рельеф по отношению к общим климатическим условиям играет как бы роль линзы, собирающей в один фокус все те элементы, которые способствуют возникновению ледников» [87, с. 43]. Узлы приурочены к наибольшим поднятиям Главного и Бокового хребтов и тем формам рельефа, которые благоприятны для накопления значительных масс снега, фирна и льда. Такими узлами современного оледенения являются: Безенгийско-Балкарский (район вершин Шхара-Дыхтау-Коштантау), Караугомско-Цейский, Адырский, Гихтенгенский. В этих узлах ледники в области питания часто соединяются между собой, образуя на несколько десятков километров как бы единое снежно-ледяное поле. Длина некоторых ледников, начинающихся

в узлах, достигает 8—17 км, а площадь отдельных ледников 25—35 км².

Весьма значительными узлами современного оледенения являются также вулканические конусы Эльбруса и Казбека. Область питания у ледников, спускающихся с них, является общей для нескольких ледников. В последние годы в связи с деградацией ледников на их поверхности появляются выходы скальных гребней, которые четко разграничивают области питания ледников. Особенно хорошо прослеживаются эти гребни на ледниках Казбека. Ледники, расположенные на вулканических конусах, обычно имеют незначительную мощность. Так, Г. К. Тушинский для Эльбрусских ледников установил, «...что максимальная мощность льдов на склоне южной экспозиции равна 94,3 м, минимальная — 40,9 м и средняя — 60 м. В отдельных точках были получены величины 44,3; 94,3; 58,9; 40,9 и 59,0 м. На склоне Эльбруса северной экспозиции максимальная мощность равна 80 м, а средняя — 40 м» [195, с. 153, 154].

Особенно крупным узлом современного оледенения является Безенгийско-Балкарский, в котором находятся крупнейшие ледники Кавказа: Безенги, Дых-Су, Мижирги, Уллаузна, Хрумкол, Тютюн, общая площадь которых равна 96,1 км². Мощность льда таких ледников, как Безенги и Дых-Су, в средних частях, по нашим расчетам, достигает 300—350 м.

Второй по величине — Караугомско-Цейский узел, в котором находятся ледники Караугом, Цея, Сонгути, Сказка, Зарамаг. Общая площадь этих ледников равна 44,5 км². Наибольшим ледником является Караугом, имеющий длину 13,3 км и площадь 26,6 км².

В восточной части бассейна современное оледенение представлено несколькими разрозненными группами ледников, приурочен-

Таблица 28

Распределение ледников по отдельным притокам р. Терек

Река	Число ледников		Площадь ледников		Средние размеры ледника (дробность оледенения)
	всего	в % от общего числа	км ²	в % от общей площади	
Малка (истоки)	12	1,5	55,96	8,1	4,65
Баксан (истоки)	160	20,0	132,37	19,1	0,83
Чегем	65	8,1	58,10	8,4	0,90
Черек	182	22,9	198,35	28,5	1,09
Урух	105	13,2	82,73	11,9	0,79
Ардон	131	16,4	74,01	10,6	0,57
Терек (истоки)	74	9,4	65,85	9,5	0,89
Сунжа	68	8,5	27,39	3,9	0,40
Итого	797	100	694,76	100	0,87

ных к вершинам, имеющих высоту 3500—4500 м. Размеры ледников здесь небольшие (0,05—1,0 км). Большая часть их каровые. Почти все они находятся на Главном хребте (не являющимся водоразделом для рек северного и южного склонов Кавказа) или его отрогах, отходящих на север и юг. Ледники на Водораздельном хребте имеются только в районе вершин Таниэ (3941 м) и Чаухи Северная (3842 м).

По отдельным притокам р. Терека оледенение также распределено неравномерно. Наименее оно развито в бассейне р. Сунжа, где составляет 3,9% общей площади ледников бассейна Терека; наиболее — в бассейне р. Черек — 28,5% (табл. 28, рис. 12).

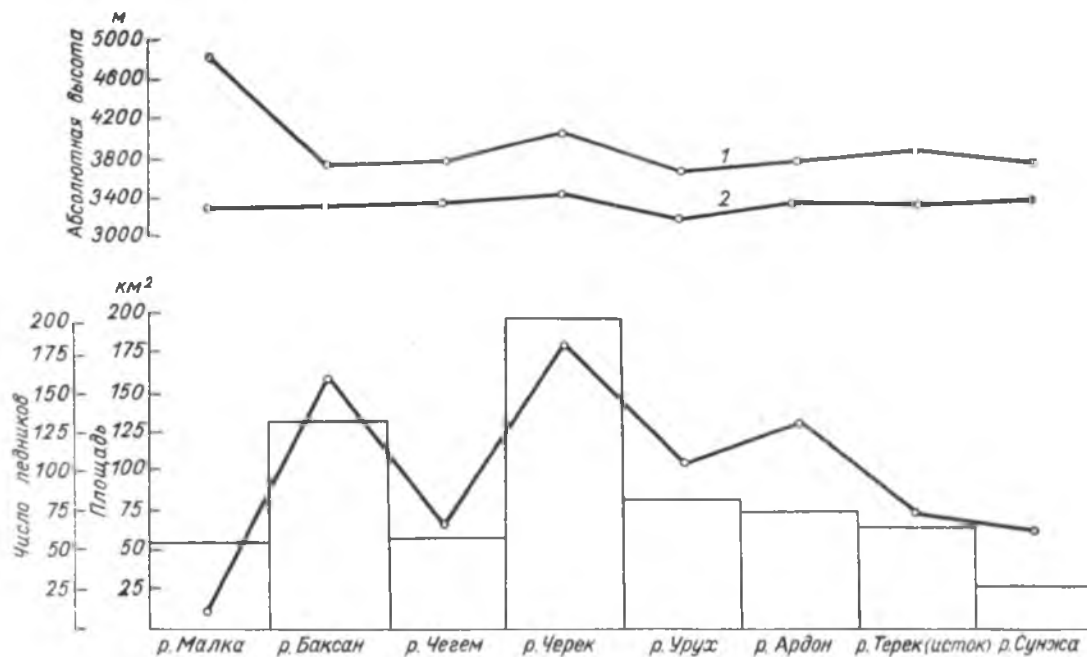


Рис. 12. Основные закономерности современного оледенения бассейна р. Терека.

Высота границ ледников: 1 — верхней, 2 — нижней.

Средняя площадь ледника всего бассейна р. Терека равна 0,87 км², что почти на 60% больше средней площади ледника в бассейне р. Кубани, где она составляет 0,54 км². Из таблицы видно, что наибольшая средняя площадь ледника наблюдается в истоках собственно рек Малка (4,65 км²) и Черек (1,09 км²), а наименьшая — в бассейнах рек Сунжа и Ардон (соответственно 0,40 и 0,57 км²).

В бассейне р. Терека преобладают ледники небольших размеров — площадью не более 1,1 км² каждый (83,6% общего числа); суммарная площадь их сравнительно небольшая (22,2% общей площади). Ледников с площадью более 10,0 км² в бассейне всего шесть. Общая площадь их равна 133,2 км², что составляет 19,1% площади оледенения бассейна (табл. 29). Все эти ледники расположены в пределах западной части бассейна.

Распределение ледников по величине

Размеры ледников по градациям, км ²	Число ледников		Площадь ледников	
	всего	в % от об- щего числа	км ²	в % от об- щей площади
До 0,1	216	27,1	11,04	1,6
0,1—0,5	377	47,3	88,3	12,7
0,6—1,0	72	9,2	55,17	7,9
1,1—1,5	39	4,9	50,0	7,2
1,6—2,0	20	2,5	35,55	5,1
2,1—5,0	47	5,9	141,4	20,5
5,1—10,0	20	2,5	180,1	25,9
10,1—20,0	3	0,3	36,4	5,2
Более 20,1	3	0,3	96,8	13,9
Итого	797	100	694,76	100

Наибольшим ледником бассейна как по площади, так и по длине является ледник Безенги, который расположен в истоках левой составляющей р. Черек — Черек Безенгийский. Площадь ледника 36,2 км². Образуется от слияния западной и восточной ветвей. Наибольшая длина ледника по восточной ветви равна 17,6 км, по западной — 13,5 км. Второй крупный ледник Дых-Су располо-

Таблица 30

Основные характеристики наиболее крупных ледников бассейна р. Терек

Ледник	Река, в бассей- не которой располо- жен ледник	Морфоло- гический тип	Общая экспозиция	Наибольшая длина, км	Площадь, км ²		Абсолютная высота, м	
					всего ледника	закрытая мо- ренным по- кровом	нижней точки конца ледника	высшей точки ледника
Безенги.	Черек	сложный долинный	СВ	17,6	36,2	5,1	2080	5049
Дых-Су Караугом Большой Азау	Урух Баксан	то же " " конических вершин	В	13,3	34,0	6,8	2070	5150
			СЗ	13,3	26,6	0,4	1830	4630
			ЮВ	10,1	19,6	0,1	2500	5663
Бирджалычи- ран	Малка	то же	С	7,8	19,5	0,2	3150	5610
Агаштан	Черек	сложный долинный	СВ	9,8	15,9	0,7	2250	3970
Уллучиран	Малка	конических вершин	С	6,8	12,2	0,2	3010	5643
Шаурту	Чегем	сложный долинный	СЗ	9,1	10,1	1,3	2220	4270

жен в истоках правой составляющей р. Черек — Черек Балкарский. Площадь его равна 34,0 км², а наибольшая длина 13,3 км. Сведения о других значительных ледниках бассейна р. Терек приведены в табл. 30.

Средняя высота нижней границы ледников для всего бассейна составляет 3330 м. По отдельным притокам она колеблется в довольно широких пределах — от 3190 м в бассейне р. Урух до 3440 м в бассейне р. Черек (табл. 31). С запада на восток высота нижней границы ледников изменяется незначительно. Несколько меньшие значения высот в западной части бассейна связаны с наличием здесь долинных ледников. Значительная высота нижней границы ледников в бассейне р. Черек определяется большим числом виссячих ледников, высота нижней границы у которых равна 3970 м.

Таблица 31

Высота нижней и верхней границы ледников

Река	Высота нижней границы ледников, м			Высота верхней границы ледников, м		
	средняя	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная
Малка (истоки)	3270	3490	3010	4730	5643	3460
Баксан (истоки)	3280	4300	2260	3750	5663	3100
Чегем	3340	3950	2220	3790	4270	3180
Черек	3440	4800	2070	4060	5204	3250
Урух	3190	4110	1830	3660	4630	2470
Ардон	3350	4390	2200	3780	4780	3000
Терек (истоки)	3310	3900	2330	3870	5048	3280
Сунжа	3350	3920	2800	3750	4480	3160
По бассейну	3330	4800	1830	3840	5663	2470

Крайние значения высот нижней границы ледников изменяются в более широких пределах, чем средние. Так, минимальная высота нижней границы ледников равна 1830 м (бассейн р. Урух), а максимальная — 4800 м (бассейн р. Черек). Средняя высота верхней границы ледников равна 3840 м, при максимальных ее значениях в бассейне р. Малка — 4730 м и минимальных в бассейне р. Сунжа — 3750 м.

Диапазон оледенения, или высотный интервал между верхней и нижней границами ледника, в среднем для всего бассейна р. Терек равен 510 м, что почти на 90 м больше, чем в бассейне р. Кубани. Наименьшие его значения отмечаются в бассейне р. Сунжа (400 м), а наибольшие в бассейне р. Малка (1460 м). Диапазон оледенения в основном определяется наличием крупных ледников в бассейне. Он всегда значительно больше у сложных долинных и долинных ледников, чем у каровых и виссячих. Так, диапазон оледенения у сложных долинных ледников Безенги и

Дых-Су соответственно равен 2970 и 3080 м, в то время как у каровых ледников, расположенных на их склонах, всего 250—400 м.

Бассейн р. Терека расположен на северном склоне Кавказа и соответственно основными экспозициями ледников являются северные (С, СВ, СЗ), на долю которых приходится 68,4% числа и 65,1% площади всего оледенения бассейна. Ледников южных экспозиций в бассейне всего 106, при этом большая часть их находится в бассейнах рек Черек, Ардон и в истоках Терека, т. е.



Рис. 13. «Муравьиная куча» на леднике Цея.

там, где оледенение развито как на Главном, так и на Боковом и Водораздельном хребтах (табл. 32). Однако всегда размеры ледников, имеющие южные экспозиции, небольшие (в сравнении с ледниками северной экспозиции, находящимися на этом же хребте).

Характер поверхности крупных ледников (сложных долинных, долинных, карово-долинных) и небольших (висячих, каровых, висячих каровых) заметно отличается. Языки крупных ледников спускаются довольно низко в долины и поэтому*происходит их интенсивное таяние. На поверхности ледников образуются своеобразные формы: ледниковые «столы», ледниковые «мельницы», колодцы, «муравьиные» кучи, «стаканы» (рис. 13). Иногда ледниковых «стаканов» так много, что поверхность ледника приобретает ячеистый вид. Во многих местах на поверхности ледников про-

Распределение ледников по экспозициям в бассейне р. Терек

Река	С		СВ		В		ЮВ		Ю		ЮЗ		З		СЗ		Всего	
	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²	Число	Площадь, км ²
Малка (исто- ки)	8	50,9	3	4,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,08	12	55,96
Баксан (исто- ки)	58	33,42	30	16,11	15	5,64	9	44,31	1	9,7	7	2,79	18	5,31	22	15,06	160	132,37
Цегем	23	6,8	11	11,6	5	4,8	7	10,8	5	1,4	—	—	—	—	14	22,7	65	58,1
Церек	43	40,15	45	75,17	24	47,65	12	15,91	2	0,3	8	1,5	18	5,87	30	11,8	182	198,35
Урух	35	13,63	22	25,14	13	5,74	6	3,4	5	1,65	2	0,59	4	1,64	18	30,94	105	82,73
Ардон	38	22,09	23	18,12	14	8,8	19	6,76	6	1,01	5	1,5	4	10,17	22	5,56	131	74,01
Терек (исто- ки)	11	5,74	18	15,66	9	10,3	5	3,73	9	17,09	5	9,2	5	1,38	12	2,75	74	65,85
Сунжа	28	11,72	16	7,27	8	2,2	1	0,6	2	0,4	—	—	—	—	13	5,2	68	27,39
Всего	244	184,48	168	174,05	88	85,13	59	85,51	30	31,55	27	15,58	49	24,37	132	91,09	797	694,76

текают ручьи, которые, слившись вместе, часто образуют довольно значительные наледниковые реки. Одна из них на поверхности ледника Безенги имеет длину около 1,5 км, ширину местами до 3—4 м, при глубине 100—140 см. Река протекает в русле, прорезанном во льду; глубина вреза местами достигает 300 см. Оканчивается эта река в одном из колодцев, глубина которого более 30—40 м.

На поверхности многих ледников наблюдаются морены, которые закрывают конец языка сплошным покровом на довольно зна-



Рис. 14. Поверхностные морены на леднике Безенги. В осевой части узкой полосой протягивается чистый лед.

чительной площади (рис. 14). Так, у ледника Дых-Су конец языка закрыт сплошным моренным чехлом на протяжении 3,3 км, площадью 2,2 км². Всего же моренами закрыто у этого ледника 6,8 км².

На поверхности многих крупных ледников четко прослеживаются боковые и срединные морены, которые обычно начинаются ниже фирновой линии. На таких ледниках, как Безенги, Дых-Су, в некоторых частях наблюдается до трех-четырех срединных морен. Ширина срединных морен может достигать 50—100 м. У бортов почти всех ледников отмечаются довольно значительные береговые морены, высоты которых у современных концов достигает 100—150 м. При этом часто береговые морены носят как бы ступенчатый характер, т. е. состоят из нескольких. Береговые морены фиксируют уровень ледника, который был в недалеком прошлом (рис. 15). Обычно самые высокие из них характеризуют уровень

льда ледника по состоянию на 1810—1820 гг. По мере продвижения от конца языка к области питания высота береговых морен и их число уменьшаются, достигая в последней минимальных величин (10—20 м).

Моренный материал на поверхности ледников обычно распределяется крайне неравномерно — одна сторона ледника может быть закрыта сплошным моренным покровом мощностью 50—200 см, а другая — чистая или на ней наблюдаются отдельные обломки горных пород. Такая неравномерность в распределении



Рис. 15. Береговая морена. Ледник Безенги, левый склон, в 3,0 км от конца языка.

моренного материала приводит к тому, что поверхность ледника, закрытая сплошным моренным покровом, понижается более медленно, чем свободная. По нашим наблюдениям, такое явление характерно для языка ледника Шаурту (бассейн р. Чегем), левая сторона которого понизилась на 30—40 см и больше правой.

На небольших ледниках морены развиты весьма слабо. Поверхностные имеются обычно на каровых ледниках и более редко на висячих каровых и карово-висячих. На концах ледников часто наблюдается сплошной моренный покров; на висячих и карово-висячих морены всегда представлены только боковыми и реже срединными.

Всего на ледниках бассейна р. Терека моренным покровом закрыто 55,64 км², что составляет 8,0% площади всех ледников бассейна (табл. 33).

Т а б л и ц а 33

Моренный покров на ледниках

Река	Площадь ледников, закрытая моренным материалом	
	км ²	в % от площади оледенения притока
Малка (истоки)	0,70	1,2
Баксан (истоки)	8,64	6,5
Чегем	3,62	6,4
Черек	23,95	12,0
Урух	4,04	4,8
Ардон	7,70	10,4
Терек (истоки)	4,39	6,7
Сунжа	2,77	10,1
Итого	55,64	8,0

Мощность моренного покрова на многих ледниках небольшая (3—5 см), что приводит к усилению таяния. На некоторых ледниках мощность моренного покрова достигает 50—200 см, что, наоборот, вызывает резкое уменьшение или даже полное прекращение таяния (см. табл. 130).

Крутизна поверхности языков долинных ледников 10—15°, в нижних частях до 5—8°. В области питания уклоны могут составлять от 30—40° до 5—10°. Большие уклоны (30—40°) наблюдаются у потоков, берущих начало со стенок цирков и каров. После их слияния поверхность ледников становится полой. На выходе из областей питания у крупных ледников повсеместно образуются ледопады. Чаще всего ледопады небольшие, не выше

50—100 м, однако на некоторых ледниках встречаются ледопады высотой 500—600 м (ледники Безенги, Караугом, Мижирги, Уллуаузна и др.).

Крутизна поверхности у висячих ледников значительная (до 50—60° С), хотя в большинстве случаев не превышает 40°. У каровых ледников крутизна меньше и составляет 20—25°. Примерно такую же крутизну имеют висячие каровые ледники в верхней и средней частях; в их нижней части крутизна 30—35°.

Морфологические типы ледников

Современное оледенение бассейна р. Терека, как и всего Кавказа, находится в деградирующем состоянии. Деградация оледенения, носившего характер покровно-горного [76], началась несколько тысяч лет назад. В результате этого к настоящему времени образовалось большое число морфологических типов ледников (рис. 16).

В бассейне р. Терека встречаются ледники следующих морфологических типов: сложные долинные, долинные (простые долинные), конических вершин, карово-долинные, висячие долинные, висячие каровые, карово-висячие, каровые, висячие и присклоновые. В гляциологической литературе существует некоторый разнобой в определении морфологических типов ледников. В данной работе, как и в вышедшей ранее [145], придерживаемся морфологических типов ледников, предложенных Руководством по составлению каталога ледников СССР [168].

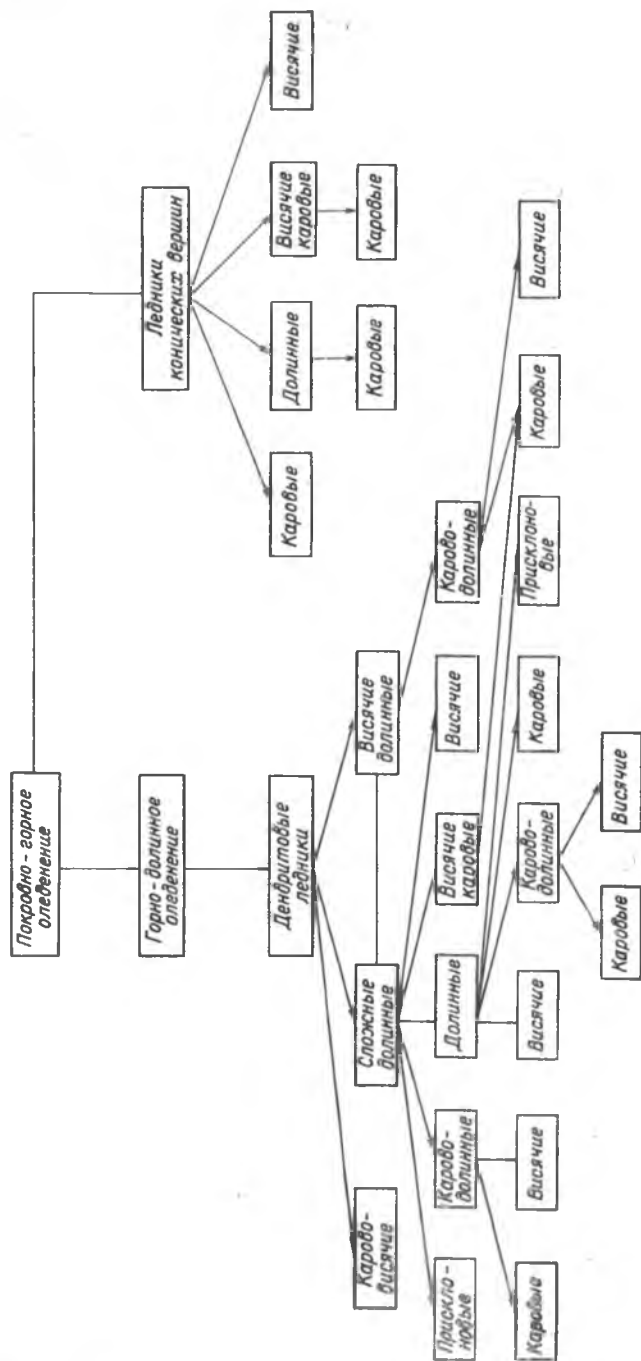


Рис. 16. Последовательный ряд морфологических типов ледников, образующихся в регрессивную фазу оледенения в бассейне р. Терек (по Х. Я. Заклеву с дополнениями автора).

К сложным долинным ледникам относятся крупнейшие ледники бассейна: Безенги, Дых-Су, Агаштан, Мижирги, Караугом, Цея. Все эти ледники образуются из двух или более примерно одинаковых ледниковых потоков. В 1882—1890 гг. сложных долинных ледников было больше; к 1965—1969 гг. некоторые из них превратились в простые. Так, распались ледники Адырсу в бассейне р. Баксан, Кулак в бассейне р. Чегем, Тана в бассейне р. Урух, Рцывашки в бассейне р. Черек.

В XX в. у сложных долинных ледников широко наблюдается отчленение небольших притоков (Башкара, Башиль и др.). У ледника Безенги за 1888—1966 гг. отчленилось 26, у ледника Дых-Су — 10, у ледника Цея — 8 небольших притоков. Обычно в результате отчленения образуются небольшие висячие ледники площадью не более 0,5 км².

Простые долинные ледники в бассейне р. Терека почти никогда не имеют притоков и получают питание из одного однокамерного (ледники Штулу Восточный, Танацете) или многокамерного бассейна (ледники Штулу Западный, Хрумкол и др.). Обычно многокамерный бассейн представляет обширный цирк, на склонах которого находится несколько хорошо развитых каров. Кары между собой разделены стенками, не всегда видными из-под льда. За последнее столетие большинство простых долинных ледников весьма значительно уменьшилось в длине. Это может в ближайшие 50—70 лет привести к тому, что они превратятся в карово-долинными (Кулак-Чегемсчимар, Сказка и др.) или даже в каровые (Танацете, Качу и др.) ледники.

Ледники конических вершин в бассейне р. Терека находятся в районе горы Эльбрус. К этому типу относим следующие ледники: Уллучиран, Карачаул, Уллукол, Уллумалиендерку, Бирджалычиран, Чунгурчатчиран, Ирик, Терскол, Малый и Большой Азау. Однако в работе Э. С. Боровика и В. И. Кравцовой [16] ледники Ирик и Большой Азау отнесены к долинным, а Микельчиран и Гарабаши к ледникам конических вершин. Эту типизацию считаем необоснованной, поскольку почти все ледники конических вершин имеют хорошо выраженный язык, занимающий типичную ледниковую долину. В области питания многие ледники конических вершин не имеют четко выраженных ледоразделов и поэтому границы между ними во многих случаях проведены условно (Уллучиран—Карачаул, Малый Азау—Большой Азау и др.). Ледники Микельчиран и Гарабаши мы отнесли к долинным, потому что они начинаются не в районе вершин Эльбруса, их области питания расположены почти на уровне концов ледников конических вершин.

Группа каровых ледников в бассейне р. Терека представлена карово-долинными, висячими каровыми, карово-висячими и особенно каровыми ледниками. Наиболее крупными из этих ледников являются карово-долинными ледники Кашхатау, Джайлык, Тютюргу, Кору, Кельбаши, Уилпата, Зарамаг и др. Обычно карово-долинными ледники расположены в истоках висячих долин, занимая хо-

рошо выработанный кар. Из кара выходит короткий язык ледника (рис. 17), который не превышает одной-двух третей его общей длины. Конец ледника часто закрыт довольно мощной толщей моренного материала.

Большую группу ледников составляют висячие каровые ледники (16,5% числа и 10,6% площади всех ледников бассейна). Область их питания располагается в каре, из которого выходит

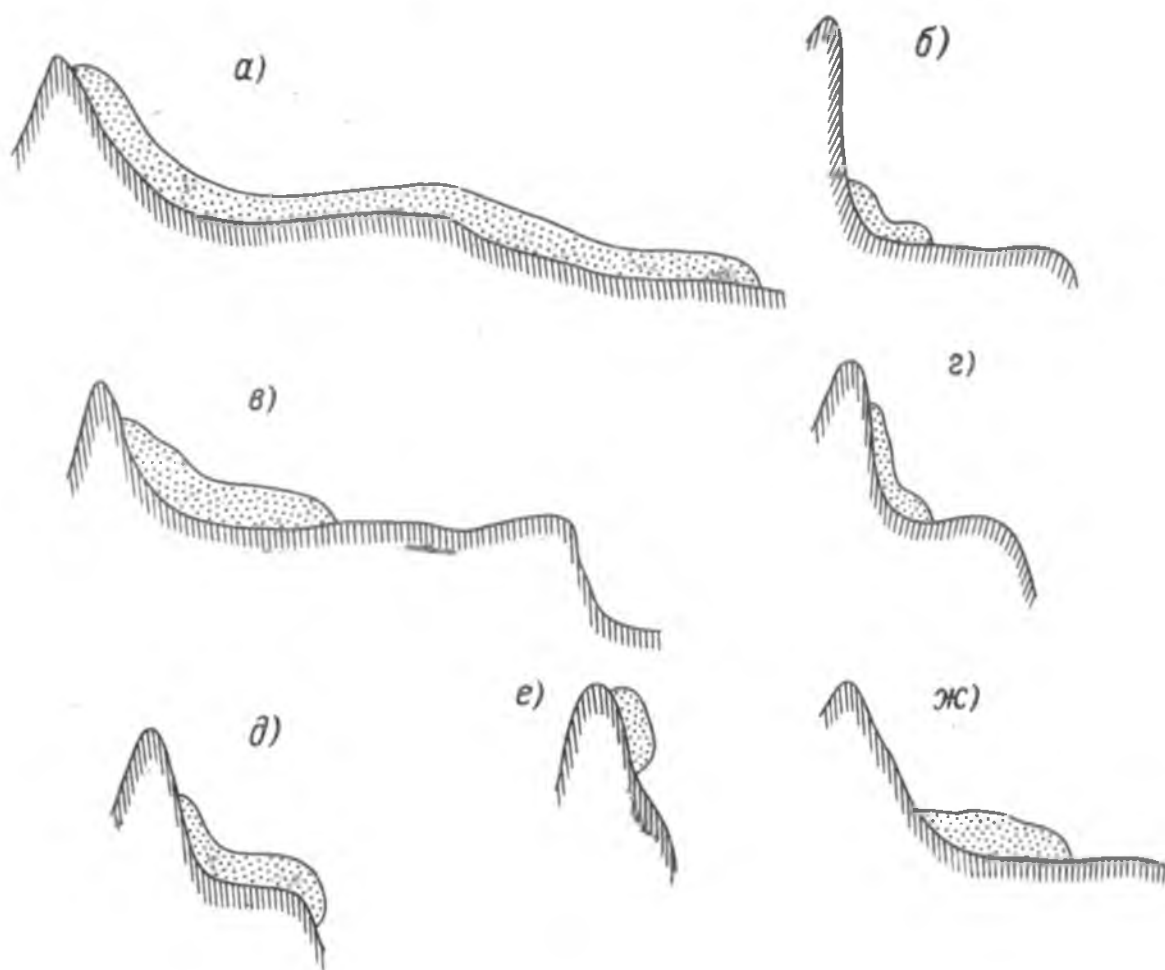


Рис. 17. Продольные профили ледников основных морфологических типов.

а — долинный, *б* — каровый, *в* — карово-долинный, *г* — карово-висячий, *д* — висячий каровый, *е* — висячий, *ж* — присклоновый.

за пределы кара только язык ледника, повисая на крутом склоне. На поверхности ледников повсеместно отсутствует значительный моренный покров. На дне долины, на склоне которой находится висячий каровый ледник, часто наблюдаются груды обвалившегося льда, что может приводить к образованию присклонового ледника, питающегося в основном за счет этих обвалов.

Карово-висячие ледники встречаются в бассейне р. Терека значительно реже, чем другие, почти все (11 ледников из 12) находятся в бассейне р. Черек. Эти ледники обычно занимают небольшой кар на склоне долины. За пределы кара язык ледника не выходит (см. рис. 17).

Собственно каровые ледники в бассейне распространены весьма широко (31,6% числа и 8,6% площади всех ледников). Часто они занимают только часть кара. На всех каровых ледниках значительная часть поверхности закрыта моренным покровом, в связи с чем нижнюю границу льда трудно проследить.

Широко распространены в бассейне р. Терека также висячие ледники. Находятся они преимущественно на ровных склонах в верхних частях сложных долинных ледников (Безенги, Цея). В недавнем прошлом многие были притоками более крупных ледников. Некоторые висячие ледники (№ 7—12 в бассейне р. Черек, № 3, 25 в бассейне р. Урух и др.) находятся на довольно крутых склонах, начинаясь практически с верхней точки наибольших вершин района. Такие висячие ледники образуются и существуют в основном за счет метелевого переноса. Небольшое число висячих ледников располагается на задних или боковых стенках каров. Это преимущественно небольшие плоские ледники площадью не более 0,2 км² (№ 27, 37 в бассейне р. Баксан, № 154—156 в бассейне р. Черек, № 15, 15а, 15б в бассейне р. Сунжа).

Присклоновые ледники встречаются в бассейне довольно редко. Развита они всегда больше в ширину, чем в длину. На поверхности ледника различаются две составляющие уклона: вдоль и поперек долины. Накопление и расход вещества на этих ледниках происходит не каждый год. В одни годы вся их поверхность к концу периода абляции может быть свободной от снега, в другие — закрыта снегом. Почти все присклоновые ледники находятся в бассейнах рек Урух, Ардон и Чегем.

Незначительно распространены и висячие долинные ледники. Всего их в бассейне р. Терека девять, общей площадью 34,5 км². Висячие долинные ледники в бассейне р. Урух (№ 31, 33) образовались в результате деградации сложного долинного ледника Тана.

Причиной незначительного распространения висячих долинных, карово-висячих и присклоновых ледников является то, что они образуются не в конце, а в начале регрессивной фазы оледенения. Распада карово-висячих и присклоновых ледников, как видно из рис. 16, не происходит, поэтому при продолжающейся деградации оледенения они исчезают. Висячие долинные ледники, образовавшиеся в основном при деградации дендритовых ледников, продолжали деградировать и в настоящее время превратились в карово-долинные и каровые ледники. Имеющиеся висячие долинные ледники и присклоновые ледники бассейна р. Терека появились сравнительно недавно. Образование присклоновых ледников в результате распада простых долинных — явление довольно редкое.

Проследив последовательность образования ледников различных морфологических типов, рассмотрим их распределение по территории бассейна. Наиболее распространенными в бассейне р. Терека являются висячие ледники, составляющие 32,4% числа всех ледников (табл. 34). Наибольшую площадь (26,0% площади всех ледников) занимают сложные долинные ледники, хотя число

Морфологические типы ледников

Морфологические типы ледников	Бассейн реки								Всего	В % от общего числа и площади ледников бассейна
	Малка (истоки)	Баксан исток	Чегем	Черек	Урух	Ардон	Терек (истоки)	Сунжа		
Сложные долинные			1 10,1	6 109,5	3 35,7	3 25,4			13 180,7	1,6 26,0
Простые долинные	1 4,5	10 26,04	4 19,3	9 30,9	4 12,8	1 2,2	2 8,8	3 6,5	34 111,04	4,3 16,0
Конических вершин	6 50,7	4 47,4							10 98,1	1,3 14,1
Висячие долинные					2 4,7		7 29,8		9 34,5	1,1 5,0
Карово-долинные		10 12,4	11 20,9	14 20,91	12 13,5	14 19,4	1 0,9	7 9,0	69 97,01	8,7 14,0
Каровые	4 0,36	62 11,89	15 4,1	41 8,57	30 7,06	42 12,21	33 10,11	25 5,36	252 59,66	31,6 8,6
Висячие каровые		38 31,8	4 1,7	25 15,1	14 6,5	27 8,69	12 5,56	12 4,2	132 73,55	16,5 10,6
Карово-висячие				11 1,12	1 0,1				12 1,22	1,5 0,2
Висячие	1 0,4	36 2,84	28 1,6	76 12,25	36 2,01	42 5,43	19 10,68	20 2,03	258 37,24	32,4 5,3
Присклоновые			2 0,4		3 0,36	2 0,68		1 0,3	8 1,74	1,0 0,2
Итого	12 55,96	160 132,37	65 58,1	182 198,35	105 82,73	131 74,01	74 65,85	68 27,39	797 694,76	100 100

Примечание. Первая строка — число ледников, вторая — площадь, км².

их составляет всего 1,6% общего количества. Наименее распространенными морфологическими типами как по числу, так и по площади являются присклоновые, карово-висячие и висячие долинные ледники.

По отдельным притокам р. Терека наблюдаются большие различия в распределении морфологических типов ледников. Различия в основном заключаются в следующем: а) все сложные долинны ледники и преобладающая часть простых долинных находятся в пределах Центрального Кавказа (бассейн рек Черек, Урух,

Ардон); б) на Восточном Кавказе (бассейн р. Сунжа) как по числу, так и по площади преобладают каровые и висячие; в) наибольшее развитие висячие ледники имеют в бассейнах рек с мощным современным оледенением (р. Черек — 42%, р. Чегем — 43%, р. Урух — 34% числа ледников соответствующих бассейнов); г) при движении к западу и востоку от бассейна р. Урух число морфологических типов ледников уменьшается, достигая в бассейне р. Малка (истоки) — четырех, а в бассейне р. Сунжа — шести.

Если первые три особенности распределения ледников по притокам р. Терека не требуют особых пояснений, то на четвертой остановимся подробнее. В бассейне р. Урух, как видно из табл. 34, наблюдается девять из десяти морфологических типов ледников, отмеченных в бассейне р. Терека. Здесь нет ледников конических вершин, что связано с отсутствием в бассейне вулканического конуса, подобного Эльбрусу или Казбеку. Уменьшение числа морфологических типов ледников к западу и востоку от бассейна р. Урух связано с различными условиями оледенения. К западу уменьшение происходит в связи с увеличением размеров современного оледенения, к востоку — в связи с уменьшением размеров современного оледенения, что хорошо согласуется с показанным на рис. 16 последовательным рядом морфологических типов ледников, образующихся в регрессивную фазу оледенения.

В заключение характеристики морфологических типов ледников бассейна р. Терека рассмотрим их высотное положение (табл. 35). Во всех бассейнах наиболее низко находятся концы языков сложных долинных, простых долинных и висячих долинных ледников.

Таблица 35

Морфологические типы ледников и их высоты

Морфологический тип	Высота нижней границы ледников, м			Высота верхней границы ледников, м			Интервал оледенения, м
	средняя	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная	
Сложные долинные	2350	2830	1830	4500	5150	3880	2150
Простые долинные	2810	3270	2220	4050	5151	3130	1240
Конических вершин	3000	3350	2500	5620	5663	5600	2620
Висячие долинные	2810	3380	2330	4440	4636	3040	1630
Карово-долинные	3040	3540	2600	3870	4650	3400	830
Каровые	3310	4020	2680	3620	4480	3000	310
Висячие каровые	3190	3800	2440	3740	4636	3040	550
Карово-висячие	3520	4020	3020	3850	4200	3260	330
Висячие	3650	4800	2700	3970	5204	3060	320
Присклоновые	3030	3660	2350	3270	3900	2470	240
Для всего бассейна	3030	4800	1830	3840	5663	2470	510

Наиболее низко (до 1830 м) спускается конец сложного долинного ледника Караугом, расположенного в бассейне р. Урух. В среднем наиболее высоко находятся концы языков висячих (3650 м) и карово-висячих ледников (3520 м).

Средняя высота верхней границы наименьшая у присклоновых ледников (3270 м) и каровых (3620 м), а наибольшая — у ледников конических вершин (5620 м) и сложных долинных (4500 м). Интервал оледенения наибольший у ледников конических вершин (2620 м), а наименьший у присклоновых (240 м), т. е. разница составляет почти 2400 м.

Фирновая линия

Большое значение при изучении поверхностного режима ледников имеет знание высоты фирновой линии, при этом не только средней многолетней, но и сезонной. В отдельные годы сезонная фирновая линия находится выше или ниже средней многолетней (далее для простоты будем называть ее просто фирновой линией). В некоторые годы на поверхности ледников может наблюдаться сразу несколько сезонных фирновых линий: сезонная текущего года и две-три сезонных предшествующих лет. От года к году колебание высоты сезонной фирновой линии достигает нескольких сот метров. Так, по наблюдениям Х. Я. Закиева [73, 74], на леднике Цея высота сезонной фирновой линии в 1938 г. была равна 3550 м, а в 1946 г. — 2900 м.

Непосредственных наблюдений за высотой сезонной фирновой линии в бассейне р. Терека проводилось очень мало. В связи с тем, что наблюдения эти велись не всегда в конце периода абляции и обычно охватывали небольшое число ледников за сравнительно короткий промежуток времени (один-два года), в данной работе они не приводятся, за исключением результатов длительных наблюдений за высотой сезонной фирновой линии на ледниках Цея и Безенги. На леднике Цея наблюдения производил Закиев с 1930 по 1965 г. [73], а на леднике Безенги — Закиев и Панов с 1960 по 1970 г.

Чтобы получить представление о высотах фирновой линии по отдельным притокам р. Терека, был выполнен расчет по способу Куровского (табл. 36); на основе этих данных составлена карта высот фирновой линии для бассейна р. Терека (рис. 18). Следует отметить, что при определении средней высоты фирновой линии висячие и карово-висячие ледники во внимание не принимались, поскольку способом Куровского определить высоту фирновой линии для них нельзя.

В отдельных случаях высота фирновой линии, рассчитанная по способу Куровского, довольно значительно отличается от высот, наблюдаемых или полученных другими способами (Гесса, Щегловой, шурфовкой). Причинами подобных расхождений высот является недоучет лавинного питания, метелевого переноса, освещенности и др. Эти отклонения существенного влияния не оказывают

Высота фирновой линии

Реки, горные массивы и хребты	Высота фирно- вой линии, м	Средняя высота горной системы (хребта, масси- ва), м	Реки, горные массивы и хребты	Высота фирно- вой линии, м	Средняя высота горной системы (хребта, масси- ва), м
р. Малка	3850	4450	р. Харвес (юж- ный склон	3640	4100
р. Баксан (исто- ки)	3510	—	хр. Суган- ский)		
р. Кыртык	3530	3750	р. Бартуй	3240	3800
г. Эльбрус (вос- точный и юж- ный склоны)	3620	5000	р. Фастагдон	3260	3800
р. Донгузорун	3290	3780	р. Караугом	3480	4230
р. Юсеньги	3340	3900	(район лед- ника Карау- гом)		
р. Адылсу	3350	4000	р. Айгамуга	3340	4100
р. Адырсу	3640	4020	р. Ардон	3460	—
р. Тютюсу	3680	4150	р. Цеядон	3460	3910
р. Герхожансу	3630	4050	Южный склон	3580	3840
р. Кестанты	3790	4100	хр. Кальтвер		
р. Чегем	3510	—	Водораздель- ный хребет	3310	3400
р. Башиль-Ау- зусу	3520	4100	р. Баддон	3410	3640
р. Гара-Аузусу	3450	4100	р. Архондон	3480	4060
р. Булунгу	3610	3900	р. Фиагдон	3520	3760
р. Черек	3550	—	р. Гизельдон	3580	4100
Ледник Безенги	3200	4750	р. Терек (истоки)	3580	3920
р. Мижирги	3770	4600	г. Казбек	3650	4580
р. Думала	3720	4400	Водораздель- ный хребет	3460	3520
р. Чайнашки	3400	3700	р. Кистинка	3580	3980
р. Тютюнсу	3450	4100	р. Армхи	3620	3920
р. Дыхсу	3670	4400	р. Сунжа	3570	—
р. Агаштан	3320	3800	р. Асса	3490	3750
р. Лькези	3180	3640	р. Чанты-Аргун	3570	3800
р. Карасу	3460	4000	р. Шаро-Аргун	3600	3900
р. Рцывашки	3490	4200			
р. Псыгансу	3560	4100			
р. Урух	3370	—			
р. Хазныдон	3510	4000	Для всего бассей- на р. Терекз	3530	—
р. Билягиком	3510	3750			
р. Харвес (се- верный склон Главного хребта)	3240	3820			

на среднюю высоту фирновой линии бассейна, так как случаев таких мало, а знак отклонения бывает как положительный, так и отрицательный.

Определение высоты фирновой линии для ледников Эльбруса, начинающихся с одной вершины и не имеющих четко выраженных границ, отделяющих их друг от друга, способом Куровского невоз-

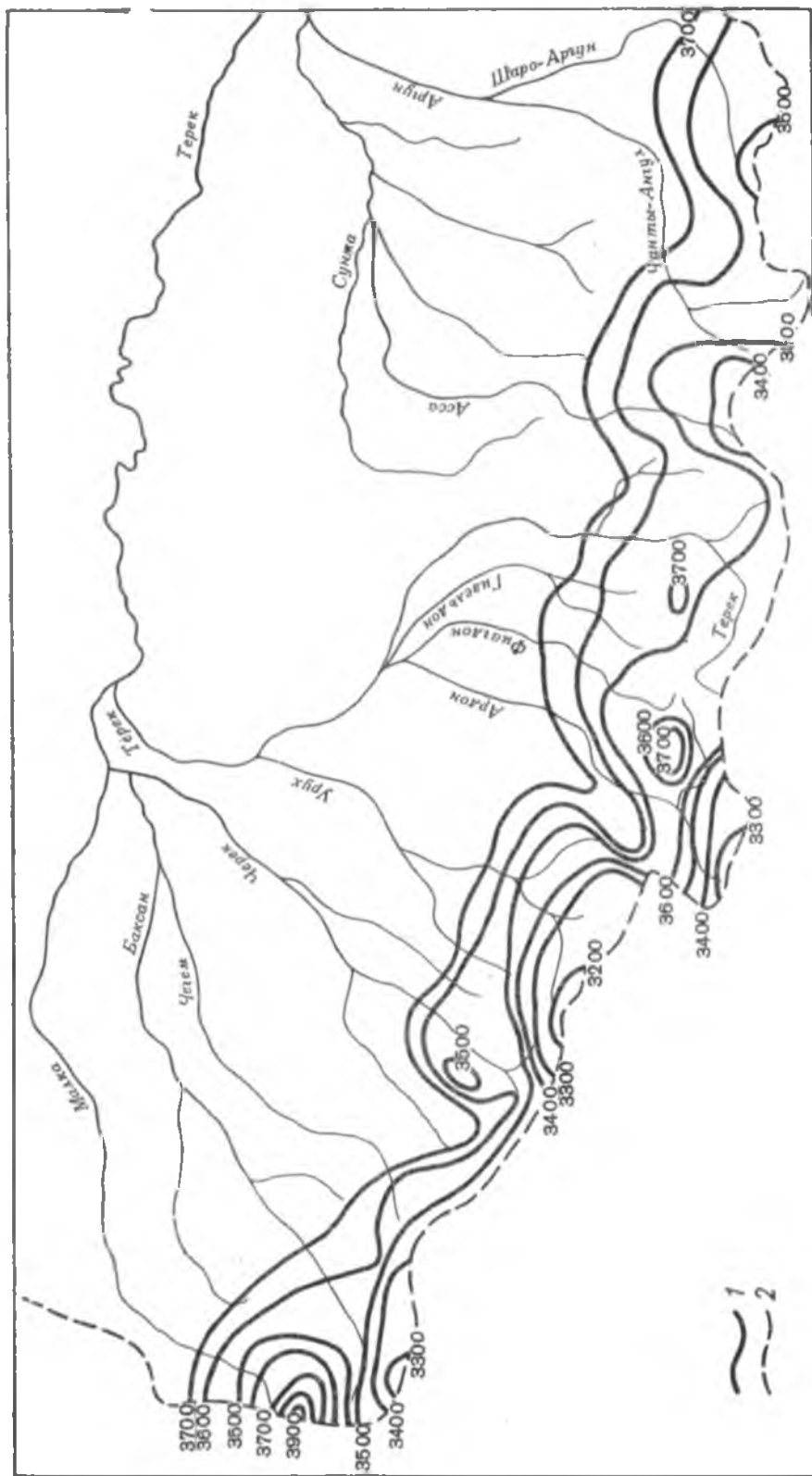


Рис. 18. Высоты фирновой линии в бассейне р. Терека.
 1 — изолинии фирновой линии и ее высоты, м; 2 — водораздел.

можно. Высоты для таких ледников получаются всегда несколько завышенными (на 100—250 м). За средние высоты фирновой линии ледников Эльбруса приняты их высоты, отмеченные в 1957 г. (аэрофотосъемка на 22/VIII), поскольку погодные условия за рассматриваемый год были близки к средним многолетним, а аэрофотосъемка произведена практически в конце периода абляции.

Полученные высоты фирновой линии по способу Куровского довольно хорошо подтверждаются фактическими данными о высотах фирновой линии и величинах аккумуляции на уровне ее, полученными в последние годы при исследовании некоторых ледников (ледники Эльбруса, Джанкуат, Безенги, Кельбаши, Цея, Гергети). В некоторых случаях имеются довольно значительные расхождения в высотах фактической и расчетной фирновой линии. Причина расхождений в основном заключается в следующем. По способу Куровского, как известно, высота фирновой линии равна средней арифметической из высот обрамления фирнового бассейна и конца языка ледника. Из этого следует, что высота ее определяется высотами горной системы и размерами ледника. В связи с тем, что у некоторых ледников часть конца языка представляет «мертвый лед», но еще связанный с основной массой ледника, возникает ошибка в определении высоты фирновой линии. И она тем больше, чем значительнее величина разности высот активной и «мертвой части» языка ледника. Подобное явление имело место при определении высот фирновой линии для некоторых ледников бассейна р. Терека (табл. 37).

Таблица 37

Высота фирновой линии с учетом и без учета «мертвого льда» конца языков

Ледник	Высота конца ледника, м		Высота фирновой линии, м		Разность высот, м
	с «мертвым льдом»	без «мертвого льда»	с учетом «мертвого льда»	без учета «мертвого льда»	
Шхельды	2260	2450	3020	3140	120
Шаурту	2220	2530	3080	3280	200
Безенги	2080	2300	3200	3340	140
Мижирги	2380	2620	3360	3520	160
Дых-Су	2070	2350	3190	3370	180
Штулу Восточ- ный	2500	2600	3040	3100	60
Сонгутидон-Цете	2340	2420	3070	3120	50
Кибаша	3200	3300	3410	3550	140
№ 35 (р. Сунжа)	3080	3240	3410	3510	100

Как видно из табл. 37, в отдельных случаях разность высот достигает 180—200 м, что приводит к неправильным выводам об условиях режима ледников и особенно величине аккумуляции на

высоте фирновой линии. Так, нами для ледника Безенги по высоте фирновой линии без учета «мертвого льда» была получена величина аккумуляции, равная 1560 мм, а по фактическим наблюдениям она составляла 1000—1100 мм [117].

Таким образом, для большинства ледников бассейна р. Терека способ Куровского по определению высоты фирновой линии дает хорошие результаты. Однако для крупных ледников, имеющих участки «мертвого льда», которые учитываются в расчетах, величины высот получаются завышенными. Поэтому, чтобы получить высоты фирновой линии, близкие к действительным, необходимо знать о наличии «мертвого льда» и принимать его в расчеты.

Высота фирновой линии в бассейне р. Терека в общем повышается с запада на восток. Наибольшие ее высоты отмечаются в бассейнах рек Чанты-Аргун (3570 м) и Шаро-Аргун (3600 м), а наименьшие — в бассейне р. Урух (3370 м). Исключение составляет бассейн р. Малка (истоки), в котором средняя высота фирновой линии равна 3850 м. О причине такого отклонения будет сказано ниже.

При рассмотрении данных табл. 36 и рис. 18 видно, что максимальных высот фирновая линия достигает в районах, где наблюдаются наибольшие высоты хребтов (бассейн рек Черек Безенгийский, Малка, Гизельдон), несмотря на то что к этим районам приурочены наибольшие площади современного оледенения. Высота фирновой линии здесь равна 3700—3900 м. В местах резкого понижения Главного хребта, перевалов или целых участков его (истоки р. Черек Балкарского, Харвеса, Ардона) фирновая линия резко понижается и имеет высоты 3200—3300 м (р. Агаштан — 3280 м, р. Лъкези — 3230 м, р. Харвес — 3240 м, р. Зеегондон — 3250 м), что связано с особенностями переваливания влажных воздушных масс, идущих с юга на север. При этом низкие высоты фирновой линии наблюдаются и к северу от Главного хребта — на Боковом хребте и его отрогах.

В бассейнах тех рек, где на Главном и Боковом хребтах оледенение имеется на северном и южном склонах, высота фирновой линии ниже на северном склоне и выше на южном. При этом в некоторых районах разница в высоте фирновой линии между северным и южным склоном достигает 390 м (табл. 38).

В табл. 39 для некоторых ледников бассейна р. Терека приведены значения высот фирновой линии, определенные по способу Куровского. Колебания высоты фирновой линии у отдельных ледников, как видно из таблицы, весьма значительные. Так, у ледника Караугом (бассейн р. Урух) высота фирновой линии равна 2840 м, в то время как у ледника Хрумкол (бассейн р. Черек) — 3800 м. Общей закономерностью является то, что фирновая линия на крупных ледниках (сложные долинные, долинные, карово-долинные) находится ниже, а на небольших (каровые, висячие) — выше. Кроме того, фирновая линия выше на ледниках, расположенных выше или находящихся в более высокой горной системе. Это подтверждается тем, что фирновая линия на висячих ледниках всегда

Высота фирновой линии на Главном и Боковом хребтах
в зависимости от экспозиции склона

Бассейн реки	Высота фирновой линии, м	Разность высот между север- ным и южным склоном, м
Черек Безенгийский	3720	40
	3760	
Черек Балкарский	3560	60
	3620	
Урух	3510	130
	3640	
Ардон (истоки)	3390	390
	3780	
Фиагдон-Терек (истоки)	3520	50
	3570	

П р и м е ч а н и е. Первая строка — северная экспозиция склона, вторая — южная.

выше, чем на каровых (см. табл. 35). Высота фирновой линии на каровых ледниках в бассейне р. Черек равна 3640 м, а в бассейне р. Сунжа — 3590 м, несмотря на то что в общем высота фирновой линии увеличивается с запада на восток. Причина заключается в том, что в бассейне р. Черек Главный и Боковой хребты значительно выше, чем в бассейне р. Сунжа (примерно на 300—400 м).

В бассейнах всех притоков р. Терека, имеющих современное оледенение, встречаются ледники, у которых фирновая линия располагается выше верхней границы ледников, т. е. весь ледник находится в области абляции (табл. 40). Много таких ледников расположено на Боковом и Водораздельном хребтах и их отрогах. Морфологический тип у них каровый или присклоновый, реже висячий каровый. Существуют они в основном за счет лавинного и метелевого питания, поэтому в отдельные годы на их поверхности может к концу периода абляции оставаться снежный покров. У некоторых значительные площади закрыты моренным материалом, что уменьшает величину абляции за теплый период.

Помимо ледников, находящихся полностью в области абляции, имеются ледники, которые полностью расположены в зоне аккумуляции. Такие ледники почти все образовались недавно (в последние 20—30 лет) в результате отчленения от сложных и простых долинных ледников и находятся преимущественно на Главном хребте. Морфологический тип таких ледников исключительно висячий.

Высота фирновой линии, ледниковый коэффициент и площади областей абляции и аккумуляции

Название (номер) ледника и бассейн реки, в котором он находится	Морфологический тип	Высота фирновой линии, м	Площадь, км ²		Ледниковый коэффициент
			области абляции	области аккумуляции	
Шаурту (р. Чегем)	сложный долинный	3280	5,4	4,7	0,9
Безенги (р. Черек)	"	3340	19,4	16,8	0,9
Дых-Су (р. Черек)	"	3370	17,2	16,8	1,0
Караугом (р. Урух)	"	2840	4,9	21,7	4,4
Цея (р. Ардон)	"	3260	3,05	6,75	2,2
Башкара (р. Баксан)	долинный	3170	2,45	0,95	0,4
Хрумкол (р. Черек)	"	3800	4,3	2,9	0,7
Танацете (р. Урух)	"	3120	0,8	1,6	2,0
Кельбаши (р. Черек)	карово-долинный	3680	1,07	0,54	0,5
Джайлык (р. Чегем)	"	3620	2,7	1,2	0,4
Уилпата (р. Ардон)	"	3400	0,6	0,7	1,2
Козыцити (р. Ардон)	"	3330	0,3	0,1	0,3
Качу (р. Сунжа)	"	3570	0,15	0,25	1,7
Уллучиран (р. Малка)	конических вершин	3960	5,9	6,3	1,1
Ирик (р. Баксан)	"	3690	3,6	6,8	1,9
Большой Азау (р. Баксан)	"	3640	9,2	10,4	1,1
№ 35 (р. Чегем)	каровый	3640	0,09	0,11	1,2
№ 2 (р. Черек)	"	3770	0,17	0,03	0,2
№ 101 (р. Черек)	"	3400	0,28	0,12	0,4
№ 25 (р. Ардон)	"	3370	0,03	0,07	2,3
Салынанчиран (р. Черек)	висячий каровый	3420	0,8	0,6	0,8
№ 148 (р. Черек)	"	3520	0,22	0,18	0,8
№ 24 (р. Сунжа)	"	3670	0,06	0,14	2,3

Как известно, между высотой сезонной фирновой линии, температурой воздуха за период абляции и суммой осадков за период аккумуляции существует довольно хорошая связь. На основании имеющихся 11-летних данных о высоте сезонной фирновой линии для ледников Цея и Безенги, температуре воздуха за период абляции (май—октябрь) и сумме осадков за гидрологический год (октябрь—сентябрь) (по метеостанции Орджоникидзе) нами получена довольно тесная корреляционная зависимость, которая выражается следующими уравнениями прямой регрессии:

$$H_{\text{ц}} = 397,7 + 185,7t - 0,28x, \quad (1)$$

$$H_{\text{б}} = 3366,7 + 4,9t - 0,35x, \quad (2)$$

Высота фирновой линии, высшей точки ледника

№ ледника	Название бассейна, в котором расположен ледник	Морфологический тип ледника	Высота фирновой линии, м	Высота высшей точки ледника, м	Высота нижней точки конца ледника, м
111	Баксан (истоки)	каровый	3800	3780	3620
37	" "	висячий	3230	3100	2990
1	Чегем	присклоновый	3960	3900	3660
6	"	каровый	3880	3870	3580
2	Черек	"	3880	3830	3480
4	"	"	3850	3820	3440
134	"	висячий	4030	3970	3290
		каровый			
26	Урух	"	3150	3120	2670
4	Терек (истоки)	каровый	3730	3480	3210
16	Сунжа	"	3580	3560	3300

где $H_{Ц}$ — высота сезонной фирновой линии на леднике Цея; $H_{Б}$ — высота сезонной фирновой линии на леднике Безенги; x — сумма осадков (мм) за период аккумуляции по метеостанции Орджоникидзе; t — средняя суточная температура воздуха за период абляции по метеостанции Орджоникидзе.

Таблица 41

Высота сезонной фирновой линии фактическая и вычисленная по уравнениям регрессии для ледников Безенги и Цея

Год	Высота сезонной фирновой линии, м		Разность между фактической и вычисленной, м	Год	Высота сезонной фирновой линии, м		Разность между фактической и вычисленной, м
	фактическая	вычисленная			фактическая	вычисленная	
	Ледник Безенги			Ледник Цея			
1960	3070	3140	+70	1960	3290	3300	+10
1961	3160	3160	0	1961	3390	3540	+150
1962	3180	3200	+20	1962	3320	3340	+20
1963	3090	3000	-90	1963	3240	3100	-140
1964	3090	3150	+60	1964	3290	3310	+20
1965	3160	3180	+20	1965	3300	3340	+40
1966	3100	3110	+10	1966	3280	3350	+70
1967	3080	2960	-120	1967	3220	3040	-180
1968	3170	3140	-30	1968	3290	3340	+50
1969	3150	3190	+40	1969	3330	3380	+50
1970	3090	3110	+20	1970	3260	3190	-70
Среднее	3120	—	—		3290	—	—

Для уравнения (1) коэффициент корреляции равен $-0,94$, а вероятная ошибка коэффициента корреляции $\pm 0,02$; для уравнения (2) соответственно $-0,69$ и $\pm 0,10$. В табл. 41 приведены значения высот фирновой линии фактических и вычисленных по формулам.

Как видно из табл. 41, различия между вычисленной и фактической высотой сезонной фирновой линии в отдельные годы довольно значительны: для ледника Цея от -180 до 150 м, для ледника Безенги от -90 до 120 м. Средняя высота сезонной фирновой линии за 1960—1970 гг. для ледника Безенги равна 3120 м, для ледника Цея — 3290 м при средней за многолетний период 3340 и 3260 м соответственно, т. е. сезонная фирновая линия у ледника Безенги была на 220 м ниже средней многолетней, а у ледника Цея выше на 30 м.

Мощность и объем ледников

Сведений о мощности ледников бассейна р. Терека очень мало, а имеющиеся получены самыми различными прямыми и косвенными (расчетными) способами. Наибольшее число определений мощности льда выполнено для ледников Эльбруса. Величины мощности для некоторых из них приведены в табл. 42.

Таблица 42

Мощность льда некоторых ледников Эльбруса

Ледник	Мощность льда, м	Расстояние точки, для ко- торой приведе- на мощность, от конца ледника, м	Автор
Карачаул	59,6	1400	В. И. Кравцова (1967)
Уллучиран	79,4	1800	„
Микельчиран	54,4	900	„
Гарабаши	68,7	900	„
Малый Азау	82,4	1200	„
Большой Азау	53,2	600	„
Ирик	84	1000	Ю. Ф. Книжников (1964)
„	110	1300	„
„	133	2200	„
„	138	2700	„
„	143	3250	„

Мощность льда на ледниках Эльбруса определялась тремя способами: по снежно-фирновым обрывам, по поперечным и продольным профилям и по формуле Лагалли с уточненным коэффициентом ($K=5,5$). Всего специалистам Московского государственного университета удалось определить мощность льда для 500 точек, что дало возможность составить карту мощности льда

(рис. 19). Максимальных значений (100—150 м) мощность льда достигает на языках наибольших ледников, начинающихся с Эльбруса (Ирик, Большой Азау, Уллучиран и др.). В районе же вершин Эльбруса и на концевых участках ледников мощность льда составляет 10—20 м.

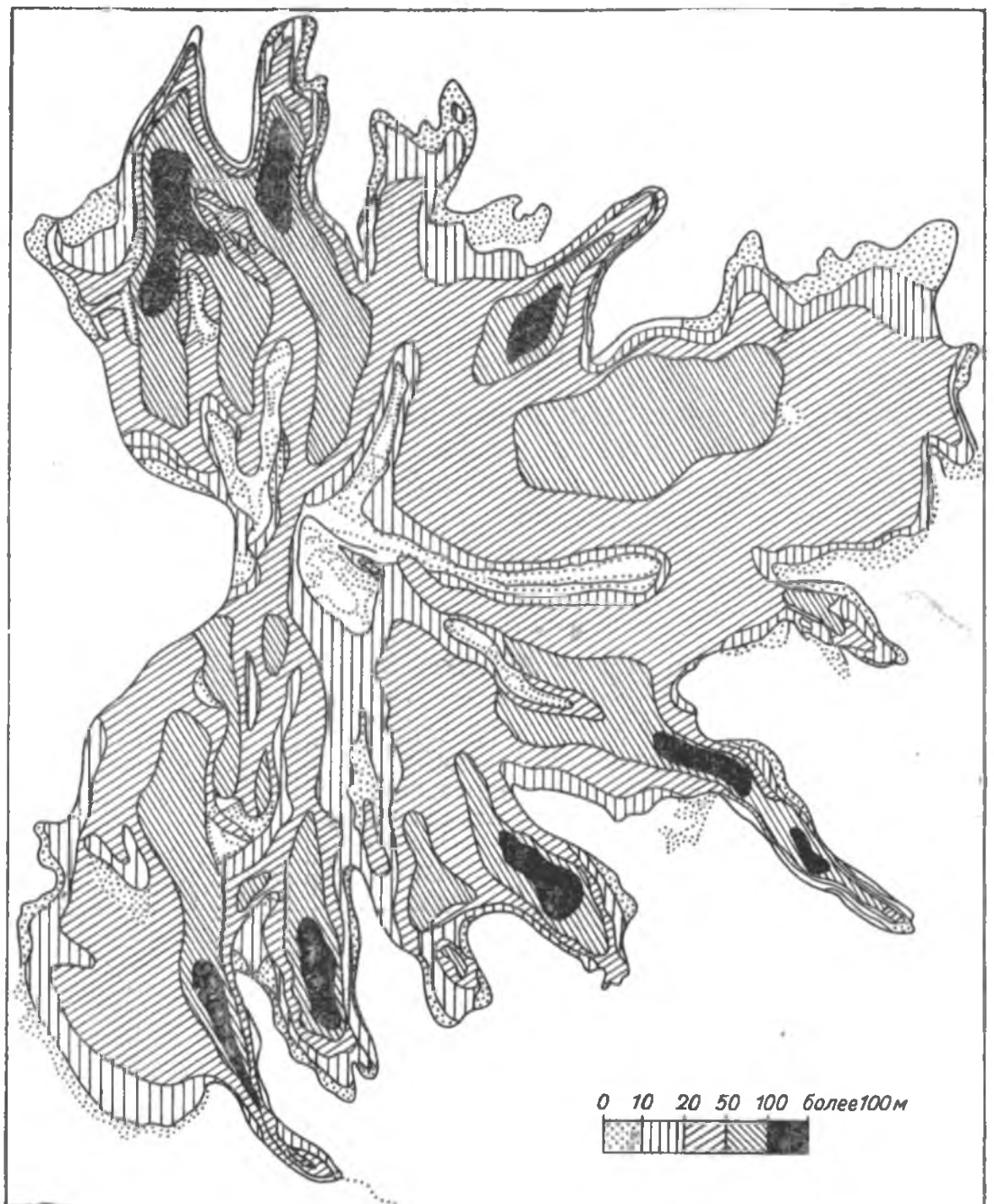


Рис. 19. Мощность льда ледников Эльбруса (по Э. С. Боровику и В. И. Кравцовой [15]).

Как и на ледниках Эльбруса, на ледниках Казбека отмечена небольшая мощность льда: по данным Цомая [214], она не превышает 130 м (ледник Гергети). В концевых частях языков на расстоянии до 1000 м мощность льда значительно меньше и на лед-

никах Майли и Гергети равна 25 м, Суатиси Средний — 45 м, Девдоракский — 50 м, Абано — 80 м.

Значительно больше мощность льда на простых и сложных долинных ледниках, мощность которых в концевых частях достигает в отдельных случаях 70 м (ледник Мижирги, 1961 г.). Выше по леднику она возрастает и достигает величин 200—300 м. До настоящего времени, однако, прямых определений мощности сложных долинных ледников не производилось, хотя в 1966 г. была предпринята попытка пробурить ледник Безенги в 7 км от конца языка на высоте 2600 м. Было пробурено несколько скважин глубиной около 100 м, а последняя даже 150 м, но ни одна из них не достигла коренных пород. Бурению мешали крупные камни, находящиеся в теле ледника.

Чтобы восполнить пробел в представлениях о мощности крупных ледников бассейна р. Терека и получить величины мощности хотя бы в первом приближении, нами для ледника Безенги различными косвенными способами определена мощность льда для участка ледника протяженностью 9 км от конца языка (по формулам Лагалли, Сомильяна — Шумского и тригонометрической, по продольному профилю долины). Расхождение в величинах мощности, определенных различными способами, достигало 30—50 м. Осредненные значения мощности льда, полученные разными способами, приведены в табл. 43.

Таблица 43

Мощность льда на языке ледника Безенги

Расстояние от конца языка, м	Мощность льда, м	Расстояние от конца языка, м	Мощность льда, м
1000	110	5000	340
2000	195	6000	340
2800	265	7000	340
3000	220	8000	350
4000	300	9000	360

Из-за недостаточности сведений о мощности ледников бассейна р. Терек в настоящее время нельзя точно определить объем льда. Первую попытку приближенно определить объем льда для ледников Кавказа сделал В. М. Котляков [108]. По нашим расчетам (табл. 44), объем льда получился несколько меньше (65,3 км³), поскольку площадь оледенения по последним данным меньше, чем использованная в работе Котлякова. Средняя мощность льда по отдельным притокам принята от 40 до 150 м с учетом морфологических типов ледников. Наибольшая мощность льда — в бассейне р. Черек, где находятся крупнейшие ледники Кавказа: Безенги, Дых-Су, Агаштан, Мижирги. Средняя мощность таких ледников, по нашему мнению, равна 200—250 м, что даст объем льда ледника Безенги равным 9,0 км³, Дых-Су — 8,0 км³ и Мижирги — 2,0 км³.

Объем льда в ледниках бассейна

Река	Площадь ледников, км ²	Средняя толщина льда, м	Объем льда, км ³
Малка (истоки)	55,96	40	2,2
Баксан (истоки)	132,37	80	10,6
Чегем	58,1	70	4,1
Черек	198,35	150	29,8
Урух	82,73	100	8,3
Ардон	74,01	80	5,9
Терек (истоки)	64,85	50	3,3
Сунжа	27,39	40	1,1
Всего	694,76	95	65,3

Чтобы перевести объем льда в количество аккумулярованной воды, необходимо его умножить на объемный вес льда, который, по Котлякову, равен в среднем 0,86 и мало изменяется у ледников разной величины, «... поскольку крупные ледники с длинными языками, лишенными фирна, обладают в то же время и обширными областями фирнового питания, а на небольших ледниках, не имеющих таких языков, как правило, отсутствуют и значительные фирновые толщи» [108, с. 44]. Таким образом, количество аккумулярованной воды в ледниках бассейна р. Терека равно — 56,2 км³.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ
ПО ПРИТОКАМ р. ТЕРЕКА
И ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ НЕКОТОРЫХ
ЛЕДНИКОВ В XX в.**

ГЛАВА 3. ЛЕДНИКИ БАСЕЙНА р. МАЛКА

Площадь водосбора бассейна р. Малка равна 10 000 км². Длина реки 210 км. Основными притоками ее являются Баксан, Чегем и Черек. Всего в бассейне 419 ледников общей площадью 444,78 км², что составляет 52,5% общего числа и 64,5 площади оледенения всего бассейна р. Терек. Ледники имеются как в истоках собственно р. Малка, так и в бассейнах его притоков Баксан, Чегем и Черек (табл. 45).

Таблица 45

Число и площадь ледников по отдельным притокам

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Истоки собственно р. Малка	12	55,96	№ 7 19,5
Баксан	160	132,37	№ 31 19,6
Чегем	65	58,10	№ 25 10,1
Черек	182	198,35	№ 1 36,2
Всего	419	444,78	

В связи с тем, что бассейны отдельных притоков р. Малка являются довольно крупными узлами современного оледенения и впадают в р. Малка уже в предгорьях, характеристика оледенения приводится по отдельным крупным частям бассейна, а именно. истоки р. Малка, р. Баксан, р. Чегем и р. Черек.

В истоках р. Малка и бассейне р. Баксан находятся почти все ледники, начинающиеся на горе Эльбрус. Этим ледникам за последние 20 лет посвящено довольно большое число работ, в которых приводится не только характеристика их режима [11, 18, 40, 45, 191, 192, 194—196], но и подробное описание всех ледников [85].

Наиболее полные сведения о ледниках Эльбруса по состоянию на 1960 г. приведены в монографии «Оледенение Эльбруса» [137]. В связи с этим в данной работе их описание менее подробно, чем описание ледников других бассейнов.

Истоки р. Малка

В собственно истоках р. Малка находится 12 ледников общей площадью 55,96 км². Все ледники расположены на Боковом хребте, который здесь представлен массивом Эльбруса и двумя отрогами, отходящими от него. Один из них имеет северное направление и является водоразделом рек Малка и Кубань. Современного оледенения на нем нет. Другой отрог носит название хребта Шаукамсырт и имеет северо-восточное направление. Основными его вершинами являются Балыксубаши (3937 м), Шаукамбаши (3700 м), Ташорунбаши (3770 м). Хребет этот — водораздел рек Малка и Баксан. На хребте Шаукамсырт находится четыре небольших каровых ледника. Остальные восемь ледников бассейна начинаются на северном склоне горы Эльбрус и не имеют в области питания четких границ. Обширные фирновые поля постепенно переходят в ледниковые языки. От ледников начинаются реки Кизилкол, Карачаул, Бирджалысу, Каракаянсу, Исламчат, которые являются правыми притоками р. Малка, протекающей почти в широтной долине, ограниченной с севера хребтом Ташлысырт (рис. 20).

Первым с запада в бассейне р. Малка находится ледник Уллучиран (№ 1). Морфологический тип — ледник конических вершин. Экспозиция северная. Наибольшая длина его 6,8 км, площадь 12,2 км² и объем 0,73 км³. Область питания ледника расположена на северном склоне горы Эльбрус. За начало ледника принимается западная вершина горы Эльбрус (5643 м). Ледораздел на западе с ледниками Кюкюртлю, Битюктюбе и № 321 (ледники бассейна р. Кубань) выражен в рельефе четко. Ледораздел на востоке с ледником Карачаул прослеживается плохо, и в некоторых местах наблюдается перетекание льда от ледника Карачаул в сторону ледника Уллучиран.

За период, прошедший с 1887 г., язык ледника отступил на 1300 м, а площадь уменьшилась на 2,3 км². Величины отступления конца ледника за отдельные годы по наблюдениям различных исследователей приведены в табл. 46.

Ледник Карачаул (№ 2) расположен к востоку от ледника Уллучиран. Он начинается с западной вершины горы Эльбрус (5643 м). Морфологический тип — ледник конических вершин. Длина его 6,8 км, площадь 5,6 км². Область питания крутая, имеются нунатаки, значительные ледопады. Язык ледника пологий, крутизна его не превышает 10—15°, оканчивается на высоте 3090 м.

Площадь ледника за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,45 км². Общее отступление конца языка за это же время равно 445 м, или



Рис. 20. Схема расположения ледников в бассейнах рек Малки и Баксана.

1 — ледники с площадью более 0,1 км² и их номера; 2 — ледники с площадью менее 0,1 км²; 3 — хребты и ледоразделы; 4 — вершины.

Величины отступления ледника Уллучиран

Годы	Число лет	Общая величина отступления или наступания (+), м	Скорость отступления или наступания (+), м/год	Исследователь
1887—1933	46	680	14,8	Е. И. Орешникова
1927—1931	4	+24	+6,0	С. П. Соловьев
1931—1932	1	+1,5	+1,5	Е. И. Орешникова
1932—1933	1	1,0	1,0	"
1932—1957	25	543	21,7	Л. М. Рудаков
1957—1958	1	24,0	24,0	"
1887—1966	79	1300	16,5	В. Д. Панов

в среднем 5,6 м/год при этом до 1932 г. скорости отступления были значительно меньше, чем после (табл. 47).

Таблица 47

Величины отступления ледника Карачаул

Годы	Число лет	Общая величина отступления или наступания (+), м	Скорость отступления или наступания (+), м/год	Исследователь
1887—1932	45	80	1,8	С. П. Соловьев
1927—1931	4	24	6,0	"
1931—1932	1	+3	+3,0	"
1932—1957	25	202,5	8,1	Л. М. Рудаков
1957—1958	1	19,0	19,0	"
1887—1966	79	445	5,6	В. Д. Панов

К западу от ледника Карачаул находятся ледники Уллукол (№ 3) и Уллумалиендерку (№ 4). В каталоге ледников Э. С. Боровика и В. И. Кравцовой [16] площадь для них приведена общая, поскольку ледораздел между ними прослеживается слабо. Ледник Уллукол имеет северную экспозицию. Площадь его равна 1,4 км², а наибольшая длина 6,1 км. Морфологический тип — ледник конических вершин. В области питания ледник крутой. Язык ледника короткий и спускается в неглубокую долину, оканчиваясь на высоте 3350 м.

Наблюдений за отступанием конца ледника Уллукол произведено мало. По данным Е. И. Орешниковой [139], ледник за 1932—1933 гг. наступил на 3,6 м. За 1957—1958 гг. ледник отступил на 6 м [166]. На основе рассмотрения карт съемки 1887 г. и современных карт нами определено отступление ледника за 1887—

1966 г., которое оказалось равным 380 м. Площадь ледника уменьшилась за этот же период на 0,41 км².

Ледник Уллумалиендерку (№ 4) имеет северную экспозицию. Морфологический тип — ледник конических вершин. Площадь равна 3,8 км², наибольшая длина 6,5 км. Область питания у ледника представляет ровное крутонаклоненное фирновое поле, начинающееся вблизи вершины Эльбруса. Язык ледника Уллумалиендерку круче, чем у Уллукола, а на высоте около 3300 м наблюдается ледопад высотой около 40 м. Поверхность языка прорезана многочисленными ручьями. На поверхности языка имеется моренный материал. Высота низшей точки конца ледника 3140 м.

За отступанием конца языка Уллумалиендерку производилось довольно много наблюдений. Общее отступление ледника за 1887—1966 гг. составило 440 м, или в среднем 5,6 м/год (табл. 48).

Таблица 48

Величины отступления ледника Уллумалиендерку

Годы	Число лет	Общая величина отступления или наступания (+), м	Скорость отступления или наступания (+), м/год	Исследователь
1887—1932	45	50—75	1,1—1,7	С. П. Соловьев
1927—1932	5	22	4,4	Е. И. Орешникова
1931—1932	1	12	12,0	С. П. Соловьев
1932—1933	1	+3	+3,0	Е. И. Орешникова
1932—1958	26	283	10,9	Л. М. Рудаков
1957—1958	1	9,0	9,0	
1887—1966	79	440	5,6	В. Д. Панов

К востоку от ледника Уллумалиендерку находится висячий ледник № 5, который в 1887 г. был его частью, а в настоящее время только с ним соединяется. Экспозиция у него северо-восточная. Площадь равна 0,4 км², а наибольшая длина 0,9 км. Конец языка находится на высоте 3470 м. За 1887—1966 гг. площадь ледников Уллумалиендерку и № 5 уменьшилась на 0,82 км².

Ледник Микельчиран (№ 6) спускается по северо-восточному склону горы Эльбрус. От ледников Уллумалиендерку и Бирджалычиран отделяется четко выраженным ледоразделом. Длина ледника 4,8 км, площадь 4,5 км². Экспозиция северная. Боровик и Кравцова [16] отнесли этот ледник к типу конических вершин. Поскольку он начинается не от вершины горы Эльбрус, а значительно ниже ее, считаем более правильным отнести его к типу долинных.

Наблюдения за отступанием ледника Микельчиран проводились только в 1932—1933 гг. По наблюдениям Е. И. Орешнико-

вой [139], отступление ледника за 1932—1933 гг. оказалось равным 2 м, а за 1887—1933 гг. — 160 м. За 1887—1966 гг. площадь ледника Микельчиран уменьшилась на 1,49 км², а конец языка отступил на 640 м.

В каталоге ледников Боровика и Кравцовой [16] ледники Бирджалычиран и Чунгурчатчиран приведены под общим названием Джикиуганкез. По нашему мнению, это не точно, поскольку в литературе название относится к снежно-ледяному плато, находящемуся к востоку от восточной вершины Эльбруса и являющемуся областью питания этих ледников [166, 137]. П. А. Иваньков [85] оба эти ледника также объединяет под одним названием Кынгырсырт. В то же время в монографии [137], вышедшей в 1968 г. под редакцией Г. К. Тушинского, оба ледника рассматриваются отдельно.

Ледник Бирджалычиран (№ 7) начинается от восточной вершины Эльбруса. Морфологический тип — ледник конических вершин. Площадь равна 19,5 км², наибольшая длина 7,8 км. Ледник Чунгурчатчиран находится к востоку от ледника Бирджалычиран. Морфологический тип — ледник конических вершин. Площадь ледника 8,2 км², наибольшая длина 10,2 км. За 1887—1966 гг. ледники уменьшились по площади на 1,1 км² — Бирджалычиран и на 1,5 км² — Чунгурчатчиран. Величины отступления у них соответственно равны 650 и 790 м.

К востоку от ледника Чунгурчатчиран находятся четыре каровых ледника (№ 9, 10, 10а, 10б) общей площадью 0,36 км². Один из них (№ 9) расположен на восточном склоне ледника Чунгурчатчиран, а остальные в истоках р. Исламчат (приток р. Шаукам). Площадь всех этих ледников за 1887—1966 гг. сократилась на 0,99 км², а языки ледников отступили на 690—1240 м.

Река Баксан

Ледники находятся на Главном хребте и его отрогах, отходящих на север, и на Боковом хребте и его отрогах, отходящих на север, восток и запад. Наиболее крупным узлом современного оледенения является массив Эльбруса — часть Бокового хребта.

Общая площадь ледников в бассейне 182,72 км², а число ледников 156. Сведения о числе и площади ледников по отдельным притокам р. Баксан приведены в табл. 49.

Река Кыртык. Бассейн реки находится на северном склоне одного из отрогов Бокового хребта, отходящего от вершины Эльбруса на восток и разделяющего бассейны рек Кыртык, Ирик и Кубасантычу. Ледники наблюдаются в истоках рек Субаши, Мкяра, составляющих р. Кыртык, и на правом притоке Сылтрансу. Всего здесь 12 ледников площадью 4,3 км².

В истоках р. Субаши находится пять ледников, расположенных двумя группами: № 11а, 11б, 11 и № 12, 13. Площадь ледников первой группы равна 0,37 км². В 1887 г. они представляли единый ледник, который к 1966 г. распался на три части. Площадь их

Число и площадь ледников в верховьях отдельных рек, составляющих бассейн р. Баксан

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Кыртык	12	4,30	№ 15 1,4
Кубасантычсу	2	0,36	—
Ирик	11	13,36	№ 22 10,4
Азау	16	44,15	№ 31 19,6
Донгузорун	11	5,67	№ 39 2,5
Когутайка	2	0,90	—
Юсеньги	7	7,04	№ 44 2,8
Адылсу	24	20,41	№ 50 5,6
Джапыртала	1	0,09	—
Андырчи	1	0,05	—
Курмычи	3	1,55	№ 68 0,8
Адырсу	40	19,04	№ 77 2,8
Челмас	3	0,05	—
Сабалыксу	4	1,00	№ 96 0,8
Тютюсу	11	9,29	№ 99 2,5
Герхожансу	9	4,38	№ 106 1,9
Кестанты	3	1,05	№ 110 0,8
Всего	156	132,72	31,30

за это время уменьшилась на 0,95 км². Ледники № 12, 13 в 1887 г. были также одним ледником. Площадь их в 1966 г. равнялась 0,6 км², а уменьшение ее за 1887—1966 гг. составляет 1,99 км².

В бассейне р. Мкяра находятся четыре ледника № 14—17, которые расположены в истоках р. Мкяра и ее правого притока р. Мукал. В истоках собственно р. Мкяра расположены ледники № 14, 15 общей площадью 1,9 км². Ледник № 14 в 1887 г. был притоком ледника № 15; к 1966 г. площадь обоих ледников сократилась на 3,16 км². Величина отступления языка ледника № 15 невелика и составляет 420 м.

В истоках р. Мукал имеется два небольших ледника (№ 16, 17) общей площадью 1,0 км², представлявших в 1887 г. единый ледник, распавшийся на две части уже к 1958 г. [99]. Площадь его, по Подозерскому (1911), равнялась 3,58 км². Рассмотрение двухверстной карты позволило нам установить неточность, допущенную Подозерским в определении границ ледника. Он отнес к леднику № 553 (номер ледника по Подозерскому) ледник, соединявшийся с ним в области питания, но относящийся к бассейну р. Кубасантычсу. В результате исправления этой неточности площадь ледника № 553 оказалась равной 2,69 км², а ледника, относящегося к бассейну р. Кубасантычсу, 0,89 км². Таким образом, за 1887—1966 гг. площадь ледников № 16, 17 уменьшилась на

1,69 км². Длина ледников соответственно сократилась на 930 м (№ 16) и 1080 м (№ 17).

В истоках р. Сылтрансу, правого притока р. Кыртык, находятся три ледника (№ 18, 18а, 18б) общей площадью 0,33 км². Все три ледника в 1887 г. составляли единый ледник, который к 1966 г. распался [15]. Площадь ледников № 18, 18а, 18б в результате деградации уменьшилась на 2,22 км², а язык ледника № 18 отступил на 1530 м, при этом за 1914—1958 гг. ледник отступил на 790 м [99].

Река Кубасантычсу. В бассейне находятся ледники № 19 и 19а, которые расположены в каре к северу от горы Кзгембаши (4012 м) и к юго-западу от вершины Мукалтау (3888 м). Один из них висячий каровый (№ 19), другой — каровый (№ 19а). Длина ледников равна соответственно 0,9 и 0,3 км, а площадь 0,3 и 0,06 км². Экспозиция ледника № 19 восточная, № 19а юго-западная. Низшая точка конца ледника № 19 находится на высоте 3340 м, а № 19а на высоте 3520 м. Поверхность ледника № 19 чистая, № 19а — слабозасоренная моренным материалом. Крутизна поверхности обоих ледников небольшая.

На 1887 г. в бассейне р. Кубасантычсу, по Подозерскому [154], находился один ледник. Как сказано выше, при характеристике ледников бассейна р. Кыртык Подозерский допустил неточность в определении размеров ледника № 553, отнеся к нему ледник, расположенный в бассейне р. Кубасантычсу. Таким образом, на 1887 г. в бассейне р. Кубасантычсу находилось два ледника общей площадью 1,16 км². К 1966 г., по данным Боровика и Кравцовой [16], один из этих ледников растаял, а второй распался на два. Площадь оледенения уменьшилась на 0,80 км², из которых на долю растаявшего ледника приходится 0,27 км².

Река Ирик. Всего в бассейне 11 ледников общей площадью 13,22 км². Расположены они в истоках собственно р. Ирик и ее левого притока Ирикчат. Наибольший из всех ледников Ирик (№ 22) начинается с восточной вершины горы Эльбрус.

Ледник Ирикчат (№ 20) находится в истоках р. Ирикчат. Занимает несколько особое положение среди других ледников Эльбруса, поскольку не имеет обширной области питания, которая к тому же слабо связана с языком ледника. Морфологический тип — долинный. Экспозиция юго-восточная. Длина ледника 2,5 км, а площадь 1,74 км². Низшая точка конца языка расположена на высоте 3190 м. Размеры ледника за 1887—1966 гг. значительно уменьшились: площадь ледника на 1,15 км², а длина на 1310 м. За 1887—1957 гг., по данным Г. К. Тушинского [191], ледник отступил на 1260 м и уменьшился по площади на 1,1 км². По наблюдениям С. П. Соловьева [177], ледник Ирикчат отступил за 1931—1932 г. на 18 м.

В последние годы одновременно с отступанием наблюдается активное таяние всей поверхности ледника и оседание его по высоте. «В будущем можно предположить дальнейшее распадение языка на части, обнажение подледного порога в области ледо-

слива на перевале Ирик-чат-кара, отчленение всего языка ледника Ирик-чат от общего фирнового поля Эльбруса, превращение его в поля мертвого льда и умирание, исчезновение его по частям» [113, с. 89].

В 1887 г. на правом склоне долины р. Ирикчат находилось четыре ледника, из которых к 1966 г. остался только один [16] каровый ледник № 21. Экспозиция его восточная. Длина равна 0,6 км, а площадь 0,2 км². Площадь его за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,23 км², а длина на 470 м.

Ледник Ирик (№ 22) находится в истоках собственно р. Ирик. Морфологический тип — ледник конических вершин, экспозиция юго-восточная. Размеры ледника: длина от восточной вершины Эльбруса равна 9,7 км, площадь 10,4 км². Конец языка расположен на высоте 2610 м. Площадь ледника за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,89 км². С начала XX в. за отступанием конца языка ледника Ирик проведено довольно много наблюдений (талб. 50).

Таблица 50

Величина отступления ледника Ирик

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1912—1914	2	96,0	7,4	А. П. Герасимов В. Я. Альтберг и Я. И. Фролов
1913—1926	13			
1926—1928	2	35,0	17,5	Я. И. Фролов С. П. Соловьев
1928—1929	1	17,0	17,0	
1929—1930	1	17,0	17,0	" " Е. А. Попов С. П. Соловьев
1930—1931	1	21,0	21,0	
1931—1932	1	16,0	16,0	" " Е. И. Орешникова М. А. Демченко
1887—1932	45	200,0	4,5	
1932—1933	1	11,5	11,5	" " П. В. Ковалев В. Н. Костоусов
1932—1937	5	77,5	15,5	
1937—1940	3	45,5	15,2	" " Г. К. Тушинский В. Д. Панов
1932—1958	26	600—650	23—25	
1956—1958	2	34,0	17,0	" " Г. К. Тушинский В. Д. Панов
1887—1957	70	1533	21,9	
1887—1966	79	1670	21,2	

На левом склоне долины, занимаемой ледником Ирик, находилось, по данным Подозерского [154], четыре ледника, а на правом — шесть. К 1966 г., по сведениям Боровика и Кравцовой [16], все ледники, расположенные на левом склоне, растаяли. На правом склоне растаявших ледников нет, но за счет распада число ледников увеличилось до восьми. Все ледники, находящиеся на правом склоне долины р. Ирик (№ 22а, 22б, 23, 24, 25, 26, 26а, 26б), имеют небольшие размеры и расположены в карах. У наибольшего из них площадь равна 0,2 км², а длина 0,9 км.

Площадь всех их равна 0,88 км². За 1887—1966 г. площадь этих ледников уменьшилась на 2,59 км², что составляет 75% общей площади в 1887 г.

Река Азау. Всего в бассейне р. Азау насчитывается 16 ледников общей площадью 44,15 км². Ледники расположены как на массиве Эльбруса, представляющем Боковой хребет, так и на Главном хребте. При этом наиболее крупные ледники начинаются с западной и восточной вершин горы Эльбрус.

Ледник Терскол (№ 28) берет начало с восточной вершины горы Эльбрус. Морфологический тип — ледник конических вершин. Экспозиция юго-восточная. Наибольшая длина ледника 7,1 км, площадь 7,7 км². Конец языка ледника находится на высоте 2930 м. За 1887—1966 гг. площадь ледника уменьшилась на 0,42 км². Величина отступления за этот же период 1000 м (табл. 51).

Таблица 51

Величина отступления ледника Терскол

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1894—1897	3	120	40	Н. В. Поггенполь
1897—1898	1	4	4	
1932—1956	24	280	11,7	В. И. Михалев
1956—1957	1	16	16	А. В. Брюханов
1911—1956	45	390	8,7	Г. К. Тушинский
1887—1957	70	882	12,6	
1887—1966	79	1000	12,7	В. Д. Панов

Ледник Гарабаши (№ 29) расположен в истоках одноименной реки, являющейся левым притоком р. Азау. Морфологический тип его, по Боровику и Кравцовой [16], — ледник конических вершин, что, по нашему мнению, не совсем верно, так как он не начинается с вершины Эльбруса. Он относится к типу долинных. Экспозиция ледника южная. Наибольшая длина 3,8 км, площадь 2,7 км². Высота конца языка ледника равна 3270 м.

По данным Орешниковой [139], ледник Гарабаши за 1887—1933 гг. отступил на 800 м. По данным Тушинского [191], отступление ледника за 1887—1957 гг. оказалось равным 882 м и уменьшение площади ледника — на 0,1 км². Наблюдения за отступанием в 1956—1957 гг. [18] и в 1966 г. показали, что скорость отступления конца языка в последнее десятилетие несколько уменьшилась (табл. 52).

Площадь ледника Гарабаши за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,2 км². Такое незначительное уменьшение площади по сравнению с другими ледниками Эльбруса объясняется тем, что в 1887 г.

Величины отступления ледника Гарабаши

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1897—1898	1	5,5	5,5	Н. В. Поггенполь
1898—1901	3	40	13,3	"
1887—1933	46	800	17,4	Е. И. Орешникова
1887—1957	60	882	14,7	Г. К. Тушинский
1956—1957	1	5—6	5—6	А. В. Брюханов
1887—1966	69	945	13,7	В. Д. Панов

язык ледника был очень узкий, но длинный. Эта узкая часть языка ледника и растаяла к 1966 г.

К западу от ледника Гарабаши находится ледник Малый Азау (№ 30). Экспозиция его южная. Морфологический тип — ледник конических вершин. Площадь равна 9,7 км², наибольшая длина 8,1 км. Язык ледника оканчивается двумя выступами, разделенными мощной срединной мореной. Правый выступ более развит и имеет в ширину более 300 м. Он полого спускается почти к днищу долины. Правый выступ оканчивается на высоте 3050 м, а левый на высоте 3150 м.

Наблюдений за отступанием конца языка произведено немного, хотя ледник посещался довольно часто, начиная с 1881 г. По данным Н. Я. Динника [59], ледник Малый Азау в 1881 г. соединялся с ледником Большой Азау. Однако уже к 1887 г. конец языка ледника Малый Азау находился от Большого Азау в 192 м. Величины отступления ледника за отдельные годы приведены в табл. 53. Площадь ледника за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,35 км².

Таблица 53

Величины отступления ледника Малый Азау

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м год	Исследователь
1881—1887	6	192	32,0	В. Д. Панов
1897—1898	1	4	4,0	И. В. Мушкетов
1932—1933	1	7	7,0	Е. И. Орешникова
1956—1957	1	5—6	5—6	А. В. Брюханов
1887—1957	70	483	6,9	Г. К. Тушинский
1887—1966	79	560	7,1	В. Д. Панов

Большой Азау (№ 31) — самый большой ледник не только в истоках р. Азау, но и во всем бассейне р. Баксан. Он расположен западнее Малого Азау и является последним ледником, начинаю-

щимся с вулканического конуса Эльбруса и стекающим в сторону бассейна р. Баксан. Морфологический тип — ледник конических вершин. Экспозиция юго-восточная. Наибольшая длина ледника составляет 10,1 км (от западной вершины горы Эльбрус), площадь 19,6 км². Ледник образуется из двух ветвей — основной, начинающейся с южного склона западной вершины Эльбруса и седловины, и боковой — второстепенной, берущей начало с отрога Главного хребта, отходящего в сторону Эльбруса. В нижней части области питания (южнее перевала Хотютау) поверхность ровная, трещины



Рис. 21. Конец языка ледника Большой Азау. На переднем плане виден мертвый лед.

встречаются только у правого склона. У вершины Азаубаши (3702 м) на расстоянии около 2 км от конца языка ледник входит в узкую долину, резко уменьшаясь по ширине. Уклон ледника увеличивается и почти на протяжении 1 км поверхность ледника имеет вид ледопада. Ниже ледопада язык ледника становится пологим, однако на небольшом расстоянии, после чего снова идет более крутой участок. На поверхности языка четко прослеживаются только боковые морены; особенно мощная правая морена. Хорошо выраженных срединных морен нет. Общая площадь ледника, закрытая моренным покровом, равна 0,2 км². Конец ледника находится на высоте 2500 м (рис. 21).

За отступанием конца языка ледника Большой Азау велись многочисленные наблюдения, начатые с 50-х годов XIX в. (табл. 54).

Величина отступления ледника Большой Азау

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1849 1873		наступление отступление		Г. В. Абих
1873—1887	14	305	21,8	П. А. Иванов
1849—1880	31	640—853	20,6—27,5	В. Ф. Новицкий
1949—1887	38	700	18,4	Г. К. Тушинский
1883—1894	11	235	21,4	К. Н. Россиков
1897—1898	1	11	11,0	И. В. Мушкетов
1887—1911	24	340	14,2	Т. Бурмейстер
1811—1912	1	52	52,0	В. В. Дубянский
1911—1913	2	+15	+7,5	В. П. Ренгартен
1913—1914	1	стационарен		
1925—1927	2	18	9,0	В. Я. Альтберг
1927—1929	2	24	12,0	Я. И. Фролов
1913—1930	17	70	4,1	С. П. Соловьев
1931—1932	1	5	5,0	
1932—1933	1	14	14,0	Е. И. Орешникова
1887—1933	46	525	11,4	
1937—1938	1	17	17,0	М. А. Демченко
1938—1940	2	48	24,0	
1927—1940	13	230	17,7	П. В. Ковалев
1940—1947	7	170	24,3	П. В. Ковалев
1947—1957	10	160	16,0	"
1955—1957	2	45	22,5	"
1956—1957	1	11	11,0	А. В. Брюханов
1957—1958	1	30	30,0	П. В. Ковалев
1887—1966	79	1120	14,2	В. Д. Панов

Площадь ледника Большой Азау, по данным Тушинского [191], уменьшилась за 1887—1957 гг. на 0,9 км², а по нашим данным, за 1887—1966 гг. на 0,95 км². Низшая точка конца ледника за 1887—1966 гг. поднялась на 170 м.

К югу от ледника Большой Азау в огромном многокамерном цирке, расположенном на северном склоне Главного хребта, находится шесть ледников общей площадью 3,01 км² (№ 32, 32а, 32б, 33, 34, 34а). В 1887 г. на их месте было пять ледников, т. е. к 1966 г. произошел распад, в результате которого уменьшились весьма значительно их размеры (табл. 55).

Река Донгузорун. Ледники расположены на Главном хребте и на отроге, отходящем от него на север. Всего здесь 11 ледников общей площадью 5,67 км².

В каталоге ледников Боровика и Кравцовой [16] в бассейне р. Донгузорун в районе ледника № 39 пропущено пять небольших висячих ледников (№ 39а—г), а площадь ледника № 39 завышена на 0,2 км². Наибольшими ледниками являются № 39 и 35.

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 32а—34г
за 1887—1966 гг.

Номера ледников	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
32а—32б	—	—	0,15	В 1887 г. был один ледник
32—33	1620	20,5	0,77	Ледник № 32 в 1887 г. был притоком ледника № 33
34—34а	740	9,2	1,37	Ледник № 34а в 1887 г. был притоком ледника № 34
34б	400	5,1	0,18	
34в—34г	—	—	0,65	В 1887 г. был один ледник

Ледник № 35, по Подозерскому [154], соответствует № 523; по Бушу [23], Орешниковой [139] и Ковалеву [99], называется Коннюмакчиран («солнечный большой ледник»). Область питания находится в каре под Главным хребтом и имеет довольно пологий характер. В месте выхода льда из области питания находится ледопад. По обе стороны ледопада видны коренные породы уступа, которые в 1911 г. Буш [23, с. 488] видел только с левой стороны. Язык ледника имеет уклон до 300° и изрезан большим числом диагональных и продольных трещин. Поверхностные морены развиты слабо, особенно срединная и левая; более четко прослеживается правая. Всего моренным покровом закрыто 0,1 км² поверхности льда.

Конец языка ледника отступает. За 1887—1966 гг. общее отступление составило 550 м, или в среднем по 7 м/год (табл. 56). В отдельные годы ледник отступал с большей скоростью, до 14 м/год [139], а в 1911 г. ледник даже наступал, двигая перед собой небольшой вал конечной морены [23].

Таблица 56

Величины отступления ледника № 35

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1933	46	350	7,6	Е. И. Орешникова
1911		наступает		Н. А. Буш
1931—1932	1	11,0	11,0	„
1932—1933	1	14,0	14,0	„
1958—1959	1	13,0	13,0	П. В. Ковалев
1887—1966	79	550	7,0	Э. С. Боровик

Площадь ледника за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,46 км². Низшая точка конца ледника за эти же годы поднялась почти на 240 м, а именно: с 2872 м в 1887 г. до 3010 м в 1966 г.

Ледник Чегеткара (№ 39) — название нами дано по Бушу [23]; по Подозерскому [154] соответствует № 520. Это единственный долинный ледник в бассейне р. Донгузорун. Расположен к северу от гор Накратау (4277 м) и Донгузорун (4437 м). Как указывает Ковалев, ледник не имеет фирнового бассейна, а питается за счет лавин, падающих с вершины Донгузорун, которая «имеет вид довольно ровного, значительной величины плато и покрыта мощным снежно-фирновым покровом, обвалы которого служат главным источником питания ледника Чегеткарачиран. Особенно грандиозные обвалы происходят со стороны северного гребня вершины... Таким образом, вершинное снежно-фирновое поле вершины Донгузорун выполняет роль фирнового бассейна ледника Чегеткарачиран, хотя непосредственного с ним соединения не имеет» [92, с. 77].

При длине ледника 3,6 км и площади 2,5 км² закрыто сплошным моренным покровом 1,7 км по длине общей площадью 1,7 км². В этой части ледника лед открыт только в трещинах, промоинах и на косых срезах конца языка. Конец языка находится на высоте 2520 м.

За 1887—1966 гг. от ледника Чегеткара отделилось четыре небольших висячих ледника (№ 39а—г), из них № 39г практически является его фирновым бассейном. Площадь всех пяти ледников за этот период уменьшалась всего на 0,15 км². Также незначительно и отступление конца языка ледника — 150 м (табл. 57).

Таблица 57

Величины отступления ледника Чегеткара (№ 39)

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1932	45	100,0	2,2	Е. И. Орешникова Н. А. Буш
1911		наступал		
1932—1958	26	40,0	1,5	П. В. Ковалев В. Д. Панов
1958—1966	8	10,0	1,2	
1887—1966	79	150	1,9	„

Такие небольшие величины отступления конца ледника как бы противоречат условиям питания ледника — ледник должен был бы отступать с большей скоростью. «Причина незначительной величины отступления конца ледника заключается в том, что его поверхность покрыта мощным чехлом поверхностной морены, которая законсервировала ледник и предохраняет его от значительного таяния» [99, с. 77].

Река Когутайка. Ледники (№ 42 и 43) расположены на северном склоне горы Когутайка. Оба ледника каровые, один из них

(№ 42) имеет северо-восточную экспозицию, а второй (№ 43) — северную. Размеры ледников: длина 1,0 км (№ 42) и 0,8 км (№ 43), площадь соответственно 0,6 и 0,3 км².

В 1887 г. на месте этих ледников был единый ледник (№ 517 — по Подозерскому [154], Когутай — по Соловьеву [177], Ковалеву [99]) площадью 1,96 км², который в период с 1931 по 1958 г. распался на два. Площадь обоих ледников за 1887—1966 гг. уменьшилась на 1,06 км², а язык ледника № 42 отступил на 960 м. По данным Соловьева, ледник Когутай отступил за 1887—1931 гг. примерно на 300 м.

Река Юсеньги. Всего в бассейне находится семь ледников общей площадью 7,04 км² (№ 44—49). Наиболее крупными ледниками являются № 44—46.

Ледник Западный, или № 44 (№ 516 — по Подозерскому [154], Западный долинный — по Орешниковой [139], Ковалеву [92, 99]) берет начало на склонах гор Донгузорун и Озенгичатбаши (4462 м). Значительную роль в питании ледника играют лавины, о чем свидетельствуют многочисленные лавинные выносы в области питания ледника. Конец ледника на протяжении последних 500 м закрыт сплошным моренным чехлом.

К югу от ледника Западный находится карово-долинный ледник № 45, который в 1887 г. и даже в 1958 г. был его притоком [99]. Конец языка находится на высоте 2950 м.

Площадь ледников № 44—45 за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,77 км². Конец языка ледника Западный за этот же период отступил на 1300 м, что составляет в среднем по 16,5 м/год. В отдельные годы скорость отступления изменялась от 3,8 до 24,0 м/год (табл. 58).

Таблица 58

Величина отступления ледника № 44

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1933	46	450	9,8	Е. И. Орешникова
1933—1958	25	600—700	24,0—28,0	П. В. Ковалев
1957—1958	1	3,8	3,8	„
1958—1959	1	8,5	8,5	„
1887—1966	79	1300	16,5	В. Д. Панов

Ледник № 46 берет начало в двух небольших карах, находящихся на северном склоне Главного хребта, западнее перевала Бечо (3375 м). Язык ледника короткий, разбит диагональными и поперечными трещинами. На поверхности ледника моренный покров представлен только отдельными обломками горных пород. В 1958 г. ледник № 46 в нижней части узкой полосой льда соединялся с ледником № 47, а в верхней — с ледником № 45. Площадь

ледника за 1887—1966 гг. значительно уменьшилась, на 3,08 км². В то же время конец языка отступил на 950 м.

Ледник № 47, расположенный восточнее ледника № 46, берет начало двумя потоками от горы Юсеньги (3375 м) и перевала Бечо. Правый приток более длинный и разбит трещинами. Левый — широкий с почти полным отсутствием трещин. Сливаясь, они образуют короткий язык ледника, закрытый на протяжении 400 м сплошным чехлом морены. Ледник № 47 за 1887—1966 гг. уменьшился по площади на 0,65 км², а по длине на 630 м (табл. 59).

Таблица 59

Величины отступления ледника № 47

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1933	46	80—100	1,7—2,2	Е. И. Орешникова
1957—1958	1	13,0	13,0	П. В. Ковалев
1958—1959	1	33,0	33,0	"
1887—1966	79	630	8,0	В. Д. Панов

В заключение описания ледников № 44—47 следует указать на неточность, приводимую в работе Орешниковой по вопросу о сливании ледников № 44 и № 47: «Судя по двухверстной карте (1887—1889 гг.) он (ледник № 44. — П. В.) сливался с концом ледника Озенги и заканчивался на высоте 2428 м» [139, с. 275—276]. Просмотр одноверстной и двухверстной карт дает основание отрицать соединение ледников № 44 и 47. Конец ледника № 46 отстоял от ледника № 44 в 1887 г. на 230 м, а конец ледника № 47 соответственно на 200 м. О том, что ледники № 44 и 47 не соединялись, есть указание и у Подозерского [154, с. 122].

Река Адылсу. Ледники расположены на главном и Боковом хребтах в истоках собственно р. Адылсу и его левого притока р. Шхельды. Всего в бассейне 24 ледника общей площадью 20,41 км² (№ 50—67). Наибольшими ледниками являются сложный долинный Шхельды (№ 50) и простые долинные Башкара (№ 61) и Джанкуат (№ 64).

Основной ледник бассейна р. Адылсу — ледник Шхельды (№ 50); название ледника по Подозерскому [154] — Чатынтау (№ 511); по Соловьеву [177], Демченко [56], Ковалеву [92, 99] и др. — Шхельды. Морфологический тип ледника — сложный долинный. Экспозиция северная. Наибольшая длина его 9,7 км, площадь 5,6 км². Область питания ледника Шхельды находится между горами Ушба (4269 м), Чатынтау (4363 м) и Шхельды (4320 м) и представляет обширное, почти горизонтальное фирновое поле на высоте около 4200 м. Поле называется Ушбинское плато.

От плато ледник спускается вниз узким потоком льда, разбитым большим количеством трещин. Этот участок ледника называется Ушбинским ледопадом. Ниже ледопада ледник становится пологим до самого конца языка. Поверхность ледника на протяжении 4 км закрыта сплошным моренным покровом значительной мощности. Среди моренного материала встречаются обломки горных пород до 20 м в диаметре. По поводу образования моренного покрова такой значительной мощности на леднике существуют две точки зрения. Н. Я. Динник и В. Я. Альтберг, основываясь на рассказах местных жителей, считали, что морена произошла в результате обвала, происшедшего на леднике в начале 60-х годов XIX в. Динник [58] указывает, что обвал засыпал ледник на протяжении 7 км и долину на протяжении 4 км. Ковалев [92, 99] указывает, что нет оснований считать поверхностную морену ледника Шхельды происшедшей в результате большого обвала. Он говорит: «Мы не находим в верховьях долины Шхельды признаков крупного обвала; нет следов обвала на склонах, нигде на леднике не замечено огромных груд камней, что должно было бы иметь место в случае обвала. Морена расположена сравнительно равномерным слоем на поверхности ледника... Исходя из всего вышесказанного, нам представляется наиболее вероятным считать, что материал поверхностной морены ледника Шхельды обязан своим появлением не эпизодическому крупному обвалу, а обусловлен обычными обвалами и физическим выветриванием» [92, с. 86].

Недалеко от конца ледника на мощной поверхностной морене растут невысокие сосны, березки, ивы высотой до 3—4 м. Конец языка ледника прослеживается довольно плохо. В нескольких местах у конца языка имеются крутые срезы с углом наклона 30—40°. Низшая точка конца языка расположена на высоте 2260 м.

С 1887 г. ледник значительно изменился как в размерах, так и в конфигурации — от ледника отчленились три крупных притока, от которых, в свою очередь, отчленились небольшие притоки, в результате чего на левом и правом склонах ледника Шхельды появилось пять «новых» ледников (№ 51—55); общая их площадь в 1966 г. была равна 3,2 км².

За отступанием конца языка ледника Шхельды ведутся эпизодические наблюдения с конца XIX в. Динник [59], посетивший ледник в 1881 г., нашел его наступающим. Наступание это Динник объяснил тем, что на поверхность ледника упал огромный обвал, который уменьшил таяние льда, в связи с чем ледник и начал наступать. Посетившие ледник Шхельды в 1905 г. Н. В. Поггенполь (1906 г.) и в 1911 г. Н. А. Буш также констатировали наступание ледника. Буш говорит: «С тех пор (1881 г. — П. В.) ледник продолжает наступать. Горцы Урусбиева аула и князь Науруз Урусбиев свидетельствуют, что наступление его не прерывалось в течение всего последнего периода отступления Кавказских ледников» [23, с. 491]. Наблюдения 1913—1914 гг. позволили В. П. Ренгартену (1915 г.) сделать вывод о продолжающемся

наступании ледника. И только с 1925 г. зарегистрировано отступление, которое продолжается и по настоящее время (табл. 60).

Таблица 60

Величины отступления ледника Шхельды

Годы	Число лет	Общая величина отступления или наступания (+), м	Скорость отступления, или наступания (+), м/год	Исследователь
1925—1929	4	24,0	6,0	Я. И. Фролов
1929—1931	2	6,0	3,0	С. П. Соловьев
1931—1932	1	2,0	2,0	„
1937—1938	1	7,0	7,0	М. А. Демченко
1938—1940	2	7,0	3,5	„
1940—1947	7	49,0	7,0	П. В. Ковалев
1947—1948	1	3,5	3,5	„
1948—1954	6	7,8	1,3	„
1954—1955	1	+4,8	+4,8	П. В. Ковалев
1955—1957	2	2,0	1,0	„
1957—1958	1	20,0	20,0	„
1958—1959	1	17,0	17,0	„
1964—1965	1	13,4	13,4	И. Н. Коротун
1887—1966	79	450	5,7	Э. С. Боровик

Площадь ледника Шхельды по состоянию на 1887 г. у различных авторов приводится равной от 8,71 км² [154] до 13,3 км² [56]. В связи с этим по картам съемки 1887 г. была определена его площадь, которая оказалась равной 14,11 км². За 1887—1966 гг. площадь ледника Шхельды и отчленившихся от него ледников (№ 51—55) уменьшилась на 5,31 км².

К западу от конца языка ледника Шхельды в глубоком каре находится небольшой каровый ледник № 50а. Площадь его за 1887—1966 гг. уменьшилась почти в 12 раз — с 0,47 до 0,04 км². Язык ледника за этот же период отступил на 510 м. Так же значительно уменьшился в размерах и каровый ледник № 56, расположенный на правом склоне долины, занимаемой ледником Шхельды. Площадь его сократилась на 0,57 км², а язык отступил на 970 м.

В каре, северо-западнее горы Бжедех (4270 м), находится висячий каровый ледник № 57 (№ 509 — по Подозерскому [154]; ледник Бжедех — по Левину [126], Ковалеву [99]). Небольшим отрогом, отходящим от горы Бжедех, область питания разделена на две части — большую левую и меньшую правую. Язык ледника крутой, разбит двумя ледопадами, на которых уклон увеличивается до 45°. Между ледопадами имеются короткие пологие участки. В 1887 г. ледник Бжедех слева принимал небольшой приток, ставший к 1966 г. самостоятельным ледником (№ 58). В области питания произошло отчленение еще одного небольшого притока — в 1966 г. появился висячий ледник № 57а. Одновре-

менно с отчленением притоков происходило и отступление конца ледника. Площадь всех трех ледников (№ 57, 58, 57а) за 1887—1966 гг. уменьшилась на 1,55 км², а язык ледника отступил на 687 м (табл. 61).

Таблица 61

Величины отступления ледника Бжедех

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1887—1957	70	600	8,6	П. В. Ковалев
1957—1958	1	12	12,0	"
1958—1959	1	7	7,0	"
1959—1965	6	58	9,7	И. Н. Коротун
1887—1966	79	687	8,7	В. Д. Панов

К востоку от горы Бжедех находится карово-долинный ледник Кашхатау (№ 59); название ледника по Бушу [23] — Кашхатау, по Подозерскому [154] — Кашхатау (№ 508), по Орешниковой [139] — Кашкатау. Наибольшая длина его 4,6 км, а площадь 2,5 км². Область питания занимает обширный кар между горами Бжедех (4270 м) на западе и Уллукара (4318 м) на востоке. Большую роль в питании ледника играют лавины. От горы Уллукара ледник Кашхатау принимает небольшой поток, от которого между 1959—1966 гг. отделился висячий ледник (№ 59а) площадью 0,07 км². Конец языка находится на гранитно-гнейсовом уступе, отшлифованном двумя потоками льда, из которых правый спускается несколько ниже. На конце языка часто наблюдаются обвалы льда, спрессовавшегося в прошлые годы и образовавшего небольшой возрожденный ледник. В 1966 г. скопления льда под уступом не было. Конец языка находится на высоте 2600 м.

Наблюдений за отступанием конца языка за 1887—1966 гг. проведено немного (табл. 62). За этот период ледник отступил на 740 м, а площадь ледников Кашхатау и № 59а уменьшилась на 1,07 км².

К северу от горы Чегеткара (3993 м) находятся ледники № 60, 60а. Ледник № 60, или Чегеткара занимает кар под горой Чегеткара и развит более в длину, чем в ширину. На середине ледника имеется порог, которым язык как бы разделяется на два потока; правый спускается несколько ниже левого и оканчивается на высоте 3060 м. Правый поток языка на протяжении около 100 м закрыт сплошным покровом моренного материала (рис. 22).

В последние годы ледник Чегеткара отступает с довольно большими скоростями (до 28,0 м/год) (табл. 63). Причину такого большого отступления Ковалев видит в незначительной толщине льда и предполагает, что «возможно в будущем ледник несколько



Рис. 22. Ледник Чегеткара (№ 60).

Величины отступления ледника Кашхатау (№ 59)

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1932	45	430	9,5	Е. И. Орешникова
1927—1956	29	175—200	6,0—6,9	А. С. Зюзин
1957—1958	1	4	4,0	П. В. Ковалев
1958—1959	1	7,8	7,8	„
1957—1965	8	74	9,3	И. Н. Коротун
1887—1966	79	740	9,4	В. Д. Панов

уменьшит темп своего отступления, так как выше лед на нем имеет более значительную толщину» [99, с. 56]. По нашему мнению, скорость отступления ледника в ближайшие годы не только не уменьшится, а, возможно, увеличится. Подтверждением этого предположения является уменьшение ширины ледника на уступе, что приведет в ближайшие десятилетия (20—30 лет) к разрыву льда на уступе, в результате чего у подножья уступа образуется «мертвый лед».

Таблица 63

Величины отступления ледника № 60

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1957	70	730	10,4	П. В. Ковалев
1957—1958	1	27	27,0	„
1958—1959	1	28	28,0	„
1957—1966	9	200	22,2	В. Д. Панов
1887—1966	79	930	11,8	„

В верховьях долины р. Адылсу находится долинный ледник Башкара (№ 61). Площадь его равна 3,4 км², наибольшая длина 4,3 км (от горы Уллукара). Ледник образуется из двух ветвей — левой и правой. Большей является левая, которая, в свою очередь, образуется из трех круто падающих фирновых потоков, начинающихся на склонах гор Уллукара и Башкара (4299 м). Правая ветвь начинается между горами Башкара и Джантуган (4005 м). Обе ветви перед слиянием имеют довольно значительные ледопады. После слияния ледник становится широким, с небольшим уклоном. На его поверхности четко прослеживаются срединная и обе боковые морены (более мощная — правая). Срединная морена начинается от места слияния ветвей ледника. Все три морены сливаются в 500 м от конца языка.

В концевой части язык ледника Башкара не подходит вплотную к правому склону, а находится на расстоянии 100—300 м, отделяясь от него р. Джанкуат. Последняя протекает между правым склоном долины и правой береговой мореной ледника Башкара. Язык ледника оканчивается на высоте 2560 м.

Ледник Башкара за 1887—1966 гг. уменьшился по площади почти в два раза, а именно на 3,04 км². Язык ледника отступил за этот же период на 845 м, при этом если он отступал в период 1887—1933 гг. со скоростью 7,6 м/год, то скорость отступления в период 1933—1966 гг. оказалась равной 15 м/год. Эти данные показывают, что последние десятилетия были более неблагоприятными для существования ледника, чем предыдущие 30—50 лет (табл. 64).

Таблица 64

Величины отступления ледника Башкара

Годы	Число лет	Общая величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь
1887—1933	46	350	7,6	Е. И. Орешникова
1933—1957	25	350	14,0	П. В. Ковалев
1958—1959	0,9	7,0	7,8	„
1964—1965	1	17,1	17,1	И. Н. Коротун
1933—1966	33	495	15,0	Э. С. Боровик
1887—1966	79	845	10,7	„

На правом склоне долины, занятой ледником Башкара, к северо-востоку от горы Джанкуат находятся ледники № 62 и 63, которые в 1887 г. были притоком ледника Башкара, отчленившиеся от него в период между 1933—1957 гг. Размеры их следующие: площадь 0,2 км² (№ 62) и 0,3 км² (№ 63), длина соответственно 0,9 и 1,3 км.

К востоку от ледника Башкара находится долинный ледник Джанкуат (№ 64). Экспозиция у него северо-западная. Наибольшая длина 3,1 км, а площадь 1,9 км². Ледник в настоящее время образуется из двух потоков. Левый поток берет начало из обширного фирнового плато в районе перевала Джантуган. Частью фирна из этого плато питается также ледник Лекзыр, находящийся на южном склоне. Правый поток значительно меньше левого и начинается от горы Гумачи (3874 м). В верхней части он довольно пологий, в нижней — крутой, разбит двумя ледопадами. Поверхность языка ледника неровная, но нередко имеются и пологие участки. Моренный покров развит в основном в концевой части ледника. Всего им закрыто 0,1 км². Конец языка расположен на высоте 2820 м. В 1882 г. притоком ледника Джанкуат являлся каровый ледник № 65, расположенный севернее. В 1966 г. площадь его была равна 0,2 км², длина 0,7 км; конец языка нахо-

дился на высоте 3220 м. К 1969 г. ледник № 65 полностью еще не отчленился от ледника Джанкуат.

Как и все ледники, Джанкуат за 1887—1966 гг. уменьшился в размерах. От него почти отчленился ледник № 65 и полностью отчленился небольшой каровый ледник № 65а. Площадь ледников Джанкуат № 65 и 65а уменьшилась за 79 лет на 1,09 км². Язык ледника Джанкуат за эти же годы отступил на 1170 м (табл. 65). Низшая точка конца языка поднялась на 95 м.

Таблица 65

Величина отступления ледника Джанкуат

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1887—1913	26	224	8,6	Е. И. Орешникова
1913—1952	19	276	14,5	"
1932—1933	1	18	18,0	"
1933—1957	24	370	15,4	П. В. Ковалев
1957—1958	1	4	4,0	"
1958—1959	1	10,8	10,8	"
1964—1965	1	7,7	7,7	Н. Ф. Каразия
1887—1966	79	1170	14,8	В. Д. Панов

К северу от ледника Джанкуат на правом склоне долины р. Адылсу — хребте Курмычи Подозерский называет ледник № 502, который имел вид «...полосы, растянутой под хребтом на протяжении трех верст. Общий оледенелый хребет с ледником № 496 (№ 71, 72. — П. В.). Полоса эта доходит до самого перевала Кой-авган-ауш» [154, с. 120]. Ковалев ставит под сомнение возможность существования в 1887 г. здесь единого ледника, поскольку на склоне имеется три кара, отделенные друг от друга довольно высокими скалистыми гребнями. «Вероятно, в период съемки в каждом из цирков был самостоятельный ледник, а пространства между ними были заснежены, что создавало представление о едином леднике» [99, с. 26]. Мы вполне разделяем эту точку зрения и соответственно число ледников по состоянию на 1887 г. в бассейне Адылсу увеличиваем на два. В 1966 г. в каждом из трех каров находилось по леднику — № 66, 67, 67а общей площадью 0,47 км². За 1887—1966 гг. их площадь уменьшилась на 0,48 км².

Река Джапыртала. Правый приток р. Баксан, впадает в нее в 4,5 км ниже устья р. Адылсу. В ее истоках находится один ледник № 68а. Морфологический тип его каровый. Экспозиция северо-восточная. Длина ледника 0,4 км, площадь 0,09 км². В 1887 г. ледник оканчивался четырьмя заостренными языками; в 1966 г. — единым языком, уменьшившись по площади на 0,21 км² и отступив на 450 м.

Река Андырчи. Правый приток р. Баксан, впадает в нее в 2 км ниже р. Джапыртала. В ее истоках имеется один ледник № 68б. Ледник каровый, северной экспозиции. Длина ледника 0,3 км, площадь 0,05 км². За 1887—1966 гг. как форма, так и размеры изменились; если в 1887 г. ледник оканчивался в виде двух заостренных языков, в 1966 г. конец языка ледника имел округлую форму. Площадь ледника за этот период уменьшилась на 0,08 км², а язык ледника отступил на 230 м.

Река Курмычи. Правый приток р. Баксан впадает в 3,0 км выше устья р. Адырсу. В 1966 г. в истоках р. Курмычи находились ледники № 68, 68а, 69. На 1887 г. [154] здесь было два ледника. Ледники № 68 и 68а являются частями распавшегося ледника № 499, который в 1887 г. состоял из двух потоков. К 1966 г. он распался — на месте западного потока образовался ледник № 68, а на месте восточного — № 68а. Ледник № 68 висячий каровый и имеет северо-восточную экспозицию. Расположен на северном склоне вершины Андырчи (3913 м). Длина его 2,2 км, площадь 0,8 км². Высота низшей точки конца ледника 3100 м. Ледник № 68а висячий и расположен на северном склоне вершины Курмычи (4050 м). Длина ледника равна 0,6 км, площадь 0,05 км². Таким образом, за 1887—1966 гг. площадь ледников № 68, 68а уменьшилась на 1,87 км². Язык ледника № 68 за это же время отступил на 320 м, а № 68а — на 1080 м.

Ледник № 69 висячий каровый. Экспозиция его северная. Длина 2,7 км, площадь 0,7 км². Высота низшей точки конца языка 2880 м. Ледник начинается в каре под горой Курмычи и течет вначале в восточном направлении, а потом в северном. В средней части разбит ледопадом. На поверхности конца языка много поперечных трещин. Площадь ледника № 69 за 1887—1966 гг. уменьшилась на 1,08 км². Язык ледника за эти же годы отступил на 660 м.

Река Адырсу. Один из крупнейших правых притоков р. Баксан. Бассейн является крупным узлом современного оледенения. Здесь насчитывается 40 ледников общей площадью 19,04 км². Ледники находятся на восточном склоне хребта Курмычи, северном склоне Бокового хребта [на участке от горы Гумачи (3805 м) до горы Адырсубаши (4340 м)], западном склоне хребта Адырский [между горами Адырсубаши и Джайлыкбаши (4415 м)] и южном склоне хребта Суллукол (см. рис. 20).

На восточном склоне хребта Курмычи, являющемся левым склоном долины р. Адырсу, сосредоточено 12 ледников общей площадью 1,91 км². Ледник № 70а находится на восточном склоне пика Военно-Морского флота (3725 м). Ледник висячий и начинается почти с самой вершины. Конец ледника спускается в каровую нишу. Ледник крутой. Площадь его 0,04 км², длина 0,1 км. В 1887 г. ледник соединялся с ледником № 68, чего в 1966 г. не наблюдалось. Площадь ледника за этот период уменьшилась на 0,20 км², а язык отступил на 1090 м.

К югу от ледника № 70а в огромном цирке расположена группа из восьми ледников (№ 70б, 70, 71, 72, 72а—г). Ледники № 70б,

70 и 71 находятся в одном двухступенчатом каре, при этом ледник № 71 занимает нижний, а № 70 верхний кар. Ледник № 70б висячий и расположен на стенке верхнего кара. Размеры его незначительны: площадь 0,02 км², а длина 0,2 км. Ледники № 70б, 70 и 71 в 1957 г. между собой соединялись, и этот общий ледник Ковалев [99] называет Джаловчат. К 1966 г. произошло полное отчленение ледника № 70б. Ледники № 70 и 71 в средней части еще соединяются. Морфологический тип у обоих ледников каровый, а экспозиция северо-восточная. Площадь ледника № 70 — 0,3 км², № 71 — 0,6 км², длина соответственно 0,8 и 1,4 км.

Ледник № 72 расположен в соседнем каре; название ледника по Ковалеву — Безымянный. Морфологический тип — каровый. Площадь ледника равна 0,4 км², длина 1,3 км. Язык его почти не загрязнен моренным материалом. Оканчивается на высоте 2900 м. На правом склоне кара, занимаемого ледником № 72, расположено четыре небольших висячих ледника общей площадью 0,06 км². Обвалы снега и льда с этих ледников питают ледник № 72.

В 1887 г. на месте ледников № 70б, 70, 71, 72, 72а — г находился один ледник, который к 1966 г. распался. Общее уменьшение площади оледенения за этот период составило 3,17 км². Длина ледника № 71 уменьшилась на 700 м, а № 72 — на 590 м.

Цирк, расположенный к югу от ледника № 72, также разделен коротким отрогом на две части. В северной расположен ледник № 73. Морфологический тип — каровый, экспозиция — северо-восточная. Площадь ледника 0,2 км², длина 0,9 км. Высота нижней границы 3100 м.

В южной части цирка находится ледник № 74. Площадь его равна 0,2 км², а длина 1,0 км. Тип ледника каровый, экспозиция северо-восточная. На западной стенке кара, занимаемого ледником № 74, расположено два висячих небольших ледника общей площадью 0,08 км².

Ледники № 73 и 74 в 1887 г. соединялись и представляли единый ледник (№ 494 — по Подозерскому), однако размеры ледника Подозерским [154, с. 118] несколько занижены. По нашим измерениям; длина равна 1,89 км, площадь 0,79 км² (по Подозерскому — длина 1,32 км, площадь 0,51 км²). Таким образом, за 1887—1966 гг. длина ледника уменьшилась на 890 м, а площадь на 0,31 км².

В истоках р. Адырсу в 1887 г. находился единый обширный ледник Адырсу (№ 493 — по Подозерскому). Ледник образовывался в то время из трех крупных потоков льда, которые, в свою очередь, состояли из нескольких потоков льда (рис. 23а). Общая площадь этого ледника была равна 22,25 км², наибольшая длина 7,15 км. Язык ледника оканчивался на высоте 2590 м.

К 1911 г. ледник Адырсу распался на три части [99], которые Орешникова [139] называет Восточным, Адырсу и Чегеттауджанда. Деградация ледника особенно увеличилась после 1932 г., и в 1958 г. [99] на месте ранее единого ледника Адырсу находилось девять

(рис. 23б), а в 1966 г. — двенадцать: № 75, 76а, 76, 77, 78, 78а, 79, 80, 81а, 81б, 81 и 81в (рис. 23в) общей площадью 8,86 км².

Наиболее крупными из них являются № 75 (длина 2,3 км, площадь 1,4 км²), № 77, или Гарваш (длина 2,4 км, площадь 2,8 км²) и № 79, или Адырсу (длина 1,9 км, площадь 1,0 км²).

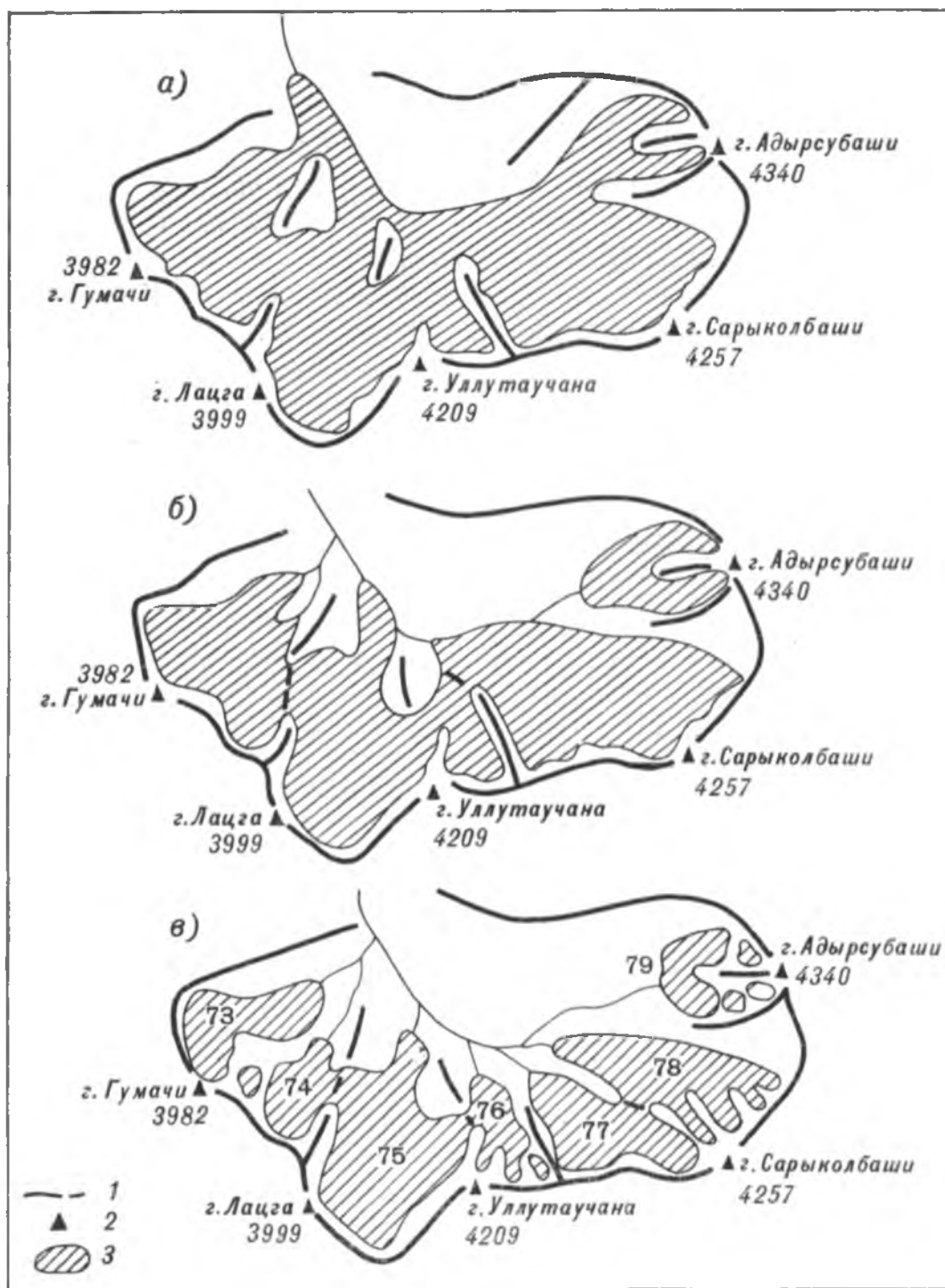


Рис. 23. Схема деградации ледника Адырсу.

а — 1882 г., б — 1932 г., в — 1966 г.; 1 — хребты и ледоразделы, 2 — вершины, 3 — ледники.

Ледник № 75 начинается под горами Гумачи (3982 м) и Четтаучаны (4109 м). На выходе из области питания находится ледопад. Поверхностных морен почти не имеется. Конец языка ледника расположен на скальном уступе, с которого часто проис-

ходят обвалы льда. К югу-востоку от ледника Гумачи (№ 75) расположены небольшие ледники № 76а и 76.

Из цирка, ограниченного вершинами Чететтаучаны, Лацга (3999 м) и Уллутаучаны (4209 м), берет начало ледник № 77 или, как его называет Ковалев [99], ледник Гарваш. Оканчивается он на скальном пороге, который характерен и для других ледников истоков р. Адырсу. Как и в 1958 г., ледник № 77 в 1966 г. оканчивался тремя выступами. Только западный язык стал длиною не более 200—250 м, а средний поток не достигал дна не на 15, а на 35—50 м. В 1958—1959 гг. Ковалев проводил наблюдения за отступанием конца языка и получил следующие величины: с 19/VII 1958 г. по 4/VIII 1959 г. язык ледника отступил на 10 м, а за период с 9/VII по 4/VIII 1959 г. на 8 м.

Ледник Адырсу (№ 79) берет начало с фирновых полей Местийского перевала, которые питают также ледник Лекзыр, находящийся на южном склоне Кавказа. Область питания ограничена горами Сарыколбаши (4257 м) и Уллутаучаны. В верхней части ледника наблюдается несколько узких ледяных ступеней. Конец языка сильно загрязнен мелким моренным материалом. На леднике имеются срединная и две боковые морены. За 1887—1966 гг. ледник Адырсу (№ 79) отступил на 2700 м, что составляет в среднем 34,2 м/год. В последнее десятилетие, по данным наблюдений Ковалева [99] и Коротуна [105], скорости отступления языка ледника несколько уменьшились (табл. 66).

Таблица 66

Величина отступления ледника Адырсу (№ 79)

Годы	Число лет	Общая величина отступления или наступания (+), м	Скорость отступления или наступания (+), м год	Исследователь
1926—1933	7	52,0	7,4	Е. И. Орешникова
1931—1932	1	0,5	0,5	С. П. Соловьев
1932—1933	1	+3,5	+3,5	Е. И. Орешникова
1958—1959	1	8,0	8,0	П. В. Ковалев
1959—1965	6	68,5	11,4	И. Н. Кортун
1965—1966	1	4,1	4,1	"
1887—1966	79	2700	34,2	Э. С. Боровик

К востоку от ледника Адырсу (№ 79) находится ледник № 80. Образуется он из трех потоков, стекающих с вершин Сарыколбаши, Адырsubаши (4370 м) и гребня, соединяющего эти вершины. Правый поток течет спокойно, левый и средний разбиты ледопадами. Язык ледника неширокий, с четко прослеживающимися срединной и боковыми моренами. Конец языка ледника лежит как бы в висячей долине, высота уступа достигает 100 м. В 1958—1959 гг. ледник отступал с незначительной скоростью,

отступив всего на 0,7 м [99]; за 1958—1965 гг. язык ледника отступил на 64 м.

Ледники, расположенные в каре к западу от горы Адырсубаши (№ 81а, 81б, 81 и 81в), в 1887 г. также являлись частью ледника Адырсу. В 1958 г. [99] их здесь было три, к 1966 г. стало четыре, т. е. деградация продолжалась. Однако, по нашему мнению, дальше она прекратится, а возникшие ледники начнут исчезать. Основной ледник № 81 расположен к северо-западу от горы Адырсубаши.

Таким образом, к 1966 г. на месте ледника Адырсу, бывшего в 1887 г. единым, находилось 12 небольших ледников. За этот период площадь оледенения здесь уменьшилась на 8,86 км². Высота конца языка ледника за 1887—1966 гг. поднялась на 410 м в сравнении с ледником № 79 и на 530 м — с ледником № 80.

На правом склоне долины р. Адырсу находится 15 ледников общей площадью 8,27 км². Все ледники расположены четырьмя группами. Первая группа состоит из ледников № 82 и 83 и находится на западном склоне отрога, идущего от горы Адырсубаши (4340 м). Площадь их 0,1 км² и 0,7 км². В 1887 г. они были единым ледником; к 1966 г. площадь сократилась на 0,45 км².

В истоках правого притока Адырсу — р. Клумколсу находятся ледники второй группы. В 1887 г. здесь в многокамерном цирке находился один обширный ледник, обозначенный Подозерским [154] № 487. Площадь его была равна 15,73 км², а наибольшая длина 4,59 км. К 1958 г. ледник № 487 распался на четыре более мелких ледника — № 487а—г [99, с. 11]. По данным каталога [16], к 1966 г. произошла дальнейшая деградация и на месте ледника № 487 стало восемь ледников (№ 84—87, 87а, 88—90) общей площадью 5,35 км², т. е. за 1887—1966 гг. площадь оледенения в бассейне р. Клумколсу уменьшилась на 10,38 км², или почти на 66%.

Наибольшим ледником в бассейне р. Клумколсу является долинный ледник № 85, называемый Ковалевым [99] Южный Юномсу. Область питания ледника расположена между горами Адырсубаши (4342 м) и Орубаша (4369 м), довольно пологая в районе перевала Голубева и более крутая вблизи вершин Адырсубаши и Орубаша. Язык ледника пологий, на протяжении 200 м (площадью 0,2 км²) закрыт сплошным моренным чехлом. Ниже конца ледника в 1958 г. [99] были обнаружены под правой береговой мореной большие глыбы засыпанного мореной «мертвого льда». Конец языка ледника за 1958—1959 гг. отступил на 18 м [99], а за 1959—1965 гг. на 61,3 м [105].

В 1958 г. ледник Южный Юномсу имел три небольших притока, которые к 1966 г. отчленились от него. В результате на склонах появились «новые» ледники № 84, 86, 87, 87а.

К северу от ледника № 87 находится ледник № 88, называемый Ковалевым [92, 99] ледником Северный Юномсу, а в более ранних работах ледником Кичкидар. Ледник берет начало из кара, расположенного между вершинами Джайлыкбаши (4415 м) и Кичкидар (4360 м); понижение между этими вершинами носит наз-

вание перевала Донклина [126]. Область питания ледника Северный Юномсу обширная и образуется из трех крупных потоков, начинающихся на склонах гор Джайлыкбаши и Кичкидар. Язык ледника крутой и сильно разбит трещинами. Оканчивается он на крутых «бараньих лбах», имеющих высоту около 200 м над дном долины, занимаемой ледником Южный Юномсу.

В 1887 г. ледник Северный Юномсу был притоком ледника Южный Юномсу. В 1958 г. расстояние между ледниками было равно 527 м [99, с. 11], а в 1966 г. достигло 580 м. За 1958—1959 гг. конец ледника отступил на 7,8 м, при этом отступление его происходило как за счет таяния, так и за счет обвалов льда.

Третья группа ледников находится в бассейне правого притока Адырсу — р. Суллуколсу и состоит из ледников № 91—93 общей площадью 1,8 км². Наибольшим является № 91, называемый Ковалевым Южный Суллукол. Морфологический тип ледника — каровый, экспозиция западная. Длина его 2,3 км, площадь 1,4 км². Конец языка находится на довольно большой высоте — 3440 м. Ледник начинается несколькими потоками, стекающими от гор Терменбаши (4100 м), Клумколбаши и перемычки между этими вершинами. Язык ледника широкий с хорошо прослеживающимися двумя боковыми и срединной мореной, которые сливаются вместе в 200 м от конца языка, закрывая его сплошным моренным чехлом. Общая площадь ледника, закрытая моренным материалом, равна 0,2 км².

Все три ледника в 1887 г. представляли единый ледник, который к 1958 г. распался на две части (ледники № 91—92 и 93), а к 1966 г. уже на три (№ 91, 92 и 93). Общая их площадь за прошедшие годы уменьшилась на 3,73 км². За этот же период язык ледника № 91 отступил на 1690 м, а № 93 — на 900 м.

По данным С. Я. Голубева (1916 г.), ледник Суллуколсу (№ 91) за 1887—1914 гг. отступил на 400 м, т. е. отступал со средней скоростью 14,8 м/год. За 1914—1958 гг. ледник отступил на 1100 м, что составило уже 25 м/год. [99, с. 15]. После 1958 г. скорость отступления ледника несколько уменьшилась и за 1958—1966 гг. оказалась равной 23,8 м/год.

В каре к северу-западу от горы Суллуколбаши находятся ледники № 94 и 94а, составляющие четвертую группу. Площадь их равна 0,32 км². В 1887 г. ледник № 94а являлся притоком ледника № 94, и площадь их была равна 0,51 км². Отчленение притока произошло после 1958 г. За 1887—1966 гг. площадь обоих ледников сократилась на 0,19 км². Конец языка ледника № 94 за этот же период отступил на 820 м.

Река Челмас. Всего в истоках имеется три ледника (№ 94 б—г). Все ледники висячие, северной экспозиции и находятся на стенке кара, которым оканчивается хребет Суллукол. Общая площадь трех ледников равна 0,05 км². Высота низшей точки конца ледников 3500—3550 м. В 1887 г. в истоках р. Челмас находилось два ледника, один из которых не отмечен в каталоге Подозерского [154]. Площадь его была равна 0,11 км². Ледники, существовав-

шие в 1966 г., являлись частью ледника № 489, который распался. Площадь этого ледника, по Подозерскому, равна 0,59 км², т. е. при деградации ледника № 489 площадь оледенения уменьшилась на 0,54 км². Ледник, пропущенный в каталоге Подозерского, к 1966 г. растаял. Таким образом, за 1887—1966 гг. площадь оледенения в бассейне р. Челмас уменьшилась на 0,65 км².

Река Сабалыксу. По каталогу Подозерского [154], в 1887 г. в истоках р. Сабалыксу находился один ледник, который был развит более по ширине. К 1966 г., по данным Боровика и Кравцовой [16], ледник распался и на его месте было обнаружено четыре небольших ледника — № 95а, 95, 96, 96а общей площадью 1,00 км². Наибольший ледник № 96 карово-долинный имеет северо-восточную экспозицию. Площадь его равна 0,8 км², а длина 1,7 км. Область питания находится под северным склоном горы Суллуколбаши (4259 м). Питание ледника происходит в основном за счет лавин, сходящих со склонов горы Суллуколбаши. Конец языка пологий, закрыт на протяжении 100 м сплошным моренным покровом, находится на высоте 3300 м. На поверхности ледника четко прослеживаются боковые морены. Общее уменьшение площади оледенения в бассейне р. Сабалыксу за 1887—1966 гг. составило 1,25 км², в то же время число ледников увеличилось на три.

Река Тютюсу. Оледенение в бассейне р. Тютюсу сосредоточено на хребте Адырском, северо-восточном склоне хребта Суллукол и юго-западном склоне хребта, отходящего на северо-запад от горы Каяртабаши (4250 м.). Всего в бассейне находится 11 ледников общей площадью 9,29 км² (№ 97—102, 102а, 103—104, 103а, 104а).

Ледники № 97—101 являются частями распавшегося ледника № 486 (номер ледника по Подозерскому). По данным Ковалева [99], в 1958 г. на месте ледника № 486 было шесть ледников, один из которых, находившийся между ледниками № 100 и 101, к 1966 г. растаял. Площадь ледника № 486 в 1887 г. была равна 14,04 км². В 1966 г. площадь ледников, образовавшихся в результате его деградации, оказалась равной 6,9 км².

Ледник № 97, или 30-летия советского альпинизма (по Ковалеву) находится к юго-востоку от горы Суллуколбаши. Поверхность ледника крутая и ступенчатая, разбита поперечными и диагональными трещинами. Моренного материала на леднике почти нет. Оканчивается он узким языком, слегка загрязненным пылеватым материалом.

К юго-востоку от ледника № 97 находится ледник № 98; область питания его расположена в каре между горами Тютюбаши (4495 м) и Суллуколбаши (4259 м). Язык ледника разбит многочисленными трещинами и в левой части в значительной степени закрыт моренным материалом. Конец языка находится на уступе, которым заканчивается долина, занятая ледником № 98. Высота уступа над дном основной долины около 250 м.

В центре долины Тютюсу находится долинный ледник Тютю (№ 99) или, как его называет Ковалев [99], Большой Тютю. Область питания ледника находится в двух карах, ограниченных го-

рами Тютюбаши (4495 м) и Джайлыкбаши (4415 м) и хребтом, идущим от вершины Кеньчат (4171 м). Потоки, составляющие область питания, имеют значительную крутизну. Язык ледника довольно пологий, но разбит большим количеством трещин. На языке ледника четко прослеживаются две срединные и две боковые морены. Одна срединная морена начинается от горы Джайлыкбаши, а вторая от горы Тютюбаши. В 400 м от конца языка срединные и боковые морены сливаются вместе, закрывая его сплошной мощной толщей моренного материала. Площадь ледника, закрытая моренным материалом, равна 0,6 км².

Длина ледника Тютю (№ 9) за 1887—1966 гг. уменьшилась на 1670 м, что составляет 21,2 м/год. Скорость отступления ледника за 1958—1959 гг., по наблюдениям Ковалева [99, с. 9], оказалась равной 17 м. Такая величина отступления велика как для последних лет, так и для 1958—1959 гг. В частности, Ковалев говорит: «Причиной столь значительного отступления явилось то, что в этом году (1958-59 г. — П. В.) на ледниках северного склона было мало снега, вследствие чего раньше, чем обычно начал таять лед». По нашему мнению, скорость отступления ледников, расположенных на высотах более 3000 м в районе Бокового хребта и его отрогов, должна быть не более 5—8 м/год.

В нижней части области питания к леднику Тютю (№ 99) примыкает ледник № 100, являвшийся в недавние годы его притоком. Ковалев называет этот ледник Малый Тютю. Область питания ледника обширная и находится к югу от вершины Кеньчат. Язык ледника короткий, плоский на значительной площади закрыт моренным материалом.

В каре к северу от вершины Кеньчат находится карово-висячий ледник № 101. Из области питания выходит узкий язык ледника, который оканчивается намного выше, чем концы языков других ледников. На поверхности ледника почти полностью отсутствует моренный материал (кроме отдельных обломков горных пород).

На правом склоне долины Тютюсу между горами Аджиколбаши (3977 м) и Каяртабаши (4250 м) находятся четыре ледника — № 102а, 102, 103, 103а. Общая площадь их 2,07 км². Ледник № 102а небольшой каровый и лежит в каре на отроге, отходящем от горы Аджиколбаши. Ледник № 102 висячий каровый. Область его питания расположена на склонах горы Орелюбаши. Язык ледника разбит большим числом трещин с полным отсутствием на поверхности моренного материала.

От вершины горы Каяртабаши берет начало висячий каровый ледник № 103. Ледник очень крутой как в области питания, так и на языке ледника. На поверхности ледника имеется редкая морена. К северу от ледника № 103 в небольшом каре находится ледник № 103а. Поверхность ледника в значительной степени закрыта моренным материалом. Ледники № 102а, 102, 103, 103а, в 1887 г. представляли собой единый ледник, имевший площадь 4,69 км². Уже к 1958 г. он распался на два ледника [99]. К 1966 г. произошла дальнейшая его деградация и ледников стало четыре

[16]. Одновременно с деградацией произошло и уменьшение площади оледенения на 2,62 км². Величина отступления языка ледника за 1887—1966 гг. равна 1890 м (в направлении ледника № 102).

К северу от ледника № 103 в двухступенчатом каре находятся ледники № 104а, 104. В верхнем каре расположен небольшой ледник № 104а, а в нижнем — значительно более крупный ледник № 104, имеющий площадь 0,3 км². Ледник № 104а в 1887 г. являлся притоком ледника № 104. Площадь этих ледников за 1887—1966 гг. уменьшилась на 0,3 км².

Река Герхожансу. Правый приток р. Баксан, впадает в него на 124-м км от устья. Получает свое название от места слияния рек Каяртасу и Сакашилсу. Всего в бассейне имеется девять ледников общей площадью 4,38 км².

В истоках р. Каяртасу, левой составляющей р. Герхожансу, находится пять ледников площадью 2,84 км² (№ 105а—в, 105, 106). Наиболее крупным является ледник № 106. Морфологический тип — долинный. Экспозиция северная. Длина 2,6 км, площадь 1,9 км². Начинается он с северных склонов горы Каяртабаши. Область питания у ледника обширная, но довольно крутая с большим числом трещин. Язык короткий и узкий. На его поверхности развиты боковые морены, закрывающие 0,3 км² его площади мощным покровом моренного материала. Конец языка прослеживается четко и находится на высоте 3370 м. Остальные ледники в бассейне р. Каяртасу небольшие.

В истоках р. Сакашилсу, правой составляющей р. Герхожансу, имеется четыре ледника общей площадью 1,54 км² (№ 107—109, 109 а). Все ледники небольшие, площадью от 0,04 до 0,06 км² (№ 108) и находятся к северу и северо-востоку от горы Сакашлибаши. Языки ледников оканчиваются на довольно больших высотах. Наиболее низко спускающийся язык ледника № 108 оканчивается на высоте 3350.

По данным каталога Подозерского, в бассейне р. Герхожансу в 1887 г. находилось три ледника, что неправильно, поскольку, как отмечает Подозерский [154, с. 117] «Ледники за № 481—489, как исключение, плохой съемки (1881 и 1887 гг.) и остались не исправленными». При внимательном рассмотрении одноверстной карты съемки 1881 и 1887 гг. в истоках рек Каяртасу и Сакашилсу удалось выделить девять ледников, из которых три не были отмечены в каталоге Подозерского, четыре ледника были приняты за один (№ 481), и остальные два ледника указаны под № 482, 483.

К 1966 г. число ледников в бассейне не изменилось, несмотря на то что два ледника (№ 482, 483), находившиеся на отроге, разделяющем бассейны рек Каяртасу и Сакашилсу, растаяли. В то же время ледник, находившийся в истоках собственно р. Сакашилсу, распался сначала на два ледника (№ 108, 109), а потом от ледника № 109 отделился небольшой приток (№ 109 а). Площадь оледенения в бассейне р. Герхожансу за этот период уменьшилась на 4,57 км², или на 51%. Величины отступления и уменьшения площади отдельных ледников приведены в табл. 67.

Уменьшение размеров ледников в бассейне р. Герхожансу за 1887—1966 гг.

Номера ледников	Длина, км		Величина отступления, м		Площадь, км ²		Уменьшение площади ледника, км ²
	на 1887 г.	на 1966 г.	общая	в год	на 1887 г.	на 1966 г.	
105а	0,57	0,3	270	3,4	0,12	0,04	0,08
105б	0,53	0,2	330	4,2	0,07	0,02	0,05
105в	0,49	0,2	290	3,7	0,21	0,08	0,13
105	1,99	1,5	490	6,2	1,63	0,8	0,83
106	3,35	2,6	750	9,5	2,93	1,9	1,03
107	1,72	1,3	420	5,3	1,32	0,5	0,82
108, 109, 109а	2,10	1,5	600	7,6	2,11	1,04	1,07

Река Кестанты является последним правым притоком р. Баксан, имеющим в своем бассейне ледники. Впадает р. Кестанты в р. Баксан на 111-м км от его устья. Всего в бассейне находится три ледника (№ 110, 110а, 111) общей площадью 1,05 км². Все ледники находятся в одном цирке, ограниченном горами Салашилибаши, Каяртабаши, Сырын. Основным является ледник № 110. Этот долинный ледник имеет длину 1,3 км и площадь 0,8 км². Начинается он с восточного склона горы Каяртабаши. Верхняя часть ледника крутая, разбита многочисленными трещинами. Язык пологий и короткий. На его поверхности прослеживаются две боковые морены. Конец языка находится на высоте 3520 м.

Основные два ледника бассейна каровые; один (№ 110а) расположен к северо-западу от горы Сырын (4050 м), а второй (№ 111) к юго-востоку от нее. Оканчиваются оба ледника на большой высоте — 3680 м (№ 110а) и 3620 м (№ 111).

В 1887 г. в истоках р. Кестанты было два ледника общей площадью 2,68 км² [154, с. 116]. К 1966 г. один из них растаял, а от второго (наш № 110) отчленилось два небольших притока (ледники № 110а, 111). Площадь ледников № 110, 110а, 111 за 1887—1966 гг. уменьшилась на 1,39 км², а язык ледника № 110 отступил на 1330 м, что составляет 16,9 м/год.

Река Чегем

Река Чегем является левым притоком р. Баксан. Свое название она получает после слияния рек Башиль-Аузусу и Гара-Аузусу. С юга бассейн ограничен Боковым хребтом, с запада — Адырским и с востока хребтом Каргашили-тау. Последние два хребта являются отрогами Бокового, отходящими от него на север.

Наибольшие высоты в бассейне отмечаются на Боковом хребте: горы Тихтенген (4613 м) и Башильтау (4146 м). Вершины хребтов Адырского и Каргашили-тау имеют также весьма значительные

высоты, мало уступающие вершинам Бокового хребта: Джайлык-баши (4415 м), Салынантау (4510 м), Адырсубаши (4370) и др. К северу хребты Адырский и Каргашили-тау понижаются, особенно последний, который в истоках р. Булунгу имеет высоты до 3209 м. От Бокового хребта на север и северо-восток отходят два отрога, которые разделяют верховья долины р. Чегем на три участка. В каждом из этих участков находится по крупному леднику — Башиль, Кулак-Чегемсчимар, Шаурту.

Современное оледенение имеется на Боковом, Адырском и Каргашили-тау хребтах (рис. 24). Наиболее развито оно на Боковом хребте, а наименее — на хребте Каргашили-тау. Всего в бассейне р. Чегем 65 ледников общей площадью 56,1 км². Ледники расположены в бассейнах рек Башиль-Аузусу, Гара-Аузусу и Булунгу (табл. 68).

Таблица 68

Число и площадь ледников по отдельным рекам бассейна р. Чегем

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Башиль-Аузусу	28	26,93	№ 107,8
Гара-Аузусу	28	27,99	№ 2510,1
Булунгу	9	3,23	№ 332,0
Всего	65	58,15	

Река Башиль-Аузусу. В бассейне имеется 28 ледников общей площадью 26,93 км². Основная часть их расположена на Адырском хребте в истоках р. Джайлыксу и на Боковом хребте в истоках р. Башиль-Аузусу.

В истоках р. Джайлыксу находится 14 ледников общей площадью 6,35 км². Ледники расположены двумя группами: одна — в истоках левого притока р. Джайлыксу в районе гор Каяртабаши (4250 м) и Кеньчат (4134 м) и состоит из пяти ледников (№ 1 — 4, 1а); вторая — в истоках собственно р. Джайлыксу и состоит из девяти ледников (№ 5—6, 5а—ж).

Площадь ледников, расположенных в районе гор Каяртабаши и Кеньчат, равна 1,58 км². Все они имеют незначительные размеры (от 0,08 до 0,4 км²) и занимают только верхнюю часть кара. Экспозиция почти у всех ледников южная и только у одного (№ 4) — восточная. Морфологический тип — каровый (№ 2—4), присклонный (№ 1) и висячий (№ 1а).

В 1889 г. на месте ледников группы Каяртабаши был один ледник № 472 (по Подозерскому), имевший площадь 7,16 км² и длину 5,44 км. К 1965 г. этот ледник распался, в результате чего площадь его уменьшилась на 5,58 км², а язык ледника № 3 отступил на 4000 м.



Рис. 24. Схема расположения ледников в бассейне р. Чегем.

Усл. обозн: см. рис. 20.

Ледник Джайлык и окружающие его ледники имеют общую площадь 4,77 км². Джайлык — карово-долинный ледник площадью 3,8 км² и наибольшей длиной 5,2 км. Конец языка находится на высоте 2980 м. Экспозиция восточная. Область питания расположена на восточных склонах горы Джайлыкбаши (4415 м) и имеет незначительную крутизну при ширине до 1000 м. В месте выхода из области питания ледник очень узкий, далее вниз он расширяется и в концевой части имеет ширину около 600 м. В 1900 м от конца языка в ледник с правой стороны впадает незначительный приток, имеющий длину около 1200 м и ширину в средней части 700—900 м. В ближайшие годы приток может отчлениваться. Поверхность ледника на протяжении последних 800 м закрыта сплошным моренным покровом.

На склонах долины, занятой ледником Джайлык, находится восемь небольших ледников. Это его притоки, отчленившиеся за 1889—1965 гг. Общая их площадь равна 0,97 км². Одновременно с отчленением притоков происходило уменьшение площади и длины ледника Джайлык. Всего за 1889—1965 гг. площадь ледника Джайлык и образовавшихся в результате деградации ледников уменьшилась на 2,33 км². Конец языка отступил за этот же период на 880 м.

В истоках первого левого притока р. Башиль-Аузусу расположено три ледника общей площадью 4,9 км² (№ 7—9). Основным из них является карово-долинный ледник № 8. Ледники № 7 и 9 — его притоки, отчленившиеся в 1889—1965 гг. За этот период площадь ледников № 7—9 уменьшилась на 0,45 км², а конец языка ледника № 8 отступил на 930 м.

Основной узел современного оледенения в бассейне р. Башиль-Аузусу находится в ее истоках, где имеется восемь ледников общей площадью 14,88 км² (№ 10—16, 16а). Ледники расположены как на северном склоне Бокового хребта, так и его отрогах, отходящих на север. Центральное место в узле занимает долинный ледник Башиль (№ 10). Экспозиция его северо-западная в области питания и восточная в концевой части. Наибольшая длина ледника в 1965 г. была равна 6,5 км (от горы Скала Бодорку). Площадь ледника 7,8 км², из которых 0,2 км² закрыты сплошным моренным покровом. Область питания ледника Башиль находится на северном склоне Бокового хребта, который на этом участке не отличается большими высотами (гора Башильтау, 4146 м; гора Скала Бодорку, 4186 м). Гребень Бокового хребта имеет несколько понижений, представляющих собою перевалы. Отрогом, отходящим от Бокового хребта на северо-запад, область питания ледника делится на две части (рис. 25), из которых большая находится к северо-западу от горы Скала Бодорку, а меньшая — под горой Башильтау. После слияния ветвей ледник имеет вначале северное направление, а потом восточное. В месте изменения направления ледник разбит трещинами, представляющими ледопад.

К северо-западу от ледника Башиль (на его левом склоне) расположены ледники № 11—13, а к северо-востоку (на правом

склоне) — ледники № 14—16, 16а. Все они в 1889 г. являлись частью ледника Башиль. Общая площадь всех этих ледников равна 7,08 км².

В результате деградации ледника Башиль за 1889—1965 гг. площадь ледников № 10—16а уменьшилась на 2,45 км², или на 14%. Одновременно с деградацией происходило отступление конца языка ледника Башиль. Однако непосредственных наблюдений за его отступанием мало (табл. 69).

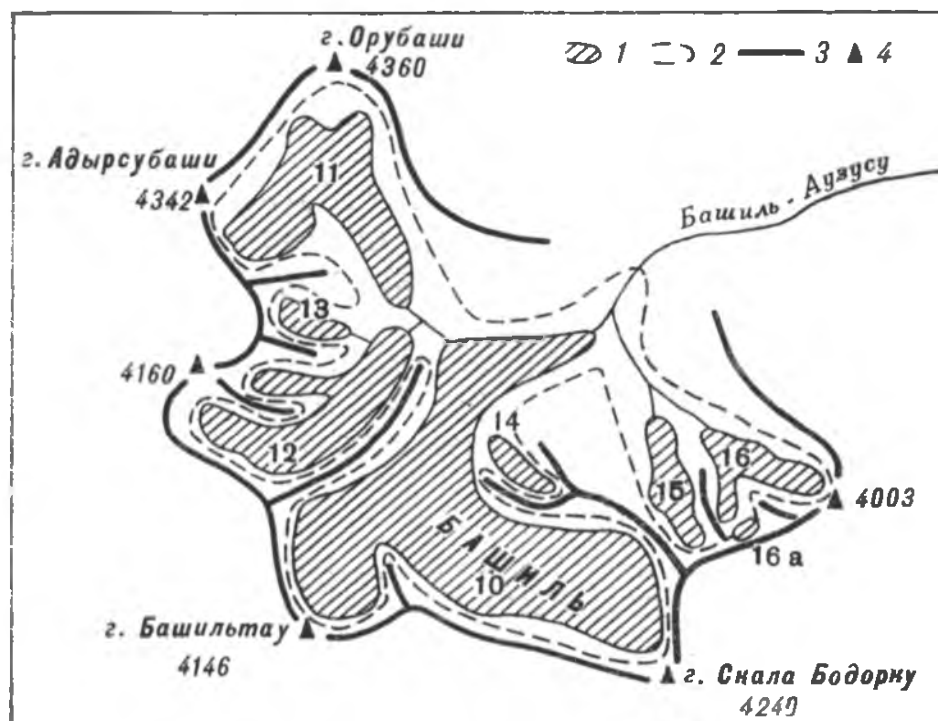


Рис. 25. Схема деградации ледника Башиль за 1889—1965 гг.

1 — границы ледников на 1965 г., 2 — то же на 1889 г., 3 — хребты, 4 — вершины.

Таблица 69

Величины отступления ледника Башиль

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1911—1913	2	10,0	5,0	Н. А. Буш
1889—1934	45	600	13,3	Я. И. Фролов
1889—1953	64	800	12,5	П. В. Ковалев
1959—1960	1	23,0	23,0	"
1960—1965	5	57,0	11,4	В. Д. Панов
1889—1965	76	1010	13,3	"

К северо-востоку от ледника № 16 на задней стенке небольшого кара расположен висячий ледник № 17, имеющий северную экс-

позицию. Площадь его на 1965 г. равна 0,2 км², а длина 700 м. Ледник был обнаружен нами при маршрутном обследовании ледников бассейна р. Чегем в 1965 г. В каталоге Подозерского [154] этот ледник не указан. Нет сведений о его наличии и в работах Ковалева [93, 99], Фролова [198], Левина [126]. Однако в работе Жукова [71], который производил топографическую съемку рассматриваемого района, ледник показан на карте.

Далее к востоку от ледника № 17 в висячей долине расположены два ледника: № 18 — карово-долинный и № 19 — каровый. Первый из них имеет северную экспозицию, площадь 1,3 км² и



Рис. 26. Ледник Кулак Чегемсчмар. На поверхности ледника видны срединные морены.

длину 2,6 км. Второй ледник (№ 19) имеет площадь 0,3 км² и длину 1,2 км.

Река Гара-Аузусу. Площадь бассейна равна 110 км², из которых ледники занимают 27,99 км². Ледников в бассейне 28. Расположены они в истоках р. Гара-Аузусу в районе Бокового хребта и на его отрогах в истоках правых притоков р. Гара-Аузусу (реки Шаурту, Уллукурчху, Куру).

В истоках р. Гара-Аузусу находится девять ледников общей площадью 13,05 км² (№ 20—24, 22а, 23а—в), из которых № 21—23 являются долинными, по № 25 — сложный долинный, № 24 — висячий каровый, № 20 — каровый, № 22а, 23а—в — висячие.

Наибольший ледник № 23, который Демченко [53] и Ковалев [102] называют ледником Нижний Кулак. Площадь его на 1965 г.

равнялась 4,1 км², а наибольшая длина 3,7 км. Область питания расположена на Боковом хребте и разделена короткими отрогами на три части. Несколько ниже соединения всех трех частей ледник разбит ледопадом. В нижней части язык ледника довольно пологий, но со значительным числом трещин. На поверхности наблюдаются морены: слабовыраженная срединная и две боковых, из которых правая четко прослеживается на значительном расстоянии. Конец языка находится на высоте 2500 м. Из довольно большого грота вытекает мощным потоком река.



Рис. 27. Язык ледника Бодорку (№ 21).

К западу от ледника № 23 находится ледник Кулак-Чегемсчимар (№ 22), который Демченко [53] и Ковалев [102] называют Верхний Кулак. Площадь его 4,0 км², длина 4,1 км. Экспозиция северо-восточная. Область питания расположена в цирке и имеет малые уклоны. Лишь часть ледника, находящаяся непосредственно на Боковом хребте, имеет значительную крутизну (40—50°). Язык ледника пологий и оканчивается на высоте 2750 м. На его поверхности встречается много моренного материала и четко прослеживаются левая и правая боковые поверхностные морены (рис. 26).

На Боковом хребте, обрамляющем область питания ледников Кулак-Чегемсчимар и Нижний Кулак, расположено четыре небольших висячих ледника (№ 22а, 23а, 23б, 24а) общей площадью 0,25 км². К востоку от ледника № 23 находится висячий каровый (№ 24), а к северу от него долинный ледник Бодорку.

Площадь ледника № 24 равна 0,4 км², а ледника Бодорку — 3,4 км² (рис. 27).

По Подозерскому [154] и Жукову [70], ледники № 21—24, 22а, 23а—б, 24а представляли собой в 1889 г. единое ледниковое тело. Этот крупный ледник назывался Кулак (№ 462 — по Подозерскому). Его площадь в то время равнялась 15,79 км². К 1965 г. площадь всех ледников образовавшихся в результате распада единого ледника, составляла 12,15 км², т. е. площадь оледенения за 1889—1965 гг. уменьшилась на 3,64 км², или на 23%.

Величины отступления ледников № 21, 22, 23 определяли многие исследователи: Н. А. Буш в 1911 и 1913 гг. [23], Я. И. Фролов в 1934 и 1936 гг. [198], М. А. Демченко в 1939 и 1941 гг. [53, 55], В. П. Ковалев в 1954, 1959 и 1960 гг. [92, 102], Н. А. Тельпук в 1963—1965 гг. [184] и автор в 1963 и 1965 гг. [147]. Эти данные приведены в табл. 70.

Таблица 70

Величины отступления ледников Нижний Кулак, Кулак-Чегемсчимар и Бодорку

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	

Ледник Нижний Кулак (№ 23)

1911—1913	2	стационарен		Н. А. Буш
1889—1934	45	950	21,2	Я. И. Фролов
1934—1936	2	47,5	23,7	„
1939—1941	2	3,0	1,5	М. А. Демченко
1934—1954	20	300	15,0	П. В. Ковалев
1954—1959	5	150	30,0	„
1959—1960	1	7,0	7,0	„
1889—1959	70	1400	20,0	„
1963—1965	2	12,3	6,1	В. Д. Панов
1959—1963	4	82,7	20,7	„
1889—1965	76	1495	19,7	„

Ледник Кулак-Чегемсчимар (№ 22)

1939—1941	2	21,0	10,5	М. А. Демченко
1939—1959	20	585	29,2	П. В. Ковалев
1959—1965	6	155	25,8	В. Д. Панов
1963—1964	1	4,0	4,0	Н. А. Тельпук

Ледник Бодорку (№ 21)

1963—1964	1	7,7	7,7	Н. А. Тельпук
1964—1965	1	22,4	22,4	„
1934—1965	31	330	10,6	В. Д. Панов

Последним в истоках р. Гара-Аузусу является каровый ледник № 20, расположенный к северо-востоку от ледника Бодорку. Площадь ледника 0,4 км², длина 0,7 км. Экспозиция восточная. Расположен в крупном каре под его задней стенкой. Высота склонов над ледником 300—400 м. Конец языка находится на высоте 3100 м, и на протяжении почти 200 м закрыт сплошным покровом моренного материала.

Река Шаурту — первый крупный правый приток р. Гара-Аузусу при движении вниз по течению. В ее истоках расположено 15 ледников (№ 25—28, 25а—л) общей площадью 13,49 км². Однако только четыре имеют площадь более 0,1 км² каждый, остальные 11 имеют площадь менее 0,1 км².

В истоках р. Шаурту находится сложный долинный ледник Шаурту (№ 25) — самый большой в бассейне р. Чегем. Площадь его равна 10,1 км², а наибольшая длина 9,1 (от горы Тютюргу). Экспозиция ледника северо-западная. Область питания не представляет собой единого ледникового поля, а разбита короткими отрогами на отдельные части — потоки, которые, сливаясь, образуют единое ледниковое поле. Всего в 1965 г. насчитывалось семь таких потоков. Наиболее крупными являются потоки, спускающиеся от вершин Тютюргу и Салынантау. Они составляют основную часть области питания. Все потоки области питания имеют значительную крутизну (кроме потоков, спускающихся от вершин Тютюргу и Салынантау), во многих местах разбиты трещинами и ледопадами (в местах перехода от склона к долине). Язык ледника пологий с крутизной до 5—10°. Поверхность языка на протяжении 3,4 км закрыта сплошным моренным покровом. Здесь можно видеть огромные валы, разделенные понижениями, «муравьиные кучи», русла наледниковых ручьев. Мощность моренного материала на поверхности ледника у правого склона значительно больше, чем у левого. В связи с этим и таяние у левого склона ниже по

Таблица 71

Величины отступления ледника Шаурту

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1911—1913	2	стационарен		Н. А. Буш
1889—1934	45	800	17,8	Я. И. Фролов
1934—1936	2	19,5	9,7	
1939—1941	2	20,0	10,0	М. А. Демченко
1889—1954	65	1100	16,9	П. В. Ковалев
1959—1960	1	5,4	5,4	
1959—1963	4	17,5	4,4	В. Д. Панов
1963—1964	1	18,4	18,4	Н. А. Тельпук
1964—1965	1	8,0	8,0	
1889—1965	76	1200	15,8	В. Д. Панов

сравнению с правым на 20—30 м. Причиной небольшого количества моренного материала у левого склона является то, что потоки ледника, начинающегося с Бокового хребта, выносят меньше моренного материала, чем потоки, текущие с хребта Каргашили-тау, сложенного более мягкими породами [99].

Ледник Шаурту претерпел значительные изменения за период, прошедший после его описания Подозерским [154] и Жуковым [70]. От него отчленились в районе Бокового хребта 12 небольших висячих ледников (№ 26, 25а—л), общая площадь которых в 1965 г. равнялась 0,59 км². В 1889 г. в концевой части ледника ниже потока, стекающего с вершины Тихтенген, наблюдался приток [154], который уже к 1938 г. [126] отделился от ледника. По нашим наблюдениям, в 1965 г. этот приток растаял. Величины отступления конца языка ледника Шаурту приведены в табл. 71.

К северо-востоку от ледника Шаурту в висячей долине, обрывающейся устьевой ступенью высотой около 150 м, расположены ледники № 27 и 28. Ледник Тютюргу (№ 28) карово-долинный с площадью, равной 2,2 км² и длиной 3,1 км. Ледник № 27 в 1889 г. был его притоком. В 1965 г. его площадь равнялась 0,6 км², а длина 1,6 км. За 1889—1965 гг. площадь обоих ледников уменьшилась на 1,66 км², а конец языка ледника Тютюргу отступил на 1150 м (табл. 72).

Таблица 72

Величины отступления ледника Тютюргу

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1889—1934	45	800	17,8	Я. И. Фролов
1939—1941	2	30	15,0	М. А. Демченко
1934—1965	31	350	11,3	В. Д. Панов
1964—1965	1	2,6	2,6	Н. А. Тельчук
1889—1965	76	1150	15,1	В. Д. Панов

Несколько ниже устья р. Шаурту (примерно в 1 км) р. Гара-Аузусу принимает правый приток Уллукурчху, в истоках которого расположено два небольших каровых ледника № 29 и 29а. Площадь ледника № 29 равна 0,2 км², а № 29а — 0,05 км². Длина ледников соответственно 0,8 и 0,2 км. Площадь ледников за 1889—1965 гг. уменьшилась соответственно на 0,81 и 0,31 км². Величина отступления ледника № 29 — 1140 м, а № 29а — 780 м.

Последним притоком р. Гара-Аузусу, в бассейне которого имеются ледники, является р. Куру. В бассейне реки находится два ледника (№ 30, 31), которые в 1889 г., по Подозерскому, представляли единый ледник, распавшийся к 1965 г. на два (№ 30 и 31), Большой из них карово-долинный ледник Булунгу (№ 31) имеет

площадь 1,2 км² и длину 2,1 км. Размеры ледника № 30: площадь 0,5 км², длина 1,2 км. Морфологический тип — висячий каровый. За 1889—1965 гг. площадь обоих ледников уменьшилась на 2,2 км², а язык ледника № 31 отступил на 500 м.

Река Булунгу. Правый приток р. Чегем. Свое название р. Булунгу получает от места слияния р. Кору и притока без названия. За исток р. Булунгу обычно принимается исток р. Кору. Площадь всего водосбора равна 43,8 км², а длина реки 10 км (от истоков р. Кору). В бассейне реки имеется девять ледников общей площадью 3,23 км². Весь бассейн, а соответственно и все ледники расположены на северо-восточном склоне хребта Каргашили-тау.

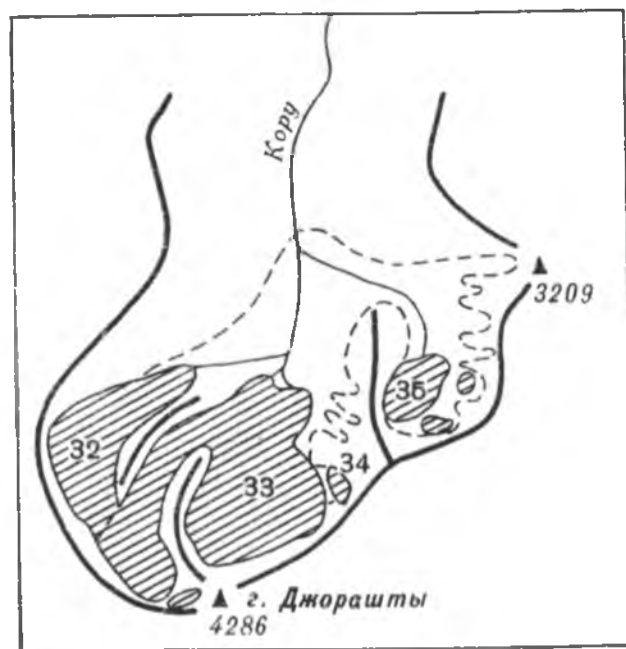


Рис. 28. Схема деградации ледника Кору.

Усл. обозн. см. рис. 25.

Большая часть ледников (семь) находится в истоках р. Кору и только два — в истоках правой составляющей р. Булунгу.

Наибольшим ледником в бассейне р. Булунгу является карово-долинный ледник Кору (№ 33), из которого берет начало р. Кору. Площадь ледника в 1965 г. равнялась 2,0 км², а длина 1,9 км. К северо-западу от него расположен каровый ледник № 32, а к востоку — висячие ледники № 33б, 34б, 34а и каровый ледник № 34. В области питания ледника Кору на северном склоне вершины Джорашты-Куршан (4286 м) находится висячий ледник № 33а. Все эти семь ледников (№ 32—34, 33а,

33б, 34а, 34б) в 1889 г. составляли единый ледник Кору, который к 1965 г. распался (рис. 28). Площадь ледника в результате деградации уменьшилась на 8,08 км², а конец языка отступил на 1760 м (в направлении ледника № 33). Скорость отступления ледника Кору в последние годы значительно уменьшилась. По наблюдениям автора [147], ледник за 1961—1965 гг. отступил всего на 13,5 м, что составляет 3,4 м/год.

В истоках правой составляющей р. Булунгу находятся два последних ледника в бассейне р. Чегем (№ 35, 35а) общей площадью 0,28 км² (1965 г.). Оба ледника каровые и расположены в карах значительной величины, занимая небольшую их часть. Оба ледника в 1889 г. представляли собой единый ледник (№ 471 — по Подозерскому) площадью 1,16 км². Общее уменьшение длины ледника № 471 за прошедшие годы (1889—1965 гг.) составило 1230 м, а площадь сократилась на 0,88 км².

Река Черек

Бассейн р. Череха является крупнейшим узлом современного оледенения р. Терека и всего Кавказа. Ледники расположены на Главном и Боковом хребтах. Всего в бассейне находится 182 ледника общей площадью 198,35 км², что составляет 22,8% числа и 28,6% площади оледенения всего бассейна р. Терека. Ледники имеются в истоках рек Череха Безенгийского, Череха Балкарского и Псыгансу, при этом в бассейнах первых двух рек ледники находятся на Главном и Боковом хребтах, а в бассейне р. Псыгансу они расположены только на Боковом хребте.

Река Черек Безенгийский. Современное оледенение в бассейне находится на Главном, Боковом хребтах и отрогах, отходящих от них.

Ледники бассейна расположены в основном тремя группами: истоки р. Черек Безенгийский, р. Мижирги и р. Думала (рис. 29). Только три ледника не входят в эти группы, и находятся они в истоках двух небольших притоков р. Черек Безенгийский, впадающих между устьями рек Мижирги и Думала (табл. 73).

Таблица 73

Число и площадь ледников по отдельным притокам р. Черек Безенгийский

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Черек Безенгийский (исток)	40	47,74	№ 1 36,2
Мижирги	17	14,69	№ 38 9,9
Наратлы	2	0,14	—
Гарасу	1	0,50	—
Думала	25	13,26	№ 58 6,0
Всего	85	76,23	

Река Черек Безенгийский (выше устья р. Мижирги). Основное место занимает ледник Безенги (или Уллу-Чиран-Безенги), являющийся крупнейшим ледником Кавказа как по площади, так и длине. Морфологический тип — сложный долинный ледник. Экспозиция северо-восточная. Площадь равна 36,2 км²; наибольшая длина 17,6 км (по восточному потоку от вершины Башхааузбаши), длина ледника по западному потоку от персвала Нижний Цаннер 13,8 км. Приводимая в литературе длина ледника, равная 13,61 км, получена Подозерским [154] от вершины Джангитау по прямой линии до конца ледника. Это является значительным преуменьшением, на что мы указывали ранее [144]. Правильно длину ледника Безенги (19,6 км) определил В. Г. Михайловский [136], однако она осталась мало известной широкому кругу, а почти во всех работах,

выходивших позже, приводилась величина длины ледника Безенги по Подозерскому [43, 87, 88, 226].

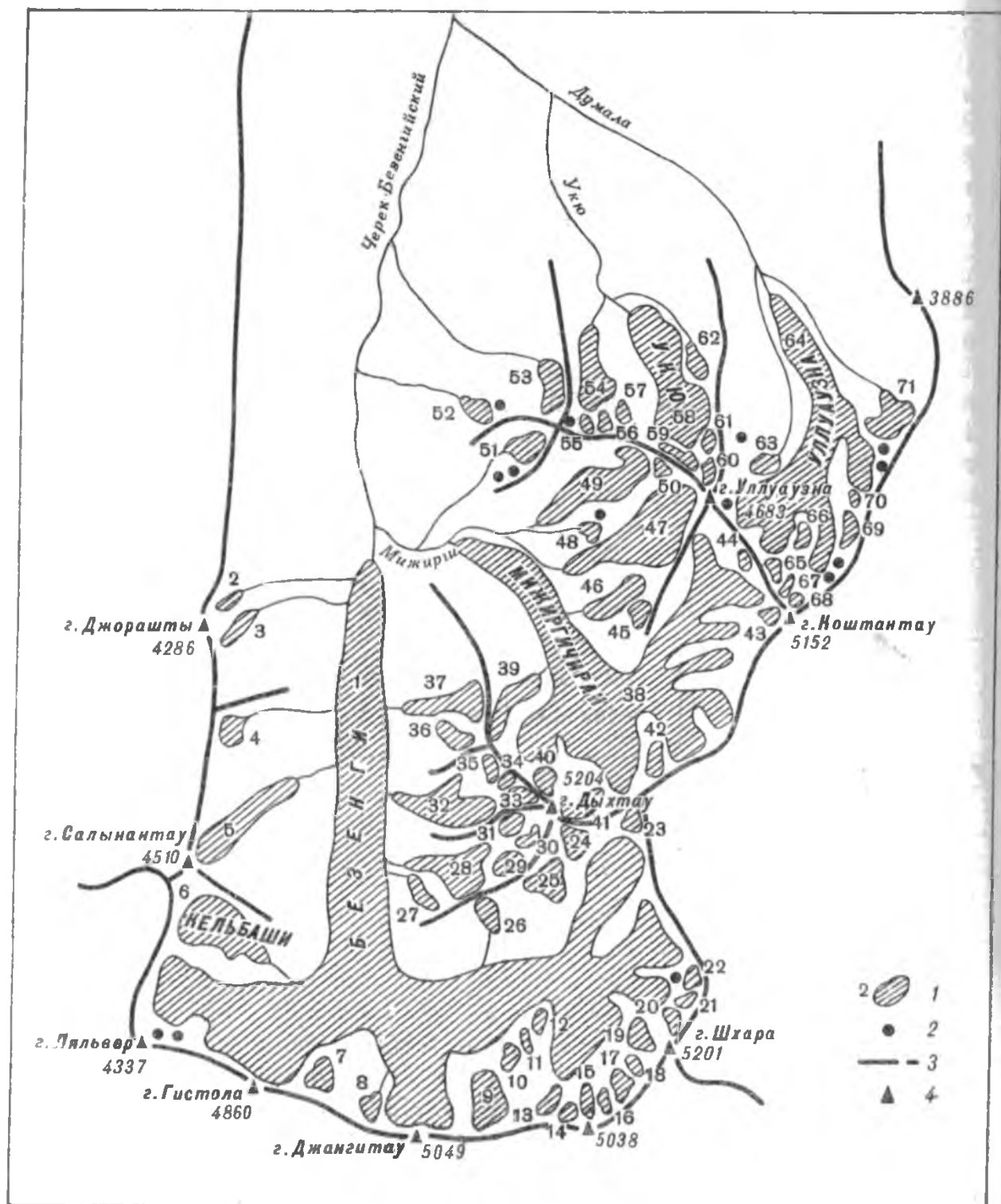


Рис. 29. Схема расположения ледников в бассейне р. Черек Безенгийский.

Усл. обозн. см. рис. 20.

Ледник Безенги имеет форму буквы «Т», вертикальной линией которой является язык ледника, а горизонтальной — потоки льда, текущие в продольной депрессии, расположенной между Главным хребтом на юге и Боковым на севере. Участок Главного хребта,

ограничивающий ледник Безенги с юга, носит название Безенгийской стены. Она протянулась с северо-запада на юго-восток почти на 15 км и включает в себя следующие вершины: Ляльвер (4337 м), Гистола (4860 м), Катынгау (4974 м), Джангитау (5049 м), Шхара (5201 м). Безенгийская стена поднимается в виде очень крутой, а в верхней части почти отвесной стены над поверхностью ледника с относительными высотами до 1500—2000 м. Значительная часть поверхности стены покрыта фирновыми полями и ледниками, питающими обвалами ледник Безенги (см. рис. 2).

Ледник Безенги образуется от слияния двух основных ветвей — восточной и западной. Восточная ветвь имеет направление на северо-запад, а западная на юго-восток, т. е. они текут навстречу друг другу. После слияния ветвей ледник на протяжении последних 9,6 км имеет северо-восточное направление.

Восточная ветвь является основной. Длина ее от вершины Башхааузбаши до слияния с западной равна 8,0 км. Образуется она в результате соединения четырех потоков: крупнейшие — южный и северный. Южный поток начинается в огромном цирке, ограниченном вершинами Шота Руставели, Западная, Шхара, Главная Шхара. Этот поток Кушев [121] называет ледником Шхара. Поток из цирка вытекает на север. Его ширина достигает 1200 м. В месте слияния с другими потоками имеется ледопад высотой до 300 м. Северный поток начинается из обширных фирновых полей под перевалом Селлы и горой Мижирги. Направление потока юго-западное. Несмотря на свою значительную величину, по нашему мнению, его роль в питании восточной ветви невелика. Остальные два потока короткие, но мощные. Первый начинается из цирка между вершиной Башхааузбаши и перевалом Дыхныауш, второй — из цирка, заключенного между вершинами Главной и Восточной Шхарой. Направление у них северо-западное. Общая ширина восточной ветви после слияния всех потоков достигает 1000 м.

Ниже слияния потоков восточная ветвь принимает слева довольно крупный приток, который Кушев [121] называет ледником Джанги. Приток начинается двумя потоками от вершин Катынгау и Джангитау. Выше и ниже этого притока вдоль левого борта ледника наблюдается полоса лавинных конусов, имеющих постоянное питание со склона Безенгийской стены.

Западная ветвь ледника Безенги начинается из обширного фирнового поля, расположенного в цирке в районе перевала Нижний Цаннер, из которого начинается также ледник южного склона Цаннер. Ледораздел между ледниками выражен четко. С правой стороны с вершины Ляльвер спускается несколько небольших потоков льда. Ширина ледника при выходе из цирка около 500 м. При переходе ступени цирка ледник образует крупный ледопад высотой около 500 м. Ниже ледопада в основной поток западной ветви, справа от вершины Гистола, впадает несколько крутопадающих потоков льда.

Ширина ледника ниже слияния восточной и западной ветвей достигает 1400—1600 м. Далее вниз ледник течет единым потоком,

постепенно уменьшаясь в ширине до 500 м у конца языка. Поверхность ледника довольно пологая (уклон 5—10°). На всем протяжении от места слияния потоков до конца языка имеется только два небольших перегиба в ложе ледника, в связи с чем крутизна поверхности ледника на этих участках увеличивается до 12°. Эти перегибы наблюдаются в 3,6 км и 6,5 км от места слияния ветвей. Трещины на поверхности ледника диагональные и поперечные; диагональные наблюдаются у бортов ледника, а поперечные на перегибах (рис. 30).



Рис. 30. Трещины на поверхности ледника Безенги.

На поверхности ледника Безенги четко прослеживаются срединные, боковые, а вдоль бортов береговые морены. Наиболее хорошо они выражены ниже слияния восточной и западной ветвей. Всего здесь имеется одна срединная и две боковые морены. Боковые морены, особенно правая на восточной ветви и левая на западной, хорошо выражены на обеих ветвях от места выхода их из цирков (на восточной ветви — от слияния всех потоков, на западной — от ледопада). Значительная часть северного потока восточной ветви закрыта мощной поверхностной мореной. Ширина боковых морен на участке ледника ниже слияния потоков достигает 50—100 м, а срединной 40—70 м. В 1,4 км от конца ледника боковые и срединные морены сливаются, закрывая поверхность ледника морен-

ным чехлом. Общая площадь ледника, закрытая поверхностными моренами, равна 5,1 км².

Кроме поверхностных морен на леднике Безенги хорошо прослеживаются береговые морены. Они начинаются еще на ветвях ледника (на правом склоне восточной ветви и левом — на западной). Ниже слияния ветвей береговые морены ограничивают язык ледника на всем его протяжении до конца. Береговые морены имеют крутые внутренние склоны с многочисленными эрозионными бороздами. Внешние стороны несколько положе. К наиболее высокой береговой морене во многих местах прислонены еще 4—5 более низких. Высота основной береговой морены над поверхностью ледника достигает: в верхней части 15—20 м, в средней 50—60 м и в нижней 80—90 м. По высоте береговых морен можно судить, насколько уменьшилась мощность льда за период с 1820 г. по 1966 г., поскольку наиболее высокая береговая морена образовалась в период максимума наступания ледника в 1820 г. [121, 143, 221].

В 1966 г. ледник Безенги оканчивался вогнутой дугой грязного льда различной мощности. Наибольшая мощность льда у правого склона достигала 25—35 м. Концы дуги закрыты мощной толщей моренного материала и поэтому невозможно проследить, где кончается лед. Из-под конца языка вытекает мощным потоком р. Черек Безенгийский, при этом в одни годы (1959—1961) — из грота, в другие (1965—1966 гг.) — из-подо льда. Так же в разные годы река вытекает одним или несколькими потоками воды. Непосредственных наблюдений за отступанием конца языка ледника Безенги немного, несмотря на то что он посещался многими исследователями. Все имеющиеся результаты этих наблюдений приведены в табл. 74.

Таблица 74

Величины отступления ледника Безенги

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1888, VI—X	—	18,1	—	Н. В. Жуков
1888—1889	1	23,5	23,5	Н. А. Буш
1911—1913	2	стационарен		Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1939—1956	17	109	6,4	Те же
1956—1960	4	76	19,0	"
1959—1960	1	27	27,0	"
1960—1961	1	10,4	10,4	"
1961—1962	1	19,8	19,8	"
1962—1963	1	10,0	10,0	"
1963—1964	1	45,3	45,3	В. Д. Панов
1964—1965	1	36,2	36,2	"
1965—1966	1	26,5	26,5	"
1888—1966	78	1150,7	14,7	"

За период 1888—1966 гг. ледник Безенги претерпел значительные изменения. Наряду с отступанием конца языка ледника происходило уменьшение его мощности, отчленились небольшие притоки. Всего за этот период от ледника Безенги отчленилось 26 небольших ледников, при этом 18 из них находятся на Безенгийской стене. Из этого следует, что постепенно Безенгийская стена освобождается от покрывающего ее ледникового покрова. Большая часть ледников, образовавшихся в результате отчленения (№ 7а, 7б, 7, 25, 22а, 29—31), невелика по размерам не превышает 0,3 км², только ледники № 9, 13, 28 имеют площадь 0,5—1,1 км². Общая площадь всех отчленившихся ледников равна 5,04 км². Общее уменьшение площади ледника Безенги вместе с отчленившимися притоками за 1888—1966 гг. оказалось равным 7,34 км², или 15,1%.

На левом склоне долины, занимаемой ледником Безенги, находится пять ледников общей площадью 3,98 км² (№ 2—6); наибольший — карово-долинный Кельбаши (№ 6). Он занимает обширный кар, из которого выходит короткий язык ледника. На поверхности ледника в нижней части много моренного материала. Всего моренным покровом закрыто 0,13 км². Подозерский [154] указывает, что ледник Кельбаши не соединяется с ледником Безенги. Однако как на карте, приложенной к его работе, так и на карте к работе Жукова [71], ледник Кельбаши соединяется с ледником Безенги. О том, что ледники соединялись, имеется краткое указание в работе С. Я. Голубева (1914 г.). Из этого следует, что ледник Кельбаши в 1888 г. являлся притоком ледника Безенги. За 1888—1966 гг. ледник Кельбаши уменьшился по площади на 0,36 км², а язык ледника отступил на 1160 м.

На правом склоне долины ледника Безенги находится 11 ледников общей площадью 4,3 км² (№ 26—37). Все они расположены на западном склоне горы Дыхтау (5204 м). Ледники имеют небольшие размеры и почти все образовались в период 1888—1966 гг. в результате отчленения от более крупных (№ 132). Общим для всех их является то, что они расположены в слабовыработанных карах и поэтому наиболее крупные из них висячие каровые (№ 27, 28, 37). Ледники правого и левого склонов долины, занятой ледником Безенги, за 1888—1966 гг. в размерах уменьшились (табл. 75).

Река Мижирги. В бассейне реки находится 17 ледников общей площадью 14,63 км². Все ледники расположены на Боковом хребте. Сложный долинный ледник Мижирги (№ 38) занимает дно долины и ее верховья. На левом и правом склонах долины находятся остальные ледники, кроме нескольких висячих, расположенных в верховьях долины и в недавнее время бывших притоками ледника Мижирги.

Экспозиция ледника Мижирги северная. Площадь ледника равна 9,9 км², а наибольшая длина 8,8 км (по ветви Кундюм-Мижирги, от перевала Кундюм-Мижирги). Ледник с юга и востока отделяется Боковым хребтом от ледников Безенги, Дых-Су, Хрумкол. Ледник образуется из четырех крупных ветвей (восточной, южной,

Уменьшение площади и величины отступления ледников за 1888—1966 гг.

Номера ледников	Уменьшение площади, км ²	Величина отступления, м	Примечание
2	0,28	1240	
3	0,36	800	
4	0,1	830	
26	0,05	200	
27	0,12	180	
28	0,19	670	В 1888 г. ледник № 28 был притоком Безенги
32—35	0,39	490	В 1888 г. ледники № 33—35 были частью ледника № 32. Величина отступления приведена для ледника № 32
36	0,07	240	
36	0,2	270	

юго-западной и западной) и нескольких незначительных. Основной ветвью является восточная, называемая ледником Кундюм-Мижирги [154]. Ветвь начинается из трех потоков, начинающихся в карах, лежащих между Уллуаузна на севере и горой Коштанту на юге. Ниже соединения трех потоков восточная ветвь разбита весьма значительным ледопадом.

Второй по величине является юго-западная ветвь, начинающаяся на северных склонах горы Мижирги тремя небольшими потоками. После слияния потоков ветвь становится широкой и в 1—2 км от места слияния соединяется с остальными тремя. Южная ветвь начинается от горы Крумком двумя потоками, фирновые поля которых находятся в обширных карах, разделенных небольшой перемычкой. Из правого кара выходит узкий поток льда шириной около 150 м. Правый поток льда значительно больше. Ниже слияния обоих потоков находится ледопад. Западная ветвь, меньшая из четырех, называется ледник Чегет-Мижирги [154]. Ветвь начинается с северо-восточных склонов Дыхтау несколькими потоками льда, имеющими значительную крутизну и разбитыми большим количеством трещин.

В месте слияния ветвей ширина ледника достигает наибольшей величины — 1400—1500 м. Поверхность языка ледника ниже слияния ветвей пологая, сильно пересеченная, разбита многочисленными трещинами. На поверхности языка широко развиты боковые и срединные морены. Примерно в 2,3 км от конца языка морены сливаются и образуют сплошной моренный покров (рис. 31). Всего моренным покровом на леднике Мижирги закрыто 1,7 км². В 1960 г. ледник оканчивался отвесной стеной льда высотой 50—70 м; в 1966 г. высота этой стены льда уменьшилась до 20—30 м. Река Мижирги вытекает из-под ледника двумя потоками — от левой и правой частей конца языка ледника. Более мощный поток — левый.

Площадь ледника Мижирги в 1888 г. была равна 15,75 км², т. е. к 1966 г. уменьшилась на 4,95 км². Одновременно от ледника Мижирги отчленилось пять небольших притоков (ледники № 40—44). Общая площадь всех ледников равна 0,9 км². Конец языка ледника за 1888—1966 гг. отступил на 684,1 м. Величины отступления за отдельные годы, по наблюдениям различных исследователей, приведены в табл. 76.

На левом склоне долины, занятой ледником Мижирги, находятся четыре небольших ледника общей площадью 1,0 км²



Рис. 31. Конец языка ледника Мижирги.

(№ 39—42), а на правом — десять общей площадью 3,59 км² (№ 45—51, 48а, 51а, 51б). Ледники правого и левого склонов за 1888—1966 гг. уменьшились в размерах (табл. 77), а некоторые из них являлись в 1888 г. притоками ледника Мижирги (№ 40—42) или других ледников (№ 45, 49, 51).

Река Наратлы впадает в р. Черек Безенгийский в 3,0 км ниже устья р. Мижирги. В ее истоках под вершиной 4085 м находятся небольшие ледники № 52 и 52а общей площадью 0,14 км². В 1888 г. ледник № 52а был притоком ледника № 52. Площадь обоих ледников к 1966 г. уменьшилась на 0,06 км². За это же время конец языка ледника № 52 отступил на 220 м.

Река Гарасу также правый приток р. Череха Безенгийского и впадает в нее в 5,5 км ниже устья р. Мижирги. В ее истоках

Величины отступления ледника Мижирги

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1888, VI—X	—	17,0	—	Н. В. Жуков
1888—1889	1	22,3	22,3	В. Д. Панов
1888—1911	23	242	10,5	Н. А. Буш
1911—1913	2	стационарен		В. Д. Панов
1913—1956	43	301	7,0	Я. И. Фролов
1934—1936	2	3,0	1,5	Н. А. Тельпук
1956—1957	1	10,5	10,5	"
1957—1958	1	15,5	15,5	"
1958—1959	1	15,0	15,0	"
1959—1960	1	4,0	4,0	"
1960—1961	1	17,0	17,0	Х. Я. Закиев
1961—1963	2	32,5	16,2	Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1963—1964	1	20,7	20,7	В. Д. Панов
1964—1965	1	18,4	18,4	"
1965—1966	1	7,5	7,5	"
1888—1966	78	684,1	8,8	"

Таблица 77

Уменьшение площади и величины отступления ледников № 45—516 за 1888—1966 гг.

Номера ледников	Уменьшение площади, км ²	Величина отступления, м	Примечание
39	0,11	260	В 1888 г. ледник № 146 был притоком ледника № 45. Уменьшение длины приведено для ледника № 45
45—46	0,46	300	
47	1,21	400	В 1888 г. ледники № 48, 48а, 50 были притоками ледника № 49. Величина уменьшения длины приведена для ледника № 49
48—50, 48а	1,70	630	
51—516	0,34	1010	В 1888 г. ледники № 51а, 51б были притоками ледника № 51. Величина уменьшения длины приведена для ледника № 51

к северу от вершины 4167 м расположен каровый ледник № 53, имеющий площадь 0,5 км², а длину 1,6 км. За 1888—1966 гг. ледник № 53 очень значительно уменьшился в размерах — по площади на 1,55 км² и длине на 1840 м.

Река Думала. В бассейне р. Думала имеется 25 ледников (№ 54—71) общей площадью 11,96 км². Все ледники находятся на восточном склоне отрога Коштантау-Уллуаузбаши-Укю, северном склоне хребта Коштан-Крест. Ледники бассейна расположены двумя группами, одна из которых находится в истоках р. Укю, а вторая в собственно истоках р. Думала.

В истоках р. Укю расположено 10 ледников общей площадью 4,04 км², наибольшим из которых является карово-долинный ледник Укю (№ 58), имеющий площадь 1,6 км² и наибольшую длину 2,4 км.

В истоках р. Думала находится 15 ледников (№ 63—71, 63а, 64а, 68а, 68б, 71а, 71б) общей площадью 7,92 км². Из всех ледников только у одного площадь более 1,0 км². Ледник Уллуаузна (№ 64) имеет площадь 6,0 км² и наибольшую длину 7,0 км (длина ледника взята от вершины Коштантау). Морфологический тип — сложный долинный. Экспозиция северо-восточная. Ледник образуется от слияния двух ветвей: северной и южной. Большей является северная, начинающаяся двумя потоками от перевала Кундюм-Мижирги и вершины 4880 м. Южная ветвь начинается от горы Коштантау и течет вначале на восток, а потом на север. Перед слиянием с северной ветвью южная разбита ледопадом. Ширина ледника Уллуаузна в районе слияния ветвей достигает 2 км. Ниже слияния ветвей ледник резко суживается до 600 м. В этом месте находится огромный ледопад, высота которого составляет 500 м. Ниже ледопада поверхность языка ледника становится ровной с небольшим уклоном. На поверхности языка прослеживаются две боковые и срединная морены, которые сливаются в 500 м от конца языка. Конец языка ледника в 1966 г. был расположен на высоте 2605 м. За 1888—1966 гг. от ледника Уллуаузна отчленилось 12 небольших ледников. Общая их площадь равна 1,78 км². Площадь всех этих ледников и Уллуаузна уменьшилась за это время на 4,02 км², а язык ледника отступил на 680 м.

Река Черек Балкарский. Образуется от слияния рек Дыхсу и Карасу, истоки которых преимущественно лежат на Главном хребте. Ниже слияния этих рек в р. Черек Балкарский впадает несколько притоков, начинающихся на Боковом хребте [реки Тютюнсусу, Чайнашки — слева, реки Измылцысу, Гюльчису, Рцывашки — справа (рис. 32)]. В истоках всех этих рек находятся ледники (табл. 78).

Река Чайнашки. Бассейн р. Чайнашки почти полностью расположен в Северной депрессии и только истоки ее находятся на северном склоне отрога Бокового хребта — хребте Коштан-Крест. Здесь имеется три ледника (№ 72—74) общей площадью 1,2 км², из них ледники № 73 и 74 — висячие каровые, а № 72 — каровый. Ледники № 72 и 73 в 1888 г. соединились и были единым ледником; за 1888—1966 гг. площадь всех трех ледников уменьшилась на 1,14 км².

Река Тютюнсусу. В истоках реки сосредоточено 10 ледников общей площадью 8,14 км². Наибольшими ледниками являются



Рис. 32. Схема расположения ледников в бассейне р. Черек Балкарский.
Усл. обозн. см. рис. 20.

Число и площадь ледников по отдельным притокам р. Черек Балкарский

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Чайнашки	3	1,20	№ 73 0,8
Тютюнсусу	10	8,14	№ 75 3,4
Дыхсу	23	47,90	№ 85 34,0
Карасу	31	36,28	№ 107 15,9
Измылцысу	2	3,90	№ 136 3,4
Гюльчису	2	0,14	—
Рцывашки	9	9,46	№ 145 3,0
Всего	80	107,02	

карово-долинный Герты (Чубур-Бугесси — по Олюнину [138]), имеющий площадь 3,4 км² и наибольшую длину 3,5 км, и долинный ледник Тютюн (№ 76) площадью 2,8 км² и длиной 5,0 км.

Таблица 79

Уменьшение площади и величины отступления ледников № 75, 76, 80—84 за 1888—1966 гг.

Номера ледников	Уменьшение площади, км ²	Величины отступления, м	
		общая	в год
75	0,3	550	7,1
76	0,79	380	4,9
80	0,1	290	3,7
81	0,21	390	5,0
82	0,2	540	6,9
83	0,18	170	2,2
84	0,42	310	4,0

В области питания ледника Тютюн на склонах цирка находятся четыре висячих ледника (№ 76а, 77—79), которые в 1888 г. все были его притоками. Последние четыре ледника (№ 80—84) долины р. Тютюнсусу расположены к юго-востоку от ледника Тютюн. Общая их площадь 1,6 км². За 1888—1966 гг. площадь всех ледников р. Тютюнсусу уменьшилась на 2,2 км² (табл. 79).

Река Дыхсу. В ее истоках имеется 23 ледника площадью 47,9 км², в том числе один из крупнейших ледников Кавказа Дых-Су, или Дых-Котю-Бугой-Су (№ 85).

Морфологический тип ледника Дых-Су — сложный долинный. Экспозиция восточная. Площадь ледника равна 34,0 км², наибольшая длина 13,3 км. Ледник Дых-Су образуется от слияния трех крупных ветвей, из которых первая начинается с отрога, соединяющего Главный и Боковой хребты, а вторая и третья — с Главного хребта (см. рис. 32). Первую ветвь часто называют ледник Башхаауз [154]. Эта ветвь, в свою очередь, образуется из нескольких потоков льда, стекающих от горы Башхааузбаши, перевала Дыхныауш и горы Шхара. Вторая ветвь начинается с Главного хребта на его уча-

стке между вершинами 4250 м, 4100 м, Нуамкуан, Айлама и образуется из трех разделенных между собой отрогами потоков льда. Третья ветвь носит название ледник Айлама [154]. Ледник Айлама (Айлама-Ургесане) спускается с северных отрогов Главного хребта и его отрога — хребта Фытнарг. Ледник имеет обширный бассейн питания, заключенный между горами Айлама, Цурунгул (4054 м) и Фытнаргин. Площадь ледника Айлама 11,3 км², а длина 7,3 км (от вершины Айлама). Ледник имеет чистую поверхность и небольшие боковые морены. Почти у самого впадения в ледник Дых-Су у ледника Айлама значительный ледопад. Спустившись в главную долину, ледник Айлама оттесняет ледник Дых-Су к левому склону долины и образует с ним общий язык. Лед «айламинский» и «дыхский» между собой разделены срединной мореной, состоящей из черных сланцев. На некотором протяжении «айламинский» лед не закрыт сплошным моренным покровом, что говорит о его большей подвижности по сравнению со льдом ледника Дых-Су.

Боковые и срединные морены на леднике Дых-Су четко прослеживаются уже на леднике Башхаауз. Выше устья ледника Айлама боковые и срединные морены сливаются и образуют на протяжении 1,3 км сплошной моренный покров. Всего моренами на леднике Дых-Су закрыто 6,8 км². Конец ледника находится на высоте 2070 м. Мощность льда здесь достигает 30—40 м.

Граница льда прослеживается плохо, так как закрыта мощным слоем морены и лишь на небольшом участке четко обнажается грязный лед.

Размеры и конфигурация ледника Дых-Су за 1888—1966 г. значительно изменились. От ледника отчленилось несколько притоков, в результате чего на склонах долины, занимаемой ледником Дых-Су, образовалось 10 ледников общей площадью 2,3 км². Площадь ледника в 1888 г. была равна 48,37 км², а в 1966 г. вместе с отчленившимися притоками оказалась равной 37,3 км². Таким образом, площадь ледника Дых-Су за 1888—1966 г. уменьшилась на 12,07 км², или на 25%.

Несмотря на многочисленные посещения ледника Дых-Су, наблюдений за отступанием конца языка мало. Одной из причин является то, что река, берущая начало из грота ледника, часто меняет направление, и многие метки, поставленные в долине, оказываются уничтоженными. Величины отступления за отдельные годы по наблюдениям различных исследователей приведены в табл. 80.

Высота низшей точки конца ледника за прошедшие годы также изменилась. В 1887 г. она была равна 1930 м [154], к 1940 г. увеличилась уже до 1965 м [138], а в 1966 г. — до 2070 м.

На склонах долины, занимаемой ледником Дых-Су, находится 15 небольших ледников. При этом некоторые из них были в 1888 г. его притоками (№ 94—101, 103, 104). Общая их площадь равна 3,3 км². Ниже конца языка ледника Дых-Су на правом склоне долины р. Дыхсу находятся ледники № 105 и 106, а на левом — ледник № 84.

Величины отступления ледника Дых-Су

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1888—1910	30	405	13,5	П. Цирульников
1911—1913	2	132,3	66,1	"
1888—1940	52	1250	24,0	В. Н. Олюнин
1940—1953	13	300	23,1	П. В. Ковалев
1953—1959	6	128,4	21,4	Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1959—1961	2	6,0	3,0	Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1961—1965	4	51,0	12,7	В. Д. Панов
1965—1966	1	11,3	11,3	"
1888—1966	78	1746,7	22,4	В. Н. Олюнин и др.

К северу от ледника Дых-Су расположен долинный ледник Хрумкол (№ 86). Экспозиция ледника юго-восточная. Площадь равна 7,2 км², а наибольшая длина 5,6 км (от горы Башхааузбаши). Область питания у него находится между горами Башхааузбаши и Мижирги и имеет довольно пологий характер. Ледник сначала спускается на восток, а потом поворачивает на юго-восток. Почти в месте поворота в него впадает довольно значительный левый приток, начинающийся на южном склоне горы Каштантау (5152 м). На поверхности ледника хорошо прослеживаются боковые и срединные морены, которые в 600 м от конца языка ледника сливаются, образуя сплошной моренный покров. Общая площадь ледника Хрумкол, закрытая моренным покровом, равна 0,8 км². Конец языка находится на высоте 3060 м. В 1925 г. ледник Хрумкол наступил на 600 м (см. гл. 7).

В каталоге Подозерского о леднике Хрумкол приведены очень неточные сведения как в тексте, так и на приложенной к каталогу карте (рис. 33). Произведя картометрические работы по односторонней карте съемки 1888 г., нами получена площадь ледника равной 11,3 км², наибольшая длина равной 7,9 км (от горы Башхааузбаши). Таким образом, площадь ледника Хрумкол за 1888—1966 гг. уменьшилась на 3,6 км². К 1966 г. от него отчленились небольшие притоки-ледники № 87—89.

К востоку от ледника Хрумкол в обширном двухступенчатом каре находится карово-долинный ледник № 84. Длина его 3,9 км, площадь 1,9 км². Занимая двухступенчатый кар, ледник как бы состоит из двух частей, соединяющихся между собой. При этом обе части имеют собственные области абляции и аккумуляции. За 1888—1966 гг. размеры ледника уменьшились (см. табл. 79).

На правом склоне долины р. Дыхсу ниже ледника Дых-Су находятся ледники № 105 и 106. Оба ледника в каталоге ледников

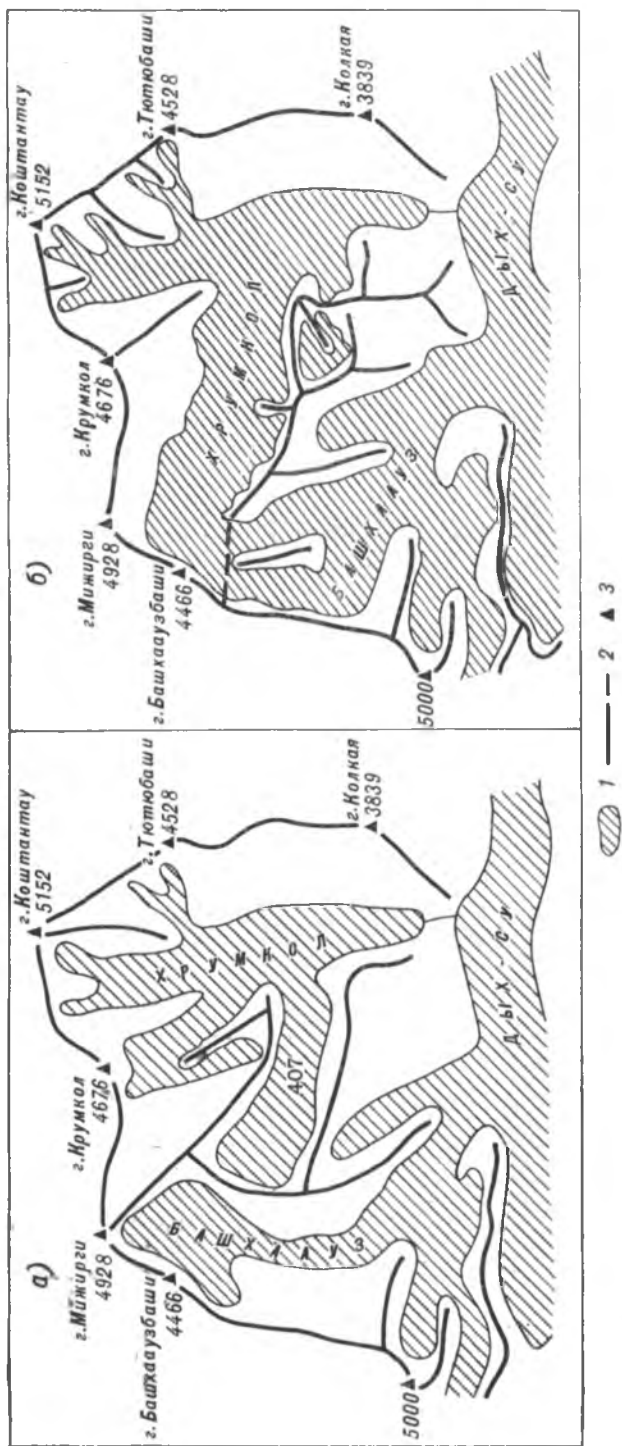


Рис. 33. Схема ледника Хрумкол по К. И. Подозерскому (а) и по карте 1888 г. (б).

Подозерского [154] пропущены. В 1966 г. размеры у них были следующие: длина 2,1 и 0,4 км, площадь 0,9 и 0,1 км². За 1888—1966 гг. площадь ледников уменьшилась у № 105 на 0,16 км², у № 106 на 0,3 км². Величины отступления соответственно равны 390 и 400 м.

Река Карасу. В ее бассейне находится 31 ледник общей площадью 36,28 км². Все ледники расположены на северном склоне Главного хребта и южном склоне Суганского. Крупнейшим ледником в бассейне р. Карасу является сложный долинный ледник Агаштан (№ 107). В литературе встречается несколько его названий: Шари (Левинсон-Лессинг, 1904 г.) Тумагорский (Клименко, 1913 г.), Фытнаргин [97, 126]. Экспозиция у ледника северо-восточная. Площадь 15,9 км², а наибольшая длина 9,8 км. Ледник расположен на северном склоне Главного хребта между вершинами 4054 м, 3559 м и Шаритау (3707 м). Ледник образуется от слияния двух потоков. Западный поток расположен между хребтами Главным и Фытнаргин и течет в восточном направлении. Восточный поток значительно меньше западного и начинается от горы Шаритау. Здесь имеется значительное понижение в Главном хребте — перевал Шаривцек (3407 м). «Перевал не имеет характера седловины с ясно выраженным водоразделом, а представляет собой обширное снежное плато, на котором берут начало ледники как южного, так и северного склонов» [97, с. 273].

В 1888 г. ледник Агаштан принимал четыре притока. Один из них, начинавшийся от общего фирнового поля с ледником Левхановцек (№ 112), к 1966 г. растаял. На месте трех других в 1966 г. находилось четыре ледника (№ 108—111) общей площадью 2,3 км². Конец языка ледника расположен в узкой долине со склонами, отполированными льдом. На протяжении почти 700 м он закрыт мощным слоем поверхностной морены. Конец языка находится на высоте 2250 м.

В конце XIX в. у ледника Агаштан в нижней части наблюдалась дифлюэнция — ледник разветвлялся на два рукава. Один рукав (левый) двигался по современной долине ледника, а другой (правый) — переходил через седловину в гребне хребта Шаритау в сторону долины р. Карасу. К 1940 г. правый язык почти полностью растаял, только на седловине на высоте 2400 м возвышался край льда ледника Карасу, из-под которого вырываются ручьи, впадающие в р. Агаштан. Обвал глыб льда был уже редким явлением, в то время как 40—50 лет назад лед обваливался довольно часто.

К 1966 г. размеры ледника Агаштан, по сравнению с 1888 г., значительно уменьшились: площадь его вместе с отчленившимися притоками сократилась на 5,46 км², язык ледника отступил на 1230 м.

К востоку от ледника Агаштан находится долина р. Лъкези (левый приток р. Карасу), в бассейне которой расположено восемь ледников (№ 113—118, 118а). Все они (кроме двух незначительных) находятся на северном склоне Главного хребта. В 1888 г. ледники № 112—115 представляли единое ледниковое поле (лед-

ник № 410 — по Подозерскому [154] площадью 4,81 км²), которые к 1966 г. распались. Площадь ледников, образовавшихся в результате этого, равна 4,40 км², т. е. уменьшилась на 0,41 км².

В истоках р. Карасу (выше устья р. Лъкези) находится 16 ледников. Ледники расположены двумя группами, из которых первая (№ 119—125, 125а) находится в районе хребтов Главного и Штулу, а вторая (№ 126—133) на южном склоне Суганского хребта. В первой группе основное место занимает долинный ледник Штулу Восточный (№ 119). В. Н. Олюнин [138] этот ледник называет Булре. Экспозиция ледника северная. Площадь 2,5 км², наибольшая длина 4,1 км. Область питания ледника небольшая и расположена к северо-западу от горы Гезе (4002 м). Со склонов этой вершины, а также с хребта Цегетлибаши стекает несколько небольших потоков льда. Язык ледника пологий шириной от 300 до 500 м. Боковые морены начинаются примерно в средней части ледника и тянутся узкими полосами вдоль бортов ледника. На расстоянии 1300 м от конца языка боковые морены соединяются и закрывают поверхность языка сплошным покровом значительной мощности (местами до 1 м). Всего моренами на леднике Штулу Восточный занято 0,8 км², или 32% всей поверхности ледника. Причиной такого распространения моренного покрова является наличие легко разрушаемых пород правого склона (сланцы аспидные), из которых и состоит моренный покров. Высота низшей точки конца ледника равна 2500 м.

С правой стороны, с хребта Штулу, ледник Штулу Восточный принимает приток. По данным Подозерского, в 1888 г. этот приток был самостоятельным ледником (№ 415 — по Подозерскому) и конец его языка находился в 210 м от ледника Штулу Восточный. Однако, по наблюдениям Олюнина, в 1940 г. этот ледник наступил и стал притоком. Такое положение сохранялось и в 1966 г.

Также в период 1888—1940 гг. произошло наступание ледника Штулу Восточный, о чем Олюнин говорит: «В настоящее время ледник оканчивается на высоте 2510 м, примерно на 200 м ниже места его окончания в 1887—1889 гг., которое находилось выше устья потока Гидцаус-Су. Ледник увеличился также немного в ширину, что можно наблюдать на левом крае его языка» [138, с. 100].

К 1966 г. ледник Штулу Восточный уменьшился как по площади, так и длине. Кроме того, в результате деградации от ледника отчленились три небольших притока, ставшие самостоятельными ледниками № 120—122. Площадь ледника Штулу Восточный и № 120—122 за период 1888—1966 гг. уменьшилась на 1,28 км². Величина отступления конца языка ледника за это время равна 440 м, что значительно меньше, чем у других долинных ледников бассейна. Причина — наступание ледника. Учитывая сведения Олюнина, можно определить величину отступления за 1940—1966 гг., которая равна 640 м, т. е. ледник отступал в этот период со средней скоростью 24,6 м/год. Такая значительная скорость отступления говорит о том, что период временного улучшения состояния ледника окончился.

К северо-востоку от ледника Штулу Восточный находятся остальные ледники первой группы. Расположены они на западном склоне хребта Штулу (№ 120—125, 125а). Размеры у всех незначительные.

Вторая группа ледников находится на южном склоне Суганского хребта и состоит из восьми ледников (№ 126—133) общей площадью 4,1 км². Площадь только двух ледников — Озон-Буге (№ 128) и Чубур-Буге (№ 129) больше 1,0 км²; у всех остальных она не превышает 0,4 км².

Последние два ледника в бассейне р. Карасу расположены в истоках ее правого притока р. Ортозюрек. Ледники находятся в обширном каре. При этом ледник № 134 занимает полностью кар; конец его свешивается с порога, в связи с чем наблюдаются обвалы льда. Ледник № 135 находится на задней стенке кара и начинается прямо с вершины горы Гюльчи. Размеры ледников небольшие (0,6 и 0,1 км²). Все ледники, находящиеся в бассейне р. Карасу, за 1888—1966 гг. довольно значительно уменьшались (табл. 81).

Таблица 81

Уменьшение площади и величины отступления ледников № 123—135 за 1888—1966 гг.

Номера ледников	Уменьшение площади, км ²	Величина отступления, м	Примечание
123	0,06	250	
124	0,01	180	
125	0,03	100	
125а	0,03	230	
126	0,4	—	
127	0,18	650	
128	0,42	570	
129—131	0,54	400	Ледники № 130, 131 в 1888 г. были притоками ледника № 129. Уменьшение длины относится к леднику № 129
132	0,21	660	
133	0,13	350	
134—135	0,25	710	Ледник № 135 в 1888 г. был притоком ледника № 134. Уменьшение длины относится к леднику № 134

Река Измылцысу. В 8 км от места слияния рек Дыхсу и Карасу в р. Черек Балкарский впадает р. Измылцысу. В истоках этой реки находятся два ледника: № 136, называемый Олюниным Измылцы [138], и № 137. Ледник Измылцы (рис. 34) долинный и имеет северо-западную экспозицию. Площадь его равна 3,4 км², а наибольшая длина 4,3 км (по правой ветви). Конец языка находится на высоте 2670 м. За 1888—1966 гг. от ледника Измылцы

отчленилось два притока, из которых к 1966 г. остался только один (ледник № 137); второй — растаял.

За 1888—1966 гг. площадь ледников Измылцы и № 137 уменьшилась на 1,74 км². Величина отступления ледника Измылцы за этот же период равна 660 м. В последние десятилетия (1940—1966 гг.) скорость отступления ледника почти в два раза больше, чем в предшествующие (1888—1940 гг.). Так, по данным Олюнина ледник Измылцы за 1888—1940 гг. отступил на 350 м (6,7 м/год),

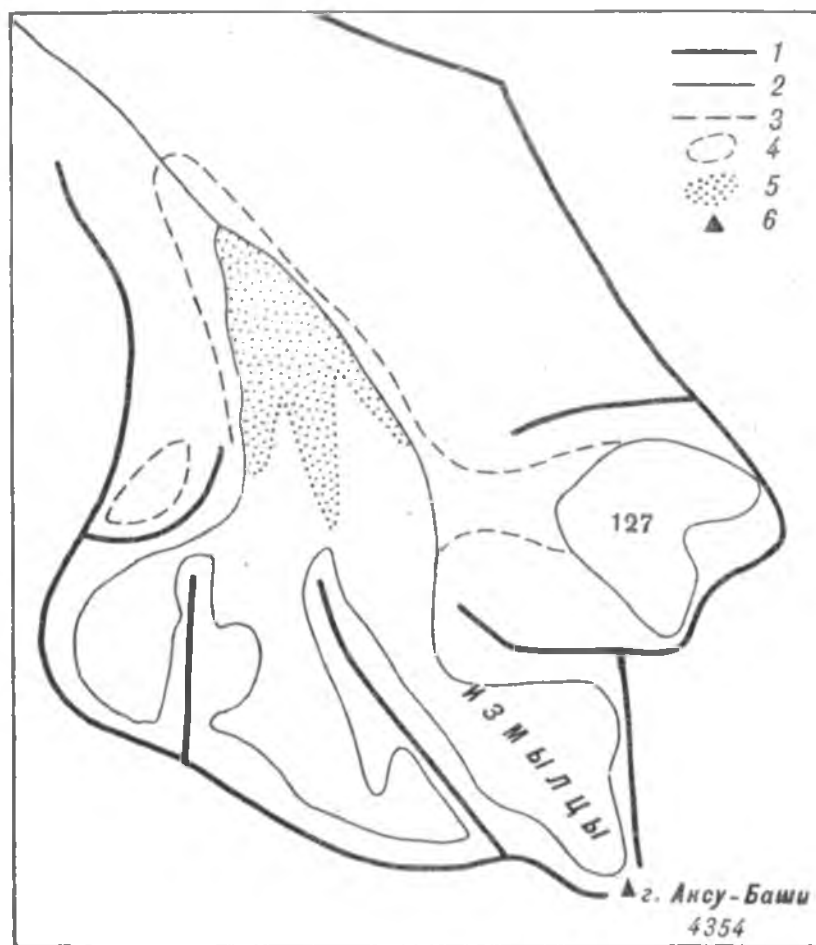


Рис. 34. Схема ледника Измылцы.

1 — хребты, 2 — граница ледника на 1966 г., 3 — то же на 1888 г., 4 — растаявший ледник, 5 — моренный материал на леднике, 6 — вершины.

в то время как по нашим данным за 1940—1966 гг. отступление оказалось равным 310 м (11,9 м/год).

Река Гюльчису — правый приток р. Черека Балкарского впадает в 4,5 км ниже р. Измылцысу. В ее истоках находятся два незначительных каровых ледника (№ 138, 138а). Ледник № 138 имеет западную экспозицию, а № 138а — северную. Размеры ледников: площадь 0,1 км² (№ 138) и 0,04 км² (№ 138а), длина соответственно 0,3 и 0,2 км. Размеры ледников № 138 и 138а за 1888—1966 гг. изменились незначительно, а именно: по площади — № 138 на 0,02 км² и № 138а на 0,01 км²; величины отступления у № 138 — 340 м, у № 138а — 400 м.

Река Рцывашки. Истоки реки лежат на северном склоне Суганского хребта, где находится девять ледников общей площадью 9,46 км² (см. рис. 32). Наибольшим ледником является долинный ледник Рцывашки (№ 145). Экспозиция у него северная. Наибольшая длина 4,3 км, площадь 3,0 км². Ледник образуется от слияния двух ветвей. Обе ветви короткие, но широкие и начинаются из каров, расположенных в пригребневой части Суганского хребта. Язык ледника пологий. В нижней части он закрыт сплошным чехлом моренного материала на протяжении 300 м и по площади 0,4 км². Высота низшей точки конца ледника равна 3005 м.

К северо-востоку от ледника Рцывашки находятся два довольно значительных ледника № 143 и 146 и небольшой висячий ледник № 144. Ледники № 143 и 146 в 1888 г. были притоками ледника Рцывашки, а ледник № 144 — притоком ледника № 143. Всего за 1888—1966 гг. площадь ледников № 143—146 уменьшилась на 0,29 км², а конец языка ледника № 145 отступил на 1080 м.

К северу от ледника № 143 находится ледник № 140, называемый Олюниным Махара-Кетхен [138]. Морфологический тип его долинный. Экспозиция северо-восточная. Площадь равна 2,2 км², а наибольшая длина 3,6 км. За годы, прошедшие после 1888 г., ледник уменьшился как по площади, так и длине. Одновременно произошло отчленение левого притока — ледник № 141. На 1966 г. площадь этого ледника была равна 0,1 км², а длина 0,5 км. Всего площадь ледников № 140 и 141 уменьшилась на 0,7 км². Величина отступления ледника № 140 равна 850 м.

Река Псыгансу. Правый приток р. Черека, впадает в него на 54-м км от устья. Истоки реки находятся на Суганском хребте. Всего в бассейне р. Псыгансу насчитывается 17 ледников общей площадью 14,99 км². Ледники расположены на северном склоне Суганского хребта, а также на отрогах, отходящих от него на север и являющихся водоразделами р. Псыгансу с реками Рцывашки (приток р. Черека Балкарского) и Хазныдон (приток р. Урух). Из 17 ледников площадь только двух ледников превышает 1,0 км². Это — долинный ледник Суган (№ 147) и сложный долинный — Псыган (№ 150).

Ледник Суган, или Псыгансу Западный, находится в истоках левого притока р. Псыгансу. Название ледника, по Олюнину [138], Сакрмаклы. Экспозиция у него северная. Площадь равна 4,5 км², а наибольшая длина 5,4 км. Ледник образуется от слияния двух ветвей, разделенных коротким отрогом, отходящим от горы Суган (4489 м). Основной ветвью является восточная. Язык ледника пологий с хорошо развитыми срединной и правой боковой моренами. Примерно в 100 м от конца языка ледника морены сливаются и поверхность ледника закрыта сплошным моренным покровом. Конец языка находится на высоте 3022 м.

В 1888 г. ниже соединений западной и восточной ветвей в ледник Суган с правой стороны впадал небольшой приток. По данным Олюнина, в 1940 г. он еще соединялся с основным ледником. К 1966 г. приток отчленился и возник висячий каровый ледник

(№ 148). Площадь его равна 0,4 км², а наибольшая длина 1,2 км. За 1888—1966 гг. площадь ледников Суган и № 148 сократилась на 1,47 км². Язык ледника Суган за этот же период отступил на 850 м.

Ледник Псыган (№ 150) находится к востоку от ледника Суган и отделяется от последнего хребтом Артык-Зурек. На современных картах этот ледник имеет название Нахашбита. Поскольку такое же название имеет ледник в бассейне р. Урух, в данной работе за ледником № 150 оставлено название, под которым он приводится в работах Подозерского [154] и Ковалева [94]. Морфологический тип ледника — сложный долинный. Экспозиция северная. Площадь его равна 7,5 км², а наибольшая длина 6,3 км. Ледник образуется от слияния четырех ветвей. Все они начинаются в районе гор Суган (4489 м), Нахашбита (4384 м) и Доппах (4396 м). Сливаясь вместе, четыре ветви образуют мощный и длинный язык ледника. Поверхность языка ледника довольно ровная; трещины преимущественно развиты в районе соединения ветвей, ниже встречаются редко. Поверхностные морены представлены двумя средними и боковыми. В 700 м от конца языка поверхностные морены сливаются. Высота низшей точки конца ледника равна 2620 м. В результате деградации площадь ледника Псыган вместе с ледниками № 154—159, 159а уменьшилась на 0,86 км². Конец ледника за эти же годы отступил на 850 м (10,9 м/год). По данным Ковалева [98], ледник Псыган за 1888—1955 гг. отступил на 620 м (9,3 м/год). За 1946—1949 гг. ледник отступил на 36 м [82].

На левом склоне долины ледника Псыган находятся ледники № 151—153 общей площадью 0,9 км². В 1888 г. они были единым ледником. К 1966 г. площадь их сократилась на 0,53 км². На правом склоне имеется только один незначительный ледник № 159б, площадь которого к 1966 г. уменьшилась на 0,80 км².

Последние два ледника (№ 160, 161) в долине р. Псыгансу находятся в районе горы Туяла (3941 м). Оба ледника каровые и имеют северо-западную экспозицию. Ледники находятся в довольно обширных карах, но занимают только небольшую их часть. Общая площадь ледников 0,6 км²; за 1888—1966 гг. она уменьшилась на 0,78 км².

ГЛАВА 4. ЛЕДНИКИ ЛЕВЫХ ПРИТОКОВ ТЕРЕКА

Река Урух

Область распространения современного оледенения в бассейне р. Урух с юга ограничена Главным хребтом, а с севера — Скалистым, имеющим здесь название Кионский. Между Главным и Скалистым хребтами расположен Боковой, разделенный р. Урух на две части. Западная часть носит название Суганский хребет, или Богхабаши, а Восточная — хребет Соудор. Расположенные между хребтами глубокие продольные долины заняты реками Харвес, Караугом, Билягиком, Айгамуга.

Современное оледенение в бассейне развито на Главном и Боковом хребтах. При этом на Боковом хребте ледники находятся на северном и южном склоне (рис. 35). На Скалистом (Кионском) хребте в настоящее время ледников нет и, по-видимому, уже не было в конце XIX в., несмотря на то что их наличие отмечали Михайловский [136], Подозерский [154], Маркович [134]. Так, по Михайловскому, на южном склоне Скалистого (Кионского) хребта в бассейне р. Айгамуга находилось три ледника; по Подозерскому — в бассейне р. Айгамуга находилось четыре ледника. Маркович отмечает наличие ледников даже на северном склоне Скалистого (Кионского) хребта — на горе Ваза-хох. Однако А. Л. Рейнгард (1911—1912, 1912 гг.) и А. И. Ендржеевский (1906 г.), основываясь на собственных наблюдениях и на том соображении, что средняя высота Скалистого хребта (3000 м) в этом районе ниже, чем высота снеговой линии, проходящей здесь на высоте 3400 м, отрицают полностью наличие этих ледников. Рейнгард пишет, что «ошибка произошла, очевидно, по той причине, что на листе XXI — 31 съемки 1881 г. все значительные морены и осыпи показаны в виде белых мест, почему на плохих фото-литографических копиях их легко смешать с ледниками, что и произошло при составлении новых карт. Таким образом, Кионский хребет оказался несущим ледники и притом на южной стороне в большем числе и на меньшей высоте, а ледники северного склона Цейского хребта, Донисарский и Кайсарский, получили несколько большие размеры, чем они имеют на самом деле. За ледники были приняты эти белые места на 1-верстной карте и В. Г. Михайловским, а в последнее время и К. И. Подозерским, в каталоге которого показаны, как ледники, совершенно засыпанные щебнем» [160, с. 21].

На 1966 г. в бассейне р. Урух насчитывалось 105 ледников общей площадью 82,7 км². Ледники сосредоточены в истоках таких крупных притоков р. Урух, как Хазныдон, Билягиком, Харвес, Караугом и Айгамуга. Наиболее развито оледенение в бассейнах рек Караугом и Харвес, где сосредоточено 59% числа и 76% площади всех ледников бассейна (табл. 82).

Таблица 82

Число и площадь ледников по отдельным рекам бассейна р. Урух

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Хазныдон	13	4,7	№ 2 2,3
Билягиком	5	2,0	№ 9 0,9
Харвес	34	23,0	№ 21 3,6
Караугом	27	39,6	№ 49 26,6
Айгамуга	26	13,4	№ 58 4,6
Всего	105	82,7	

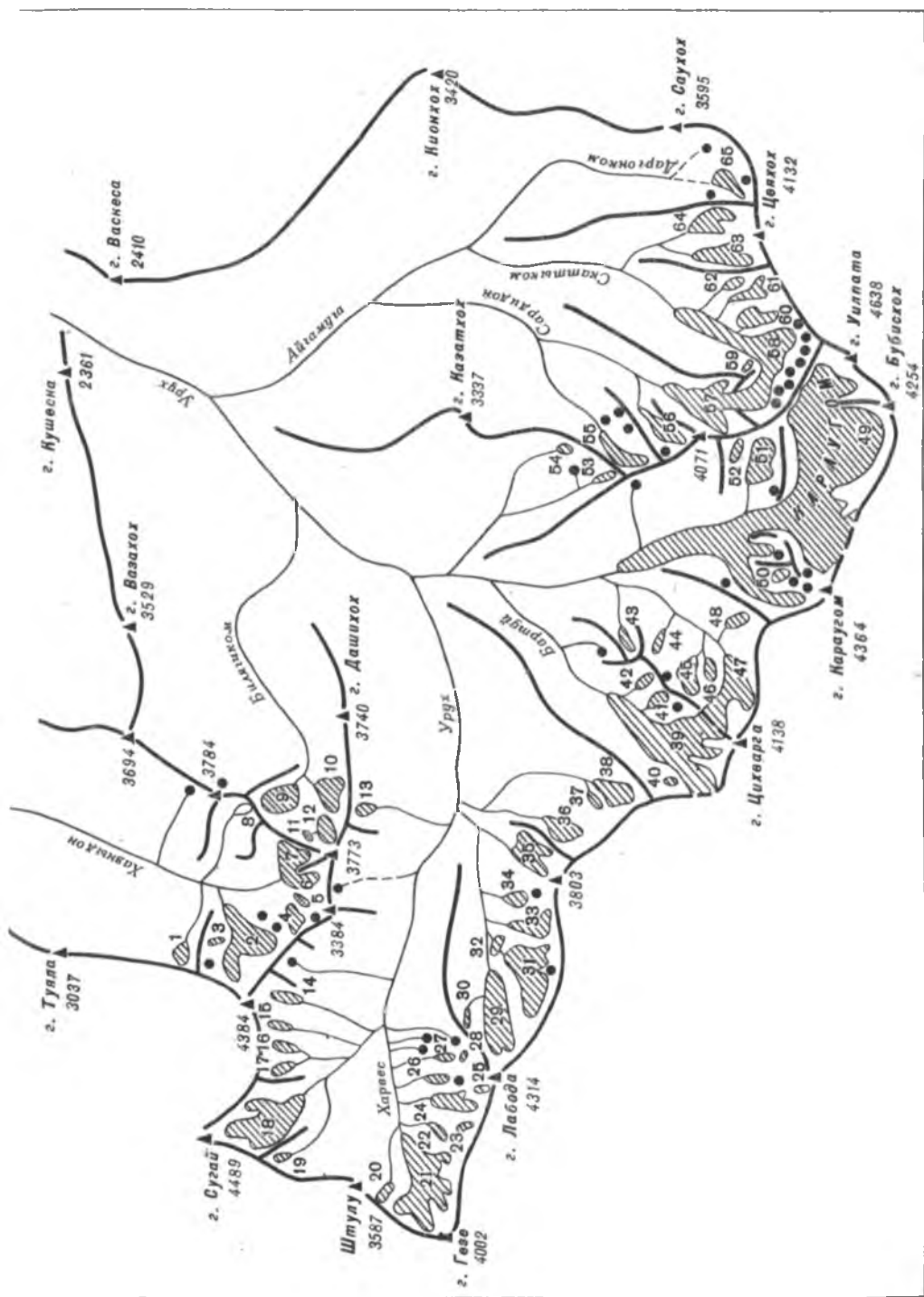


Рис. 35. Схема расположения ледников в бассейне р. Урух.

Усл. обозн. см. рис. 20.

Река Хазныдон. В бассейне реки имеется 13 ледников общей площадью 4,7 км². Наибольшим ледником является ледник № 2 (№ 377 — по Подозерскому [154], Шаошкинбуз — по Олюнину [138], Хизны — по Левину [126]). Морфологический тип ледника долинный, экспозиция северо-восточная. Наибольшая длина от вершины Нахашбита (4384 м) 2,4 км. Площадь ледника равна 2,3 км². Область питания находится в обширном каре и разделена на две части отрогом, отходящим от горы Нахашбита. Из кара выходит короткий язык ледника, разбитый в 0,4 км от конца языка ледопадом, имеющим высоту 50—100 м. Высота конца языка ледника 2820 м (рис 36).



Рис. 36. Конец языка ледника Хизны (№ 2).

На склонах кара, занимаемого ледником № 2, находится четыре небольших висячих ледника общей площадью 0,19 км². Все они в 1883 г. являлись частью ледника № 2, площадь которого вместе с ними к 1966 г. уменьшилась на 0,86 км². Конец языка ледника за этот же период отступил на 610 м. К северу от ледника № 2 в обширном каре находится каровый ледник площадью 0,1 км²; площадь его за 1883—1966 гг. уменьшилась на 0,16 км².

В истоках р. Хазныдон в 1883 г. располагался крупный долинный ледник № 378 [154]. К 1966 г. этот ледник распался на пять частей (ледники № 4, 4а, 5, 6, 7), из которых только два последних (№ 6, 7) соединяются в концевой части короткой перемычкой, засыпанной моренным материалом. Морфологический тип ледников № 4, 6, 7 — карово-долинный и № 4а, 5 — висячий. Наибольшими по площади являются ледники № 4 (0,8 км²) и № 7 (0,7 км²). Общая

площадь всех пяти ледников равна 1,94 км². В результате деградации ранее единого ледника площадь ледников № 4—7 за 1883—1966 гг. сократилась на 1,94 км². Величина отступления ледника № 4 за эти же годы составляет 740 м, а ледника № 7—1020 м.

К северу от ледника № 7 в двух крупных карах в районе вершин 3708 м и 3784 м находятся каровые ледники № 8, 8а общей площадью 0,19 км². За 1883—1966 гг. площадь ледников уменьшилась на 0,75 км² (№ 8) и 0,35 км² (№ 8а), а отступили соответственно на 520 и 300 м.

Река Билягиком является небольшим левым притоком р. Урух. Всего в ее бассейне имеется пять ледников общей площадью 2,0 км². Все они каровые. Четыре ледника (№ 9—12) находятся в истоках собственно р. Билягиком в трехступенчатом каре между вершинами 3708 м и 3773 м; их общая площадь 1,9 км². Ледник № 9а лежит в небольшом каре к юго-востоку от вершины 3784 м в истоках первого левого притока р. Билягиком. Площадь его равна 0,08 км². Площадь ледников № 9—12 за 1883—1966 гг. уменьшилась на 1,8 км², а № 9а — на 0,65 км². Ледник № 12 отступил за 1883—1966 гг. на 550 м, № 9а — на 1200 м, № 9 — на 700 м.

Река Харвес. Всего в бассейне насчитывается 34 ледника общей площадью 23,07 км². Расположены они на южном склоне Суганского хребта в истоках небольших левых притоков р. Харвес (Орсдон, Каронкак, Галдоридон) и северном склоне Главного хребта в истоках рек Харвес, Тана и Гебедон. Всего на южном склоне Суганского хребта находится девять ледников общей площадью 4,57 км². Это преимущественно небольшие ледники, имеющие южную экспозицию. Наибольшим из них является карово-долинный ледник Нахашбита (№ 18), известный в литературе под названием Доппах (Ендржеевский, 1902, 1906 гг., [159, 162, 126]). На современных картах приводится его искаженное название Нахагбита. Площадь его равна 3,0 км², а наибольшая длина 3,2 км. Область питания разбита на несколько потоков отрогами, отходящими от Суганского хребта. После слияния их ледник представляет собою пологое ледяное поле, достигающее 1500 м ширины. Конец языка ледника находится на высоте 3140 м.

Все остальные ледники (№ 13—17, 13а, 14а, 19) незначительны как по площади, так и длине. Характерным является наличие моренного материала на концах языков каровых ледников; отсутствие моренного покрова на висячих и почти полное отсутствие на висячих каровых ледниках. Концы некоторых каровых ледников (№ 14а, 15, 16) закрыты поверхностной мореной на протяжении 100—300 м. На висячих каровых ледниках сплошного моренного покрова нет; им закрыты лишь участки ледников, расположенные у склонов.

За период 1883—1966 гг. все ледники уменьшились по площади и длине (за исключением ледника № 19, размеры которого остались прежними). Общая величина уменьшения площади всех ледников равна 2,28 км², изменяясь от 0,13 км² (№ 13а) до 0,98 км² (№ 18). Величины отступления у большинства ледников неболь-

шие (270—450 м) и только у двух превышают 500 м (890 м у ледника № 14а и 530 м у № 18).

В истоках р. Харвес находится 13 ледников общей площадью 6,02 км². Наиболее значительным является долинный ледник Мосотацете (№ 21). Экспозиция у него северо-восточная; размеры: площадь 3,6 км², наибольшая длина 4,4 км (от точки, расположенной на Главном хребте к западу от горы Гезе). Ледник образуется из пяти крутых потоков, начинающихся на северном склоне Главного хребта между вершинами Гезе (4002 м) и 3525 м. Потоки разделены между собой короткими отрогами, отходящими от Главного хребта. Все потоки имеют значительный уклон, который после их слияния уменьшается. На поверхности четко прослеживаются две срединные и две боковые морены. Конец языка находится на высоте 2580 м. Площадь ледника за 1883—1966 гг. уменьшилась на 1,88 км². Произошло также отступление ледника (табл. 83).

Таблица 83

Величины отступления ледника Мосотацете

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1900—1901	1	15,7	15,7	В. В. Маркович
1927—1932	5	5,0	1,0	С. Р. Самойлович
1932—1933	1	2,0	2,0	"
1883—1933	50	650,0	13,0	"
1933—1958	25	160,0	6,4	П. В. Ковалев
1958—1959	1	5,8	5,8	"
1959—1966	7	55,0	8,1	В. Д. Панов
1883—1966	83	870,8	9,4	"

К северу от ледника Мосотацете в каре под горой Штулу (3587 м) находится каровый ледник № 20, называемый А. И. Енджеевским (1906 г.) и А. Л. Рейнгардом [162] ледником Джераски. Экспозиция ледника восточная. Длина 0,7 км, площадь 0,2 км². Высота низшей точки конца ледника 3120 м. Размеры ледника за 1883—1966 гг. изменились незначительно: площадь уменьшилась на 0,07 км², а длина на 90 м.

На правом склоне долины р. Харвес к востоку от ледника Мосотацете находится 11 ледников общей площадью 2,2 км². Их размеры незначительные; наибольший ледник № 24 имеет площадь всего 0,9 км², а длину 2,2 км. По Подозерскому [154], в 1883 г. на месте всех этих ледников находилось два ледника: Харвес (№ 360) и Лабода (№ 359), которые правильнее считать как четыре ледника, так как оба они двойные: «Ледник Харвес. В виде двух потоков, падающих от Главного хребта на север». «Ледник Лабода. Неправильной формы. От хребта падение на север и северо-запад. Длина северо-западной части одна верста 290 сажень. Длина во-

сточной половины одна верста 200 сажений» [154, с. 99—100]. Ниже, в тексте, называем части ледников Восточный и Западный Харвес и соответственно Лабода Восточный и Западный.

Ледники Западный и Восточный Харвес в 1966 г. уже не соединялись в области питания. Кроме этого, от них отчленилось по одному притоку (в 1966 г. — ледники № 23 и 25). Ледники Западный и Восточный Лабода изменились еще более значительно: каждый из них распался на три части, в результате чего в 1966 г. на их месте находилось уже шесть ледников (№ 26—28, 27а—в). Величины уменьшения размеров ледников Западный и Восточный Харвес, Западный и Восточный Лабода приведены в табл. 84.

Таблица 84

Деградация ледников в истоках р. Харвес за 1883—1966 гг.

Название ледника по К. И. Подозерскому с нашими дополнениями	Номера ледников, образовав- шихся при деградации	Площадь, км ²			Отступление ледников, м
		на 1883 г.	на 1966 г.	уменьше- ние пло- щади за 1883— 1966 гг.	
Западный Харвес	22, 23	0,64	0,4	0,24	360 (№ 22)
Восточный Харвес	24, 25	2,03	1,1	0,93	420 (№ 24)
Западный Лабода	26, 27, 28	1,18	0,5	0,68	—
Восточный Лабода	27а, 27б, 27в	1,06	0,2	0,86	—

Южнее ледника № 26 на горе Лабода (4314 м) находится висячий ледник № 26а. Площадь ледника равна 0,02 км², а длина 0,2 км. В каталоге ледников Подозерского этот ледник пропущен. Площадь ледника № 26а уменьшилась за 1883—1966 гг. на 0,06 км², а длина на 200 м.

В бассейне р. Тана имеется девять ледников общей площадью 10,18 км² (№ 29—35, 31а, 34а). По описаниям Подозерского [154] и Самойлович [172], в истоках р. Тана находился в 1883 г. сложный долинный ледник Танацете, который образовался от слияния трех потоков, соединявшихся в нижней части.

К 1966 г. ледник Танацете распался на шесть частей (ледники № 29—33, 31а). Название Танацете (№ 29) нами сохранено за ледником, образующимся в цирке между горами Лабода (4314 м) и Цители (4245 м). Из цирка вниз в долину выходит единый мощный поток льда, являющийся языком ледника. Площадь ледника равна 3,4 км², наибольшая длина 4,0 км. Морфологический тип — долинный. Конец языка находится на высоте 2460 м.

Из остальных ледников, образовавшихся в результате деградации Танацете, два являются висячими долинными (№ 31, 33), два — висячими (№ 30, 31а) и один — присклоновым (№ 32). Наиболее интересным представляется ледник № 32, описание которого приводится. Ледник № 32 расположен ниже ледника № 31 на дне

главной долины р. Тана. Морфологический тип его нами определен как присклоновый, однако его можно было отнести к типу возрожденных, так как значительную долю питания в настоящее время он получает за счет обвалов конца языка ледника № 31, а также лавин, сходящих с него. Отнесение ледника № 32 к возрожденным, по нашему мнению, будет неверным, поскольку он образовался при распаде крупного долинного ледника. Под возрожденным же правильнее понимать ледник, образовавшийся при активизации какого-либо висячего: висячего карового или висячего долинного ледника.

Развит ледник более в ширину, чем в длину. Фирновой области нет, питание только за счет лавин, а также льда, падающего с ледника № 31. В момент обследования почти весь ледник был закрыт лавинным снегом и глыбами льда, упавшими с ледника № 31. Площадь его равна 0,2 км², наибольшая длина 0,7 км.

Деградация ледника Танацете привела также к значительному уменьшению площади оледенения. Так, за 1883—1966 гг. площадь ледника уменьшилась на 6,88 км², а язык ледника № 29 отступил на 3000 м. Низшая точка конца ледника за 1883—1966 гг. поднялась более чем на 310 м. По данным Самойлович [172], ледник Танацете, еще будучи единым ледником, за 1883—1933 гг. уменьшился в длину на 1000 м., а за 1932—1933 гг. на 10 м. Таким образом, исходя из данных Самойлович, видно, что ледник Танацете распался после 1933 г.

В карах под горой Таймазивцек (3803 м) находятся последние три ледника в бассейне р. Тана (№ 34, 35, 34а) общей площадью 1,72 км². Размеры наибольшего № 35 (Западный Таймазы): площадь 1,3 км² и длина 2,9 км. Ледники № 34а и 35а были соответственно притоками ледников № 34 и 35. Площадь ледников за 1883—1966 г. уменьшилась на 0,26 км² (№ 34, 34а) и на 0,48 км² (№ 35, 35а). Ледник № 34 отступил на 1000 м, а № 35 на 740 м.

В бассейне р. Гебедон имеется три ледника, из которых № 36 находится в истоках левого притока — р. Таймазы, а № 37 и 38 в истоках р. Гебедон. Общая площадь ледников 2,2 км². Наибольшими являются Восточный Таймазы (№ 36), имеющий площадь 0,8 км² и длину 2,3 км, и Гебевцек (№ 38) площадью 1,3 км² и длиной 1,0 км. Ледник № 37 в 1883 г. был притоком ледника Гебевцек. За 1883—1966 гг. площадь ледника № 36 уменьшилась на 1,46 км², а ледников № 37, 38 на 0,81 км². Ледник № 36 за этот же период отступил на 900 м, а № 38 на 640 м.

Река Караугом. В бассейне р. Караугом ледники находятся в истоках левых притоков — рек Бартуй и Фастаг, правого притока р. Орс-денте и в собственно истоке р. Караугом. Всего здесь насчитывается 27 ледников (№ 39—54) общей площадью 39,6 км².

В бассейне р. Бартуй расположено шесть ледников (№ 39—42, 41а, 42а) площадью 6,63 км². Основным ледником является Бартуйцете (№ 39). Площадь его равна 5,5 км², а наибольшая длина от горы Цихварга 4,8 км. Морфологический тип — долинный, экспозиция северная. Ледник начинается с Главного хребта двумя потоками, разделенными узким коротким отрогом. С фирно-

вых полей, питающих ледник Бартуйцете, берут начало также ледники Фастагцете (бассейн р. Караугом) и Киртишо (бассейн р. Риони). Основным потоком является правый, начинающийся на склонах горы Цихварга (4138 м). Левый поток начинается между вершинами 3564 м и 3837 м из общего фирнового поля с ледником Киртишо. В верхней части он представляет собой пологое фирновое поле, спускающееся к месту слияния с правым потоком двумя крутыми террасами ледопадов. Правый поток на всем протяжении сравнительно пологий и без ледопадов. Ниже слияния потоков ледник Бартуйцете широкий и пологий с бугристой, но почти без трещин, поверхностью. Конец его языка узкий (шириной не более 100—150 м) находится на высоте 2580 м. На поверхности ледника ниже слияния левого и правого потоков четко прослеживаются две боковые и срединная морены. Морены сливаются в 600 м от конца языка, закрывая сплошным моренным покровом его поверхность на площади 0,38 км². Площадь ледника за 1883—1966 гг. изменилась незначительно, всего на 0,39 км². За этот же период он отступил на 1170 м (табл. 85).

Таблица 85

Величины отступления ледника Бартуйцете

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1900—1901	1	30,0	30,0	В. В. Маркович
1901—1903	2	12,0	6,0	А. И. Ендржеевский
1903—1904	1	13,5	13,5	„
1932—1933	1	13,5	13,5	С. Р. Самойлович
1958—1959	1	11,0	11,0	П. В. Ковалев
1883—1933	50	800,0	16,0	С. Р. Самойлович
1933—1966	33	370,0	11,2	В. Д. Панов
1883—1966	83	1170	14,1	„

На левом склоне долины, занимаемой ледником Бартуйцете, с вершины 3564 м спускается висячий ледник № 40, имеющий восточную экспозицию. Длина его равна 0,5 км, а площадь 0,11 км². В 1933 г. он соединился с ледником Бартуйцете. Ледник № 40 в каталоге Подозерского значится под № 354 и ошибочно указывается, что он не соединяется с ледником Бартуйцете, на что впервые обратил внимание Ковалев [100].

На правом склоне долины ледника Бартуйцете находятся ледники Иська (№ 41), № 41а и 42. Из них Иська и № 42 — каровые, а № 41а — висячий. Общая их площадь равна 1,12 км². Ледники за 1883—1966 гг. уменьшились по площади: № 40 и 41а на 0,64 км², № 42 на 0,26 км² и № 42а на 0,08 км². Ледники за эти же годы отступили на 340—390 м.

В бассейне р. Фастаг находится семь ледников общей площадью 4,04 км² (№ 43—48, 45а). Наибольшим является карово-долинный ледник Фастагцете (№ 47), имеющий длину 3,4 км и площадь 2,2 км². Высота окончания языка ледника 2700 м. После 1883 г. от ледника Фастагцете отчленилось два притока, один из которых к 1966 г. растаял. Второй в 1966 г. (ледник № 48) имел площадь 0,4 км². Всего за 1883—1966 гг. площадь ледников № 47 и 48 уменьшилась на 2,09 км², язык ледника Фастагцете за этот же период отступил на 1830 м, а ледник № 48 — на 270 м.

В многоступенчатом каре севернее ледника Фастагцете в истоках первого левого притока р. Фастаг находится три ледника (№ 45, 45а, 46) общей площадью 0,74 км². Ледник № 42 карово-долинный, № 45а висячий и № 46 висячий каровый. В 1883 г. все три ледника были единым, который Рейнгард [162] называет Цагар-Дори. К 1966 г. от ледника отчленилось два притока. Площадь всех трех ледников уменьшилась на 1,55 км², а язык ледника отступил на 790 м.

Последние два ледника в бассейне р. Фастаг каровые и находятся один (№ 44) к юго-востоку от вершины 3760 м, другой (№ 43) к северу от нее. За 1883—1966 гг. площадь ледника № 43 уменьшилась на 0,21 км², а № 44 — на 0,13 км². Величины отступления ледников равны 280 м (№ 43) и 200 м (№ 44).

В истоках собственно р. Караугом находится 11 ледников общей площадью 28,56 км²; 93% площади приходится на ледник Караугом. Это крупнейший ледник не только бассейна р. Урух, но и всего Кавказа. Площадь ледника равна 26,6 км², а наибольшая длина 13,3 км (от горы Уилпата). Морфологический тип его сложный долинный. Экспозиция северо-западная (рис. 37). Область питания ледника лежит в продольной долине длиной около 9 км и шириной 2—4 км, заключенной между Главным хребтом на юге, Караугомской цепью на севере (горы Караугом-Ноогкау Сахзайне, Гулари Сахзайне, Вологаты) и хребтом Соудор (горы Сонгути, Уилпата) на востоке. Область питания представляет собой обширное снежное поле, окаймленное на юге такими вершинами, как Караугом (4364 м), Бокос (4051 м), Бубисхох (4254 м), Уилпата (4638 м) и др. Некоторые из них являются хицан-хохами. Восточная часть области питания несколько приподнята над западной.

Из области питания язык ледника выходит через прорыв в Караугомской цепи между Ноогкау Сахзайне (3960 м) и горой Гулари Сахзайне (4192 м). Прорыв в верхней части имеет ширину 1000 м, а в нижней уменьшается до 700 м. Язык ледника на этом участке представляет грандиозный ледопад высотой около 800 м. Ниже ледопада слева в ледник впадают два притока. Бóльший из них берет начало с горы Караугом и называется Ноогкау Гулудоричете. Он спускается к леднику двумя крутыми террасами ледопадов. Меньший начинается с горы Ноогкау Сахзайне и носит название Ноогкау Сахзайне; на всем своем протяжении он очень крутой и, в сущности, представляет ледопад.

В 1932 г. в ледник Караугом с правой стороны впадал еще один приток, который Самойлович [172] называет ледником Гулари Гулудоричете. К 1958 г. этот приток отчленился и находился от него на расстоянии 270 м [100]. В 1966 г., по нашим наблюдениям, расстояние между ледниками № 51 (Гулари Гулудоричете) и Караугом увеличилось до 600 м.

Ниже впадения притоков и до второго ледопада, который менее значителен, чем первый, язык ледника широкий и пологий, почти

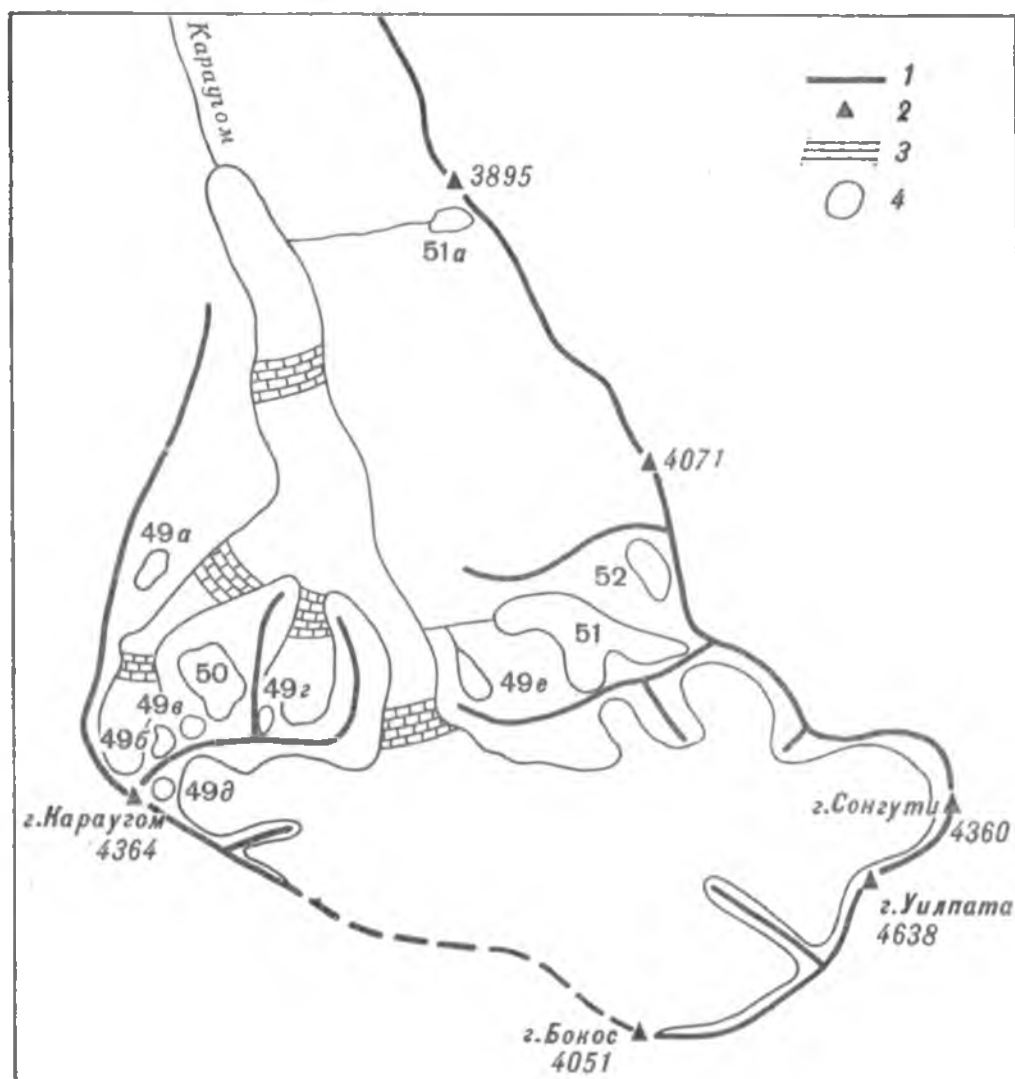


Рис. 37. Схема ледника Караугом.

1 — хребты, 2 — вершины, 3 — ледопады, 4 — ледники.

лишенный трещин. От второго ледопада и до конца языка поверхность ледника вновь имеет сглаженный характер почти с полным отсутствием трещин. Конец языка оканчивается пологой лапой, покрытой сплошным моренным покровом только у склонов. Общая площадь поверхности ледника, закрытая моренным материалом, равна 0,4 км². Более мощная морена наблюдается у левого склона. Выше по леднику видны две слабо выделяющиеся полосы срединных морен.

Низшая точка конца языка ледника находится на высоте 1830 м, чего не наблюдается ни у одного ледника не только в бас-

сейне р. Урух, но и во всем бассейне р. Терека. Причиной столь низкого положения конца языка ледника является огромная величина бассейна питания.

На склонах долины, занимаемой ледником Караугом, находится 10 небольших ледников. Часть из них в 1883 г. являлась притоками ледника Караугом (№ 496—д, 50, 51), которые к 1966 г. отчленились и стали самостоятельными. Шесть ледников находятся на левом склоне в районе вершин 3181 м, Караугом (4364 м), а четыре — на правом склоне в районе вершин Вологата и 3970 м. Общая их площадь равна 1,96 км². Вместе с отчленившимися ледниками площадь ледника Караугом уменьшилась на 7,13 км². Одновременно с уменьшением площади и отчленением притоков происходило и отступление конца языка ледника (табл. 86).

Таблица 86

Величины отступления ледника Караугом

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1884—1894	10	192,0	19,2	Н. В. Поггенполь
1900—1901	1	14,3	14,3	В. В. Маркович
1902—1903	1	20,0	20,0	А. И. Ендржеевский
1903—1904	1	32,0	32,0	"
1909—1915	6	109,0	18,0	П. Цирульников
1929—1932	3	21,0	7,0	С. Р. Самойлович
1958—1959	1	15,8	15,8	П. В. Ковалев
1883—1933	50	700,0	14,0	С. Р. Самойлович
1933—1966	33	524,0	15,9	В. Д. Панов
1883—1966	83	1224,0	14,7	"

В 2 км от устья р. Караугом принимает справа приток — р. Орседенте (название по Рейнгарду [162]). В истоках этой реки находятся ледники № 53, 53а, 54. Ледники № 53, 54 каровые, а ледник № 53а висячий. В каталоге Подозерского эти ледники отсутствуют и описаны впервые Ендржеевским (1902 г.) и Рейнгардом. Последний называет их Цадоти (№ 53), Ури-сери-кента (№ 53а) и Саудори-чени (№ 54). За 1883—1966 гг. ледники значительно уменьшились в размерах, превратившись из висячих каровых в каровые и висячий. Площадь ледника № 53 уменьшилась на 0,53 км², № 53а — на 0,19 км² и № 54 — на 0,19 км². Величины отступления ледников: № 53 — 200 м, № 53а — 800 м и № 54 — 800 м.

Река Айгамуга — последний приток р. Урух, в бассейне которого наблюдается оледенение. Всего здесь насчитывается 26 ледников общей площадью 13,4 км². Ледники расположены в истоках рек Сардидон, Скаттыком и Даргонком.

В истоках р. Сардидон находится семь ледников общей площадью 4,76 км². Ледники расположены двумя группами. Первая группа, состоящая из четырех ледников (№ 55, 55а—в) общей площадью 1,0 км² расположена в истоках левого притока р. Сардидон — р. Хуппара. Наибольшим ледником является карово-долинный ледник Хуппара (№ 55), имеющий наибольшую длину 2,0 км и площадь 0,9 км². Конец языка ледника находится на высоте 3280 м. За 1883—1966 гг. площадь ледника Хуппара уменьшилась на 0,8 км², а отступил он на 560 м. Остальные три ледника находятся к востоку от ледника Хуппара. Общая их площадь 0,1 км². Один из них каровый (№ 55а), а два других висячие. В 1883 г. на месте трех ледников был один ледник площадью 0,6 км².

Вторая группа ледников расположена в истоках собственно р. Сардидон и состоит из трех ледников (№ 56, 56а, 57) общей площадью 3,76 км². Ледники занимают два обширных цирка, из них первый — долинный, второй — карово-долинный и третий — висячий. Долинный ледник Чалингини-Цете (№ 57) занимает правый цирк. Площадь его равна 2,5 км², а наибольшая длина 3,0 км. Высота низшей точки конца языка 2740 м. За 1883—1966 гг. площадь ледника уменьшилась на 1,28 км², а конец языка отступил на 990 м (табл. 87).

Таблица 87

Величины отступления ледника Чалингини-Цете

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1883—1933	50	600,0	12,0	С. Р. Самойлович
1932—1933	1	16,0	16,0	"
1933—1966	33	390,0	11,8	В. Д. Панов
1883—1966	83	990,0	11,9	"

В левом цирке находятся ледники № 56а и № 56, или Авальгазунте-Цете. Площадь последнего равна 1,2 км², а наибольшая длина 2,6 км. Высота низшей точки конца ледника 2940 м. Размеры ледника за 1883—1966 гг. значительно уменьшились: площадь на 1,65 км², а язык ледника отступил на 1180 м. При этом основное уменьшение площади произошло в области питания, где от него отчленился сравнительно большой приток, который к 1966 г. уменьшился до 0,06 км². Значительным уменьшением области питания объясняется и большая величина отступления языка ледника.

В истоках р. Скаттыком расположено 15 ледников общей площадью 8,06 км², в число которых входит наибольший ледник бассейна р. Айгамуга—Сонгутидон-Цете (№ 58). Область питания ледника занимает обширное мульдообразное понижение, ограни-

ченное с юго-запада хребтом Соудор, а с запада и востока отрогами, отходящими от хребта. Из области питания ледник вытекает двумя потоками, образуя мощный ледопад. Ниже ледопада поверхность ледника сравнительно пологая с уклоном до 10° . Морфологический тип ледника — долинный, экспозиция северо-восточная. Длина ледника 6,9 км, площадь 4,6 км². Конец языка ледника находится на высоте 2340 м; на последних 1,4 км он закрыт сплошным моренным покровом.

На склонах долины, занимаемой ледником Сонгутидон-Цете, находится восемь небольших всеячих (№ 58а—з), два каровых

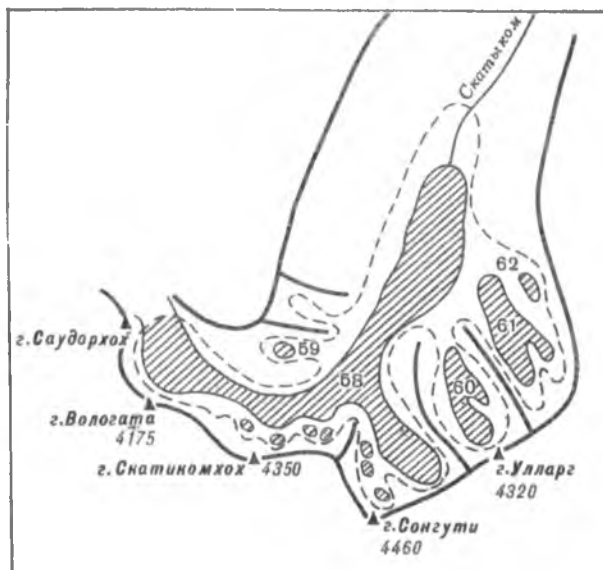


Рис. 38. Схема деградации ледника Сонгутидон-Цете.

Усл. обозн. см. рис. 25.

(№ 59, 62) и два всеячих каровых (№ 60, 61) ледников. Общая площадь их равна 1,76 км². Все эти ледники в 1883 г. были частью ледника Сонгутидон-Цете (рис. 38). Общее уменьшение площади ледника Сонгутидон-Цете и его отчленившихся притоков за 1883—1966 гг. составило 7,42 км². Величины отступления языка ледника за различные годы приведены в табл. 88.

В истоках правого притока р. Скатыком находятся два карово-долинных ледника: Западный Кайсар (№ 63) и Восточный Кайсар (№ 64). По описаниям Подозерского [154] и Ендржеевского (1904 г.), ледники Западный и Восточный Кайсар в 1883 г. являлись единым ледником, разделявшимся только в верхней части коротким отрогом Кайсархицан. К 1932 г. ледник распался [172] и представлял уже два совершенно обособленных ледника. В 1966 г. площадь ледника Западный Кайсар была равна 0,8 км², а Восточ-

Величины отступления ледника Сонгутидон-Цете

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1883—1932	49	305,0	6,2	С. Р. Самойлович
1932—1933	1	14,5	14,5	"
1958—1959	1	13,4	13,4	П. В. Ковалев
1932—1966	34	595,0	17,5	В. Д. Панов
1883—1966	83	900,0	10,9	"

ного 0,9 км². Длины ледников соответственно равны 2,5 км и 2,3 км.

Площадь ледника Кайсар, по Подозерскому, равна 4,19 км²; здесь была допущена неточность: в общую площадь ледника включена площадь морен и осыпей, на что впервые указал Рейнгард [159, с. 23]. С учетом этого замечания нами была определена площадь ледника Кайсар по односторонней карте съемки 1883 г., оказавшаяся равной 3,31 км², т. е. площадь ледников Западный и Восточный Кайсар к 1966 г. уменьшилась на 1,61 км². Одновременно с уменьшением площади происходило и отступление ледников (табл. 89).

Таблица 89

Величины отступления ледников Западный и Восточный Кайсар

Годы	Число лет	Западный Кайсар		Восточный Кайсар		Исследователь
		общая величина отступления, м	скорость отступления, м/год	общая величина отступления, м	скорость отступления, м/год	
1883—1932	49	—	—	200,0	4,1	С. Р. Самойлович
1933—1958	25	—	—	108,0	4,3	П. В. Ковалев
1958—1959	1	4,0	4,0	8,6	8,6	"
1932—1966	34	—	—	230,0	6,8	В. Д. Панов
1883—1966	83	440,0	5,2	430,0	5,2	"

В истоках р. Даргонком находится четыре ледника общей площадью 0,72 км², из которых 0,5 км² приходится на ледник Донисер-Цете (№ 65). Ледник Донисер-Цете каровый и имеет северную экспозицию. Длина его равна 0,8 км, а высота низшей точки конца 3100 м. Ледник расположен на плоском дне кара, отчего поверхность льда ровная и пологая. Язык ледника короткий, длиной не более 200 м, в значительной степени закрыт моренным материалом.

В 1932 г. конец языка ледника находился в небольшом озере. По данным Ковалева [100, с. 110], в 1958 г. конец языка ледника был уже на расстоянии 216 м от озера, а в 1966 г., по нашему промеру, в 295 м.

Ниже конца языка ледника Донисер-Цете долина на протяжении более 3 км загромождена моренными отложениями «... в виде «плато» с крутыми краями, имеющего относительную высоту от 6 до 10 м и заполняющую долину по всей ее ширине. На поверхности плато заметны хорошо выраженные полукруги, свидетельствующие о том, что все это образование представляет собою древние конечные морены стадияльных задержек» [172, с. 141].

По данным Подозерского [154], длина ледника Донисер-Цете равна 3,61 км, а площадь 4,05 км², что не совсем верно, так как ошибочно к леднику отнесена и часть долины, загроможденная моренным материалом, что в свое время отметил Рейнгард [159]. Нами по односторонней карте 1883 г. были получены площадь и длина ледника Донисер-Цете равные соответственно 1,32 км² и 1,89 км.

За время, прошедшее после 1883 г., от ледника Донисер-Цете отчленилось два небольших притока (ледники № 65а и 65б) общей площадью 0,1 км². Площадь всех трех ледников за 1883—1966 гг. уменьшилась на 0,72 км². Величины отступления ледника Донисер-Цете приведены в табл. 90.

Таблица 90

Величины отступления ледника Донисер-Цете

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1883—1933	50	795,0	15,9	В. Д. Панов
1933—1958	25	216,0	8,6	П. В. Ковалев
1958—1959	1	3,4	3,4	
1959—1966	7	75,6	10,8	В. Д. Панов
1883—1966	83	1090,0	13,1	„

К востоку от ледника Донисер-Цете расположен последний ледник бассейна р. Айгамуга. Это каровый ледник № 65в. Площадь его равна 0,08 км², длина 0,4 км. Конец языка расположен на высоте 3200 м. За 1883—1966 гг. ледник отступил на 230 м, а площадь его уменьшилась на 0,32 км².

Река Ардон

Река Ардон в устьевой части носит название Кизилка, а в верхнем течении Мамахдон и Земегондон. Основными притоками р. Ардон являются: Нар, Адайком, Цеядон, Архондон, Уналдон, Бад-

дон, Тамискдон, Фиагдон и Гизельдон. В истоках почти всех рек имеется современное оледенение (рис. 39).

В бассейне р. Ардон, как указано выше (гл. 1), Боковой хребет выклинивается. К югу от Главного хребта, прорезанного р. Ардон, находится Водораздельный, или Сланцевый хребет [159], который является здесь главным водоразделом рек Каспийского и Черного морей. Современное оледенение развито на Главном и Водораздельном хребтах. Для Водораздельного хребта характерно наибольшее число ледников, незначительных по площади. На Главном хребте оледенение значительное как по числу ледников, так и по площади; ледники расположены тремя большими группами в районе вершин Уилпата-Адайхох, Цмиакомхох-Тепли-Архон и Гимарайхох-Майлихох. На Водораздельном хребте почти все ледники находятся в районе вершин Козыхох, Саухох, Халаца и Нилхох.

Всего в бассейне р. Ардон насчитывается 131 ледник общей площадью 74,01 км². Сведения о числе и площади ледников по отдельным рекам бассейна приведены в табл. 91.

Таблица 91

Число и площадь ледников по отдельным рекам бассейна р. Ардон

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Цеядон	29	14,96	№ 2 9,7
Сидан	1	0,05	—
Вильса	3	0,6	№ 10 0,3
Адайком	5	4,7	№ 15 3,3
Мамихдон	14	4,25	№ 20 0,9
Зруг	3	0,7	№ 28 0,6
Гинат	2	0,7	№ 30 0,6
Гуркумта	5	1,37	№ 31 0,7
Цмиакомдон	1	0,1	—
Гильван	1	0,2	—
Касайдон	2	0,19	№ 36 0,1
Лабагкомдон	1	0,04	—
Баддон	7	3,45	№ 40 1,1
Архондон	5	4,11	№ 43 2,3
Фиагдон	30	8,49	№ 50 1,1
Гизельдон	22	30,1	№ 73 9,8
Всего	131	74,01	

Река Цеядон. Занимает поперечную долину, ограниченную с севера Цейским, а с юга хребтом Кальтвер (см. рис. 39). Хребет Кальтвер является участком Главного хребта. Основные его вершины: Бубисхох (4254 м), Адайхох (4405 м), Кальпер (3803 м). Цейский хребет — это последний участок Бокового хребта. Далее на восток Боковой хребет сливается с Главным. Хребет Кальтвер с Цейским соединяется коротким (4 км) отрогом, на котором на-

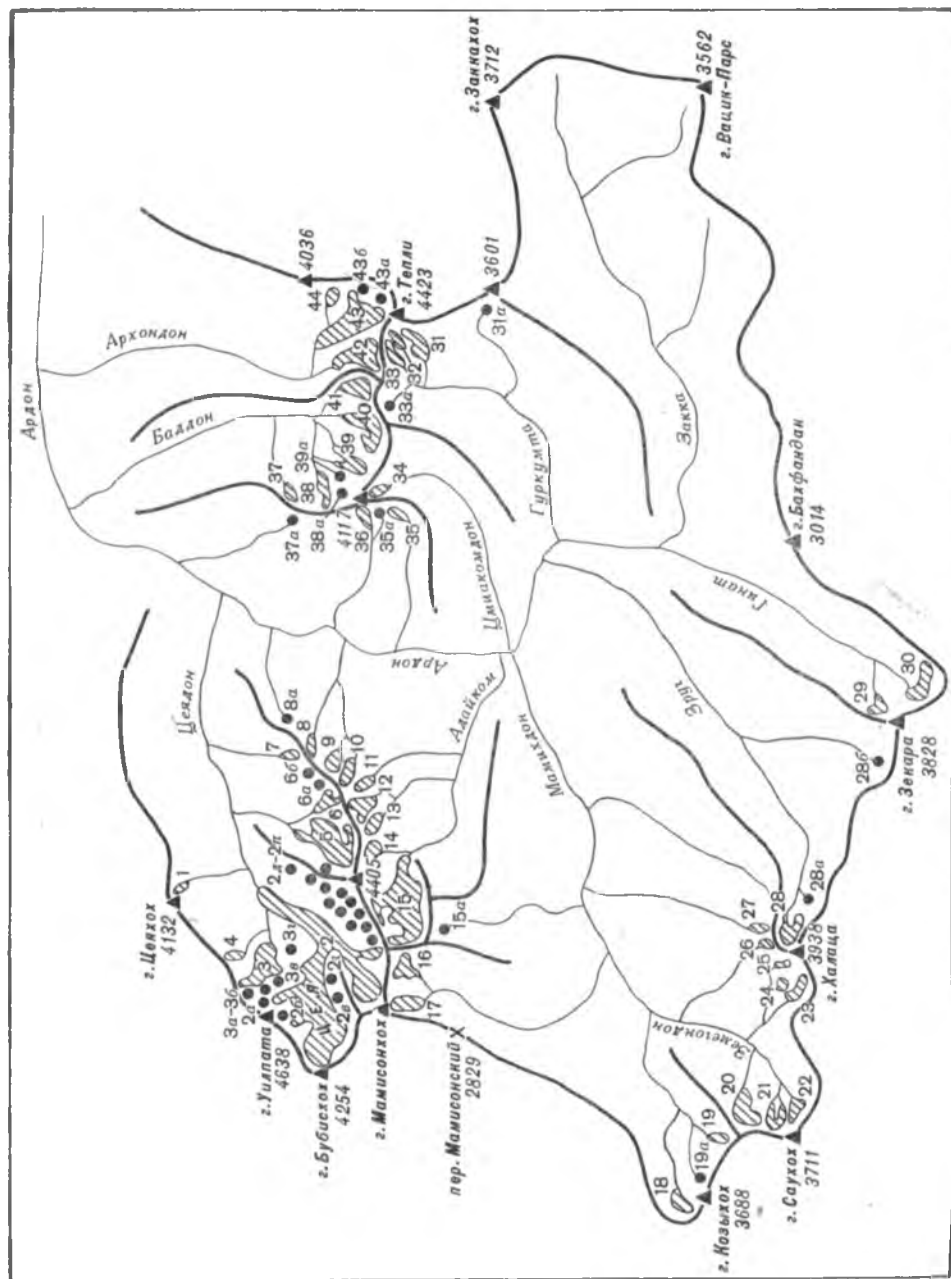


Рис. 39. Схема расположения ледников в бассейне р. Ардон.

Усл. обозн. см. рис. 20.

ходится гора Уилпата (4638 м). Отрог разделяет области питания двух крупнейших ледников Кавказа — Караугом и Цея.

Всего в бассейне р. Цеядон сосредоточено 29 ледников общей площадью 14,96 км². Наиболее крупными ледниками являются Цея (№ 2) и Сказка (№ 5). Сложный долинный ледник Цея имеет северо-восточную экспозицию. Площадь его равна 9,7 км², а наибольшая длина 8,6 км (от горы Бубисхох). Ледник образуется от слияния двух ветвей — северной и южной (рис. 40). Более мощная и длинная северная ветвь занимает огромный цирк, ограниченный горами Уилпата (4638 м), Бубисхох (4254 м), Чанчахи (4461 м), Мамисонхох (4045 м). Длина ветви от горы Бубисхох до ее слияния с южной ветвью 5,3 км. С отрога Бубисхох-

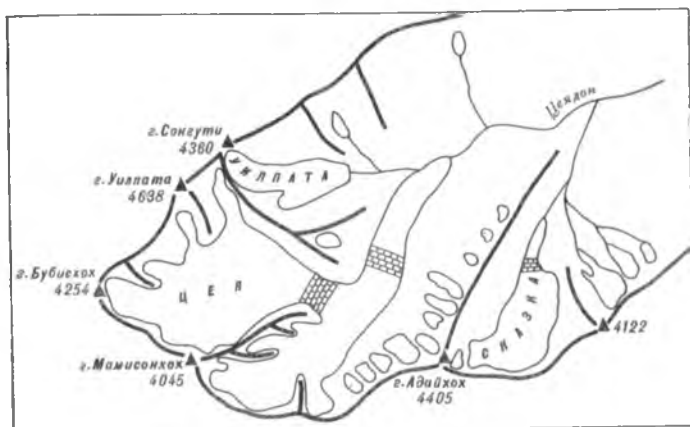


Рис. 40. Схема ледника Цея.

Усл. обозн. см. рис. 37.

Уилпата в северную ветвь впадает несколько потоков льда, из которых наиболее значительными являются идущие от вершин Бубисхох и Уилпата. В нижней части северная ветвь заканчивается огромным ледопадом, имеющим высоту около 300 м.

Южная ветвь занимает цирк меньших размеров и окружена вершинами Пик Николаева (3803 м), Мамисонхох (4045 м), Зарамаг (4195 м). Ее длина от горы Мамисонхох до слияния с северной ветвью равна 2,6 км. С короткого отрога, разделяющего северную и южную ветви (хребет Хицан), впадает один небольшой приток. Второй приток, в 1890 г. впадавший немного ниже, уже к 1958 г. полностью растаял. С правой стороны от горы Зарамаг в южную ветвь впадает еще один небольшой приток, от которого к 1969 г. отчленилось несколько незначительных висячих ледников (№ 2 д—ж).

Ширина ледника Цея после слияния ветвей достигает 800—1000 м. Поверхность сравнительно пологая и ровная. В 1 км ниже слияния ветвей язык ледника Цея разбит ледопадом, имеющим высоту 120 м. Ширина ледника здесь около 600 м. В левой части

ледопада видны выходы коренных пород — «бараньих лбов», ширина которых от года к году увеличивается. Так, по наблюдениям Л. А. Варданянца (1937 г.), в 1935 г. здесь было только небольшое «окно» коренных пород; к 1958 г. оно увеличилось до 80 м [98] и соединилось с коренными породами левого склона. По нашим наблюдениям, к 1969 г. ширина окна увеличилась до 90—100 м. При дальнейшем увеличении размеров окна в ближайшие 30—40 лет возможно исчезновение ледопада и отчленение участка ледника, расположенного ниже ледопада, от основной части (рис. 41).

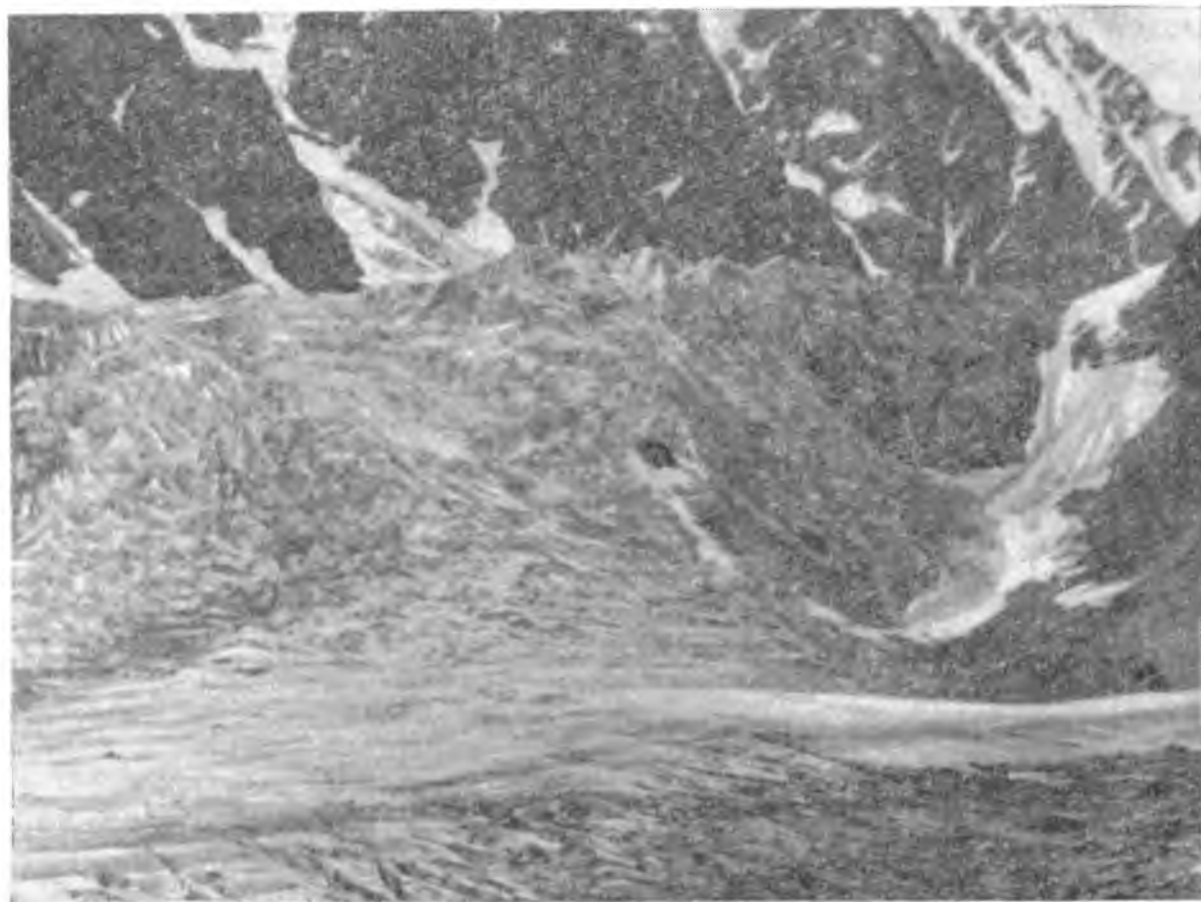


Рис. 41. Нижний ледопад на леднике Цея.

Длина языка ледника ниже ледопада составляет около 2,3 км. Поверхность ледника имеет небольшой уклон ($3-5^\circ$). Трещины развиты в основном у бортов. На поверхности хорошо прослеживаются две срединных и правая боковая морены. Срединные морены начинаются ниже слияния ветвей. На нижнем ледопаде они пропадают и появляются вновь ниже в 100—150 м. На конце языка срединные морены приобретают веерообразную форму, соединяются с правой боковой мореной и закрывают полностью поверхность языка на протяжении последних 500—800 м.

Конец языка ледника спускается несколько ниже по долине в правой части, где он подходит вплотную к склону. Левая часть конца языка не подходит вплотную к склону, что связано с боль-

шими скоростями отступления. Река Цейдон начинается из грота, расположенного в правой части конца языка. Высота низшей точки ледника 2200 м.

Систематические наблюдения за отступанием конца языка ледника Цей проводятся с 1927 г. Х. Я. Закиевым [73, 76, 78], а с 1965 г. Северо-Кавказским УГМС. Величина отступления за 1927—1969 гг. равна 523,2 м, что составляет 12,5 м/год. За отступанием ледника Цей наблюдали также и другие исследователи; результаты всех наблюдений приведены в табл. 92.

Таблица 92

Величина отступления ледника Цей

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1886—1892	6	120,0	20,0	К. Н. Роскиков
1892—1896	4	64,5	16,1	И. В. Мушкетов
1890—1911	21	335,0	15,9	Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1911—1927	16	170,0	10,6	Х. Я. Закиев, В. Д. Панов
1927—1949	22	346,0	15,7	Х. Я. Закиев
1949—1950	1	22,0	22,0	„
1950—1951	1	20,0	20,0	„
1951—1952	1	17,0	17,0	„
1952—1953	1	15,0	15,0	„
1953—1954	1	14,0	14,0	„
1954—1960	6	52,5	8,8	„
1960—1961	1	8,0	8,0	„
1961—1962	1	5,5	5,5	„
1962—1963	1	+0,1	+0,1	„
1963—1965	2	0,6	0,3	„
1965—1966	1	5,7	5,7	В. Д. Панов
1966—1967	1	7,3	7,3	„
1967—1968	1	3,1	3,1	„
1968—1969	1	6,6	6,6	„
1890—1969	79	1028,2	13,0	„

Одновременно с отступанием происходит увеличение высоты конца языка ледника и уменьшение его площади. За 1890—1969 гг. конец языка поднялся на 140 м. За этот же период площадь ледника Цей весьма значительно уменьшилась, при этом не только из-за отступления языка, но и за счет отчленения притоков и распада их на небольшие висячие ледники. В результате такого процесса в районе ледника Цей образовалось 12 ледников общей площадью 0,96 км². Всего за 1890—1969 гг. площадь ледника Цей вместе с отчленившимися ледниками уменьшилась на 8,18 км², что составляет почти 45% площади ледника Цей в 1890 г.

На южном склоне Цейского хребта расположено семь ледников (№ 1, 3, 4, За—г) общей площадью 1,91 км². Наибольший ледник Уилпата (№ 3) имеет площадь 1,3 км² и длину 2,1 км. Язык ледника оканчивается на высоте 3000 м. За 1890—1969 гг. от ледника Уилпата отчленилось три небольших притока, площадь которых в 1969 г. была равна 0,13 км². Площадь ледника Уилпата и трех ледников, образовавшихся в результате отчленения за 1890—1969 гг., уменьшилась на 0,55 км², а язык ледника отступил на 670,3 м (табл. 93).

Таблица 93

Величины отступления ледника Уилпата

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1890—1932	42	389	9,3	В. Д. Панов
1932—1965	35	280	8,5	Х. Я. Закиев
1965—1966	1	2,4	2,4	В. Д. Панов
1966—1967	1	4,1	4,1	"
1967—1969	2	+5,2	+2,6	"
1890—1969	79	670,3	8,5	"

Остальные три ледника южного склона Цейского хребта находятся к северо-востоку от ледника Уилпата (№ 1, 4) и юго-востоку (№ 3). Размеры их незначительные и по площади равны 0,08—0,2 км². За 1890—1969 гг. площадь этих ледников уменьшилась на 0,45 км², а отступили они на 340—830 м.

В 3 км от истока в р. Цеядон справа впадает р. Сказдон, в верховьях которой находится пять ледников общей площадью 2,69 км². Основным является долинный ледник Сказка, имеющий северную экспозицию. Площадь его равна 2,0 км², наибольшая длина 3,2 км. Область питания располагается на северном склоне хребта Кальтвер между вершинами Адайхох (4405 м) и Лагау (4066 м). При выходе из области питания поток льда разбит большим количеством трещин. Ниже, на высоте 3300 м, язык ледника выступом коренных пород раздваивается на восточную широкую, но короткую ветвь и западную длинную, но узкую. Восточная ветвь оканчивается на «бараньих лбах» высоко над дном долины (2720 м). Ширина ее равна 550—600 м. Западная ветвь спускается ниже и оканчивается на высоте 2540 м. Ширина ее в верхней части 400—450 м, а в нижней 150—200 м. На значительном расстоянии эта ветвь имеет очень крутое падение, в связи с чем разбита большим числом трещин. Поверхность языка в нижней части закрыта мощной толщей морены красно-бурого цвета. Общая площадь языка ледника, закрытая сплошным моренным покровом, равна 0,2 км². Граница конца языка из-за значитель-

ной закрытости моренным материалом прослеживается плохо. Лед хорошо виден только у правого склона, где из небольшого грота вытекает р. Сказдон.

К 1960 г. от ледника Сказка к западу от горы Лагау отчленился небольшой поток льда, ставший висячим ледником № 5а. Размеры ледника незначительные: площадь 0,08 км² и длина 0,4 км. Экспозиция северная. Низшая точка конца языка находится на высоте 3620 м. За 1890—1969 гг. площадь ледников Сказка и № 5а уменьшилась на 1,59 км². За это же время западный, наиболее низко спускающийся конец языка, отступил на 693,6 м, что составляет 8,8 м/год. В отдельные годы величины отступления изменялись в довольно широких пределах 0,6—27,4 м (табл. 94).

Таблица 94

Величины отступления ледника Сказка

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1890—1958	68	600,0	8,8	П. В. Ковалев
1957—1958	1	8,0	8,0	Х. Я. Закиев
1958—1959	1	6,0	6,0	„
1959—1960	1	27,4	27,4	„
1960—1961	1	0,6	0,6	„
1961—1965	4	25,7	6,4	В. Д. Панов
1965—1966	1	14,7	14,7	„
1966—1967	1	12,5	12,5	„
1967—1968	1	6,1	6,1	„
1968—1969	1	0,6	0,6	„
1890—1969	79	693,6	8,8	П. В. Ковалев, Х. Я. Закиев, В. Д. Панов

Северо-восточнее ледника Сказка на правом склоне долины р. Сказдон находятся ледники № 6, 6а, 6б. Наибольший висячий каровый ледник Москвич (№ 6) имеет площадь 0,5 км². Остальные два висячие. За 1890—1966 гг. ледник № 6 уменьшился по площади на 0,59 км², № 6а на 0,22 км² и № 6б на 0,04 км². Величины отступления у ледников соответственно равны 790, 770 и 570 м.

Последним ледником в долине р. Цедон является каровый ледник № 7, который В. Л. Виленкин [29] называет Кальтпер, а П. В. Ковалев [98] — Осетин. Экспозиция ледника северная. Занимает он узкий длинный кар. Наибольшая его длина равна 0,6 км, площадь 0,1 км². Почти половина площади ледника закрыта мощным слоем морены. Язык ледника оканчивается на крутых, высоких и труднодоступных «бараньих лбах»; низшая точка его находится на высоте 2780 м. По Подозерскому [154,

с. 93], длина ледника равна 0,98 км, а площадь 0,12 км²; это неверно, на что указывает Ковалев [98, с. 115]. По карте съемки 1890 г. (лист XXII—31) нами определены размеры этого ледника. Площадь его равна 0,61 км², наибольшая длина 1,68 км. Таким образом, за 1890—1969 гг. площадь ледника № 7 уменьшилась на 0,51 км², а конец языка отступил на 1080 м.

Сразу выше устья р. Цеядон начинается Кассарское ущелье. В Кассарское ущелье слева впадает два небольших притока — реки Сидан и Вильса, а справа реки Касайдон и Гильван (название рек приводится по Рейнгарду [160]; Варданянцу [25] и



Рис. 42. Конец языка ледника Зарамаг (№ 15).

Левину [126]). В истоках этих рек расположено по несколько или одному небольшому леднику. Число ледников и их площадь в каждом бассейне приведены в табл. 91.

Река Адайком впадает в р. Ардон в 1 км ниже места слияния рек Мамихдон и Нар. В ее бассейне находится пять ледников общей площадью 4,7 км² (№ 11—15). Все они расположены на южном склоне хребта Кальтвер, являющимся отрезком Главного хребта. Среди ледников бассейна р. Адайком наибольшим является карово-долинный ледник Зарамаг (№ 15)°. Площадь его равна 3,3 км², наибольшая длина 3,6 км. Экспозиция восточная. Ледник начинается узким крутым потоком, разбитым многочисленными трещинами на южном склоне вершины Зарамаг, и имеет южное направление. После поворота на восток крутизна ледника резко уменьшается, а ширина увеличивается, достигнув наиболь-

шей (1100 м) в месте впадения левого притока. Левый приток (длина 1,2 км) начинается между вершинами Зарамаг и Адай-хох. В верхней части приток очень крутой, разбит большим количеством трещин. Область питания у ледника Зарамаг небольшая и имеет значительную крутизну (до 30—40°). Фирновая линия проходит на высоте 3570 м, ледниковый коэффициент равен 0,30.

Ниже впадения притока крутизна поверхности ледника вновь возрастает, достигая 20—30°. Язык ледника оканчивается на крутом и высоком уступе (высотой 100—150 м), отшлифованном льдом, на высоте 2980 м. Правый край спускается ниже левого на 20—25 м. Моренного покрова на поверхности ледника почти нет, лишь у левого склона прослеживается узкая полоса редкой морены (рис. 42).

За 1890—1969 гг. ледник Зарамаг отступил на 560 м, т. е. средняя скорость 7,1 м/год. Так же весьма значительно (на 290 м) изменилось положение высоты конца языка (в 1890 г. язык ледника оканчивался на высоте 2690 м). Площадь ледника за эти же годы уменьшилась на 1,28 км².

К востоку от ледника Зарамаг на южном склоне хребта Кальт-вер находятся четыре каровых ледника: Цахт (№ 14), Арнаг Средний (№ 13), Арнаг Левый (№ 12) и Цхубихи (№ 11). У всех ледников концевые части закрыты сплошным чехлом морены на протяжении 200—300 м и по площади до 0,1 км² (у ледника № 14). За 1890—1969 гг. ледники № 11—14 довольно значительно уменьшились в размерах (табл. 95).

Таблица 95

Величины отступления, уменьшения площади и повышения высоты нижней границы ледников № 8а—14 за 1890—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²	Увеличение высоты нижней границы, м
	общая	в год		
8а	1060	13,4	0,04	210
8	480	6,1	0,06	70
9	740	9,4	0,15	10
10	670	8,5	0,21	480
11	710	9,0	0,56	170
12	470	5,9	0,25	100
13	440	5,6	0,07	70
14	1410	17,8	0,34	380

Река Мамихдон, левая составляющая р. Ардон, начинается на Водораздельном хребте. В бассейне 14 ледников общей площадью 4,25 км². Ледники находятся в истоке р. Мамихдон (№ 16, 17) и в истоках притоков Калиат (№ 17а), Зедегондон (№ 18—26, 19а) и Лисри (№ 27).

В истоке р. Мамихдон к северо-западу от Мамисонского перевала находятся ледники Бубудон Левый (№ 16) и Бубудон Правый (№ 17). Первый из них каровый, второй — висячий каровый. Площадь ледника № 16 равна 0,3 км², № 17 — 0,6 км²; длина соответственно равна 0,9 и 1,2 км. За 1890—1969 гг. площадь ледника № 16 уменьшилась на 0,53 км², № 17 на 0,66 км², а отступили они на 810 и 930 м.

У селения Калаки в р. Мамихдон впадает р. Земергондон, истоки которой лежат на северном склоне Водораздельного хребта. В истоках р. Земергондон и его левого притока Козыдон находится 10 ледников общей площадью 3,27 км².

В истоках р. Козыдон расположены ледники № 18, 19, 19а общей площадью 0,67 км². Наибольший из них карово-долинный ледник № 18 занимает кар к северу от горы Козыхох (3688 м). Экспозиция ледника северо-воосточная. Наибольшая длина 1,0 км, площадь 0,4 км². По всей длине ледник довольно пологий, с большим количеством диагональных и поперечных трещин в средней и верхней частях, а в нижней — продольных. Поверхностные морены на леднике развиты слабо и представлены срединной и боковыми (см. рис. 60). Конец языка расположен на высоте 3120 м. За 1888—1969 гг. ледник № 18 очень сильно уменьшился. В 1888 г. его площадь была равна 1,22 км², т. е. к 1969 г. уменьшилась на 0,82 км², или более чем в три раза. Конец языка за этот же период отступил на 1130 м, что составляет 14,0 м/год. Конец языка ледника с 1888 г. по 1969 г. поднялся на 210 м. Причиной такого значительного уменьшения размеров ледника № 18 является несоответствие областей питания и абляции. Высота фирновой линии, определенная нами по методу Куровского, равна 3330 м при высоте высшей точки ледника 3380 м. Площадь областей питания оказывается равной всего 0,05 км² или 12% площади ледника.

В истоках р. Земергондон находится семь ледников. Площадь их равна 2,4 км². Ледники расположены двумя группами. Первая группа находится в районе вершин 3501 м, Саухох (3711 м), 3172 м и состоит из трех ледников (№ 20—22). Вторая группа расположена на северном и северо-западном склонах горы Халаца (3938 м) и состоит из четырех ледников (№ 23—26). Размеры отдельных ледников небольшие и не превышают по площади 0,9 км², а по длине 1,4 км. За 1888—1969 гг. площадь всех ледников, находящихся в истоках р. Земергондон, уменьшилась на 1,51 км², а величины отступления ледников (табл. 96) колеблются от 160 м (№ 22) до 890 м (№ 26).

В приледниковых частях долин притоков р. Земергондон почти повсеместно отсутствуют конечно-моренные валы, что позволяет сделать заключение о равномерном отступании ледников без каких-либо задержек. Такой режим отступления характерен и для других ледников, расположенных на Водораздельном хребте (ледники бассейнов рек Зруг, Гинат), что отличает их от ледников на Главном хребте, у которых всегда наблюдается, как минимум,

Величины отступления и уменьшения
площади ледников бассейна р. Земегондон
за 1888—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьше- ние площади, км ²
	общая	в год	
19а	660	882	0,25
19	930	11,05	0,39
20	730	9,0	0,28
21	260	3,2	0,16
22	160	2,0	0,09
23	490	6,0	0,16
24	440	5,4	0,09
25	590	7,3	0,28
26	890	11,0	0,45

три—пять конечно-моренных валов. Причины такого явления: несоответствие у ледников областей питания и абляции, малый высотный интервал оледенения, небольшое количество осадков, выпадающих в этом районе, и породы, слагающие хребет (черные сланцы).

Только у одного ледника № 18, расположенного в обширном каре горы Козыхох, нами отмечено наличие двух конечно-моренных валов, при этом ближайший вал находится в 140 м от конца языка ледника. Вероятный возраст валов 1911—1913 и 1950—1960 гг.

Ниже устья р. Земегондон в р. Мамихдон справа впадает р. Лисри, в истоках которой находится каровый ледник КайтыКом (№ 27); название приведено по Рейнгарду [162]. Длина его равна 0,5 км, а площадь 0,2 км². Конец ледника находится на высоте 3200 м. Площадь ледника за 1888—1969 гг. уменьшилась на 0,12 км², а конец языка отступил на 550 м.

Река Зруг — левая составляющая р. Нар. Ледники находятся в истоке р. Зруг и его правом притоке. Всего в бассейне три ледника общей площадью 0,7 км². В истоке р. Зруг находится каровый ледник Зрудж (№ 28) и присклоновый (№ 28а). Площадь обоих ледников 0,68 км². Ледник № 28а в 1888 г. был частью ледника Зрудж. За 1888—1969 гг. площадь ледников Зрудж и № 28а уменьшилась на 1,15 км², а конец языка ледника Зрудж отступил на 1670 м.

В истоках правого притока р. Зруг в 1888 г. находилось два ледника общей площадью 0,57 км². К 1969 г. один из них (№ 281 — по Подозерскому [154]) растаял, а на месте другого, который в 1888 г. имел вид «...неширокой полосы, протяженностью под Главным хребтом более 2 верст» [154, с. 89], оказался один небольшой ледник № 286 площадью 0,02 км².

Река Гинат. Ее истоки лежат на Водораздельном хребте. В истоках р. Гинат находятся ледники № 29, 30 общей площадью 0,7 км². Ледник № 29 каровый, расположен к северу от горы Зекара (3828 м) и занимает только южную часть кара. Длина 0,5 км, площадь 0,1 км². За 1888—1969 гг. площадь ледника № 29 уменьшилась на 0,31 км², а конец языка отступил на 870 м. Ледник № 30 находится под гребнем Водораздельного хребта к северу от горы Нилхох (3556 м); Рейнгард называет его Джинат. Это типичный присклоновый ледник, питающийся в основном за

счет метелевого переноса с южной стороны через гребень хребта. Площадь его равна 0,6 км², наибольшая длина 0,4 км. Площадь ледника за 1888—1969 гг. уменьшилась довольно значительно (на 1,13 км²). Также велика и величина отступления (1840 м, или по 21,1 м/год).

Река Гуркумта — правый приток р. Закка. В ее истоках имеется пять ледников (№ 31а, 31—33, 33а) общей площадью 1,37 км², из которых только три имеют площадь более 0,1 км². Ледники № 31—33 расположены в одном обширном двухкамерном цирке на юго-западном склоне горы Тепли (4423 м). Ледники № 32—33 в 1890 г. представляли единое ледниковое тело. Распад произошел в 1960—1969 гг., так как, по наблюдениям Ковалева [103], в 1960 г. они еще соединялись между собой. Ледники № 31а и 33а имеют незначительные размеры и находятся один к западу от горы Тепли, а другой — к юго-востоку. Размеры всех ледников бассейна р. Гуркумта за 1890—1969 гг. значительно уменьшились (табл. 97).

Таблица 97

Изменение оледенения в бассейнах рек Цмиакомдон и Гуркумта за 1890—1969 гг.

Номер ледника по Подозерскому	Номер ледника по нашей схеме	Уменьшение площади ледника, км ²	Величина отступления, м		Примечание
			общая	в год	
288	34	0,34	790	10,0	У Подозерского это один ледник, в действительности два
Отсутствует	Растаял к 1969 г.				
289	Растаял к 1969 г.				
290	33а	0,1	450	5,7	Распался на два ледника; величина отступления приведена для ледника № 33
Отсутствует	Растаял к 1969 г.				
291	32—33	0,66	1100	13,9	
292	31	0,44	750	9,5	У Подозерского два ледника, в действительности один
293	Растаял к 1969 г.				
294	31а	0,71	1200	15,2	

Река Цмиакомдон — правый приток р. Ардон. В ее истоках, находящихся на южном склоне Главного хребта, находится один небольшой висячий каровый ледник № 34, который занимает небольшой кар к юго-востоку от горы Цмиакомхох. Площадь его равна 0,1 км², длина 0,6 км. В работе Подозерского [154, с. 90] даны неточные сведения о ледниках, находящихся в истоках рек Цмиакомдон и Гуркумта; в частности: а) имеются пропуски лед-

ников; б) два ледника приняты за один; в) один ледник разделен на два. По данным съемки 1890 г., в истоках этих рек находилось девять ледников (см. табл. 97), из которых к 1969 г. осталось только пять (при этом один из них распался на две части). За 1890—1969 гг. произошло не только уменьшение размеров ледников, но и их исчезновение.

Река Лабагкомдон—правый приток р. Ардон, впадает в 1,8 км ниже р. Цеядон. В ее истоках в 1969 г. находился один висячий каровый ледник № 37а. Площадь его 0,04 км², длина 0,4 км. Занимает ледник небольшой узкий кар под вершиной 3708 м. Конец языка находится на высоте 3160 м. Площадь ледника за 1890—1969 гг. уменьшилась на 0,43 км², а язык ледника отступил на 610 м.

Река Баддон. В бассейне р. Баддон имеется семь ледников общей площадью 3,45 км². Все ледники находятся в верховьях долины на Главном хребте, на северо-восточном и восточном склонах горы Цмиакомхох (4117 м) и северных склонах вершин 3623 м и 3768 м.

Наиболее крупным ледником бассейна является Фастфыдар (№ 40), который в каталоге Подозерского [154] приводится под № 299. Левин [126] называет его Восточный Цмиаком. Этот небольшой карово-долинный ледник имеет северную экспозицию. Площадь равна 1,1 км², наибольшая длина 2,3 км (от вершины 3623 м). Область питания занимает небольшой кар, из которого выходит узкий язык ледника. За 1882—1969 гг. площадь ледника уменьшилась на 0,86 км². За это же время конец ледника отступил всего на 370 м, что составляет 4,3 м/год. Причиной небольшой скорости отступления ледника Фастфыдар являются лавины, которые мощной толщей снега закрывают конец языка на протяжении 300—500 м и долину р. Баддон ниже конца языка ледника на протяжении 800 м.

К востоку от ледника Фастфыдар в длинном глубоком каре находится каровый ледник Восточный (№ 41), имеющий площадь 0,6 км², а к северо-западу—карово-долинный ледник Халаны (№ 39) площадью 0,8 км². Севернее горы Цмиакомхох расположен каровый ледник Урусти (№ 38) площадью 0,5 км². В глубоком каре под вершиной 3708 м лежит каровый ледник Цадуати (№ 37). Площадь его равна 0,3 км². Площадь всех ледников бассейна р. Баддон за 1882—1969 гг. сократилась на 5,16 км², величины отступления колеблются от 370 до 1240 м.

Река Архондон. В бассейне реки имеется пять ледников (№ 42—44) общей площадью 4,11 км². Ледники находятся в двух карах, оканчивающихся устьевыми ступенями высотой 250 м (западный) и 300 м (восточный). Ниже слияния рек, выходящих из каров, имеется еще одна ступень, почти пропиленная рекой. Наибольшими ледниками являются Западный Архонский (№ 42) и Восточный Архонский (№ 43).

Западный Архонский ледник расположен к северо-западу от вершины Тепли (4223 м). Морфологический тип ледника карово-

долинный; экспозиция северная. Наибольшая длина (от вершины 3768 м) 2,2 км, площадь 1,5 км². Занимает ледник кар между горами Тепли и 3768 м. Из кара выходит короткий язык, оканчивающийся на высоте 2920 м. За 1882—1969 гг. ледник Западный Архонский уменьшился по площади на 0,57 км², а конец языка отступил на 360 м.

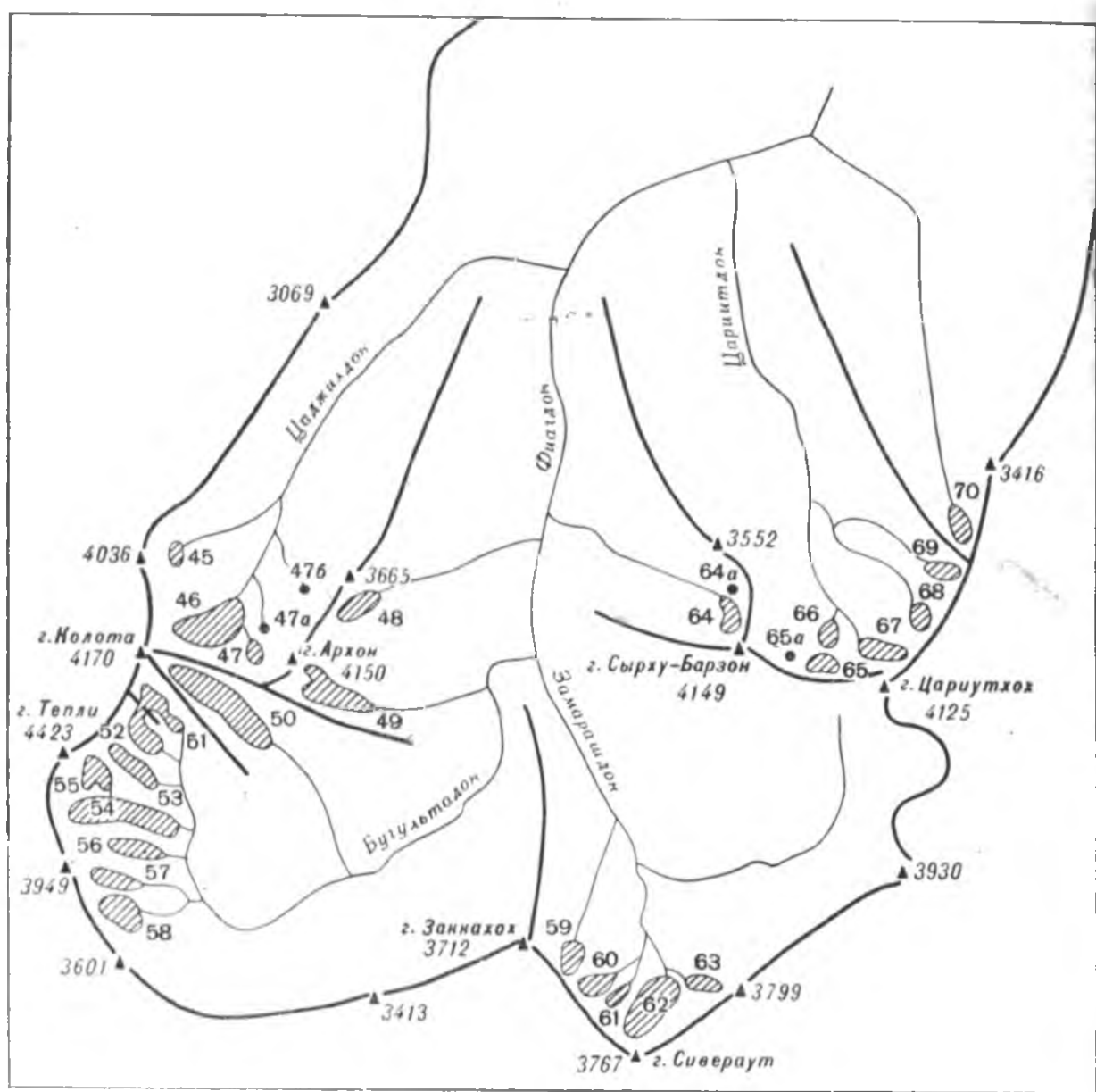


Рис. 43. Схема расположения ледников в бассейне р. Фиагдон.

Усл. обозн. см. рис. 20.

Восточный Архонский ледник находится к северу от горы Тепли и имеет северо-западную экспозицию. Морфологический тип — карово-долинный. Наибольшая длина 2,8 км, площадь 2,3 км². Ледник расположен в двухкамерном каре и занимает в настоящее время южную его часть. В северной находится каровый ледник № 44 — бывший приток Восточного Архонского ледника. Экспозиция этого ледника северо-западная; длина 0,5 км, площадь 0,2 км². Конец языка у него находится на высоте 3440 м.

Кроме ледника № 44, от Восточного Архонского ледника за 1882—1969 гг. отчленились небольшие висячие ледники № 43а и 43б. Вместе с ледниками № 43а, 43б и 44 площадь ледника Восточный Архонский уменьшилась на 1,54 км², а конец его языка отступил на 545 м.

Река Фиагдон — крупнейший приток р. Ардон, впадающий уже в предгорьях на расстоянии 4,0 км от устья. Свое название получает от места слияния рек Бугультадон и Замарашдон. Оледенение развито на Главном хребте и его отрогах, отходящих на север. В бассейне насчитывается 30 ледников общей площадью 8,49 км². Ледники находятся в истоках рек Цаджилдон, Бугультадон, Замарашдон, Кайджин, Цариитдон и Ахсау (рис. 43).

В истоках р. Цаджилдон имеется пять ледников общей площадью 1,06 км². Основным ледником в долине является карово-долинный Цазги (№ 46) площадью 0,7 км² и длиной 1,7 км. Начинается он в обширном каре, находящемся к северо-востоку от горы Колота (4171 м). На поверхности языка ледника хорошо прослеживаются боковые морены, которые в концевой части, соединившись, закрывают ледник на протяжении 300 м. Язык ледника оканчивается на высоте 3360 м.

К югу и юго-востоку от ледника Цазги находятся небольшие ледники № 47, 47а, 47б. В 1882 г. они были притоками ледника Цазги. Находящийся к северу от Цазги каровый ледник № 45 также небольшой: площадь 0,1 км² и длина 0,4 км. Все ледники р. Цаджилдон за 1882—1969 гг. уменьшились в размерах (табл. 98).

Т а б л и ц а 98

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 45—58 за 1882—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
45	760	8,7	0,2	Ледники № 47, 47а, 47б в 1882 г. были притоками ледника № 46
46, 47, 47а, 47б	1740	20,0	2,82	
48	900	10,4	0,45	Единый ледник в 1882 г. к 1969 г. распался на шесть частей. Величина отступления приведена для ледника № 53
49	1130	13,0	0,39	
50	1120	12,9	0,47	
51—56	—	—	2,47	
57—58	—	—	0,50	

В бассейне р. Бугультадон, левой составляющей р. Фиагдон, имеется 10 ледников общей площадью 4,1 км² (№ 49—58). Наиболее крупные ледники Хардотчин (№ 50), Салайцити (№ 49) и № 54. Ледник Салайцити находится к юго-востоку от горы Архон (4156 м). Длина его 0,8 км, площадь 0,2 км². Конец языка ледника находится на высоте 3240 м.

Ледник Хардотчин, или Колота (№ 50), расположен к северу от горы Тепли (4423 м); занимает узкую долину. Морфологический тип — карово-долинный. Наибольшая длина 2,4 км, площадь 1,1 км². Язык ледника на протяжении 200 м закрыт сплошным моренным покровом. Оканчивается он на высоте 3240 м. Известен обвалом льда, происшедшим в середине XIX в.

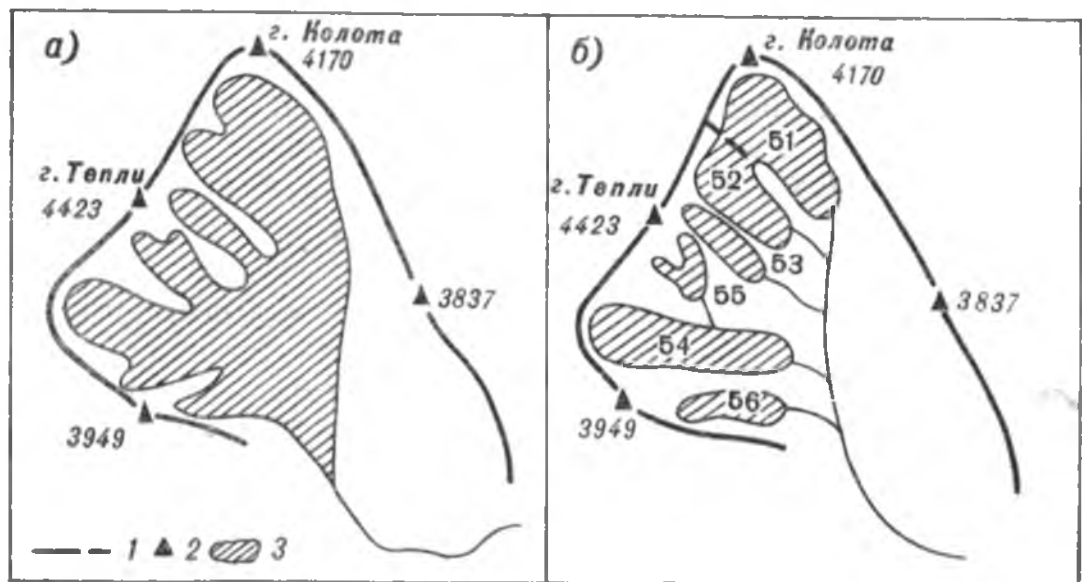


Рис. 44. Схема деградации ледника Суаргомцити.

а — 1882 г., б — 1969 г.; 1 — хребты и ледоразделы, 2 — вершины, 3 — ледники.

В истоках р. Бугультадон в 1882 г. было два ледника, которые к 1969 г. распались, при этом один на две части (ледники № 57, 58), а другой на шесть (ледники № 51—56). Распавшийся на шесть частей ледник в 1882 г. назывался Суаргомцити и имел площадь 4,57 км² (рис. 44). Наибольший, образовавшийся в результате деградации карово-долинный ледник № 53 имеет длину 2,3 км и площадь 0,8 км². Язык его оканчивается на высоте 3040 м. Остальные ледники имеют незначительные размеры — от 0,2 до 0,3 км². Ледники № 57, 58 находятся южнее Суаргомских ледников. Общая их площадь равна 0,5 км². За 1882—1969 гг. размеры всех ледников, находящихся в бассейне р. Бугультадон, уменьшились, при этом наиболее значительно у ледников № 51—56.

В бассейне р. Замарашдон, правой составляющей р. Фиагдон, в районе горы Сивераут (3767 м) находится пять небольших ледников (№ 59—63) общей площадью 1,2 км². Наибольший из них имеет площадь 0,6 км² и длину 1,3 км; площадь остальных 0,1—

0,2 км² каждый. В 1882 г. на месте этих ледников было два, один из которых, находившийся к северу от горы Сивераут, распался на четыре части. Площадь ледников, образовавшихся в результате распада, уменьшилась на 0,94 км², а величина отступления конца языка в направлении ледника № 62 за 1882—1969 гг. равна 850 м (табл. 99).

Таблица 99

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 59—70 за 1882—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьше- шие площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
59	300	3,5	0,1	К 1969 г. ранее единый ледник распался на четыре части. Отступление приведено для № 62
60—63	850	9,8	0,94	
64, 64а	820	9,4	1,2	Ледник № 64а в 1882 г. был притоком ледника № 64.
65—67, 65а	—	—	1,88	К 1969 г. ранее единый ледник распался на четыре части
68—69	—	—	2,01	
70	1030	10,8	0,25	К 1969 г. ранее единый ледник распался на две части

В 2,3 км ниже места слияния рек Бугультадон и Замарашдон в р. Фиэгдон впадают две реки. В истоках правой реки находятся ледники № 64, 64а, а левой — ледник № 48. Ледники № 64, 64а имеют площадь 0,37 км² и находятся к северо-западу от горы Сырху-Барзон (4149 м). Ледник № 64а был в 1882 г. притоком ледника № 64. Ледник № 48 находится к северо-востоку от горы Архон. Площадь его равна 0,2 км², длина 0,8 км. За 1882—1969 гг. размеры ледников № 48, 64, 64а уменьшились (см. табл. 98, 99).

Ледники № 65—69, 65а находятся в истоках р. Цариитдон к северу от гор Сырху-Барзон и Цариутхох. Общая их площадь равна 1,46 км². Ледники расположены двумя группами. Левая состоит из четырех (№ 65—67, 65а), а правая из двух ледников (№ 68, 69). В 1882 г. на месте каждой из этих групп находилось по одному леднику. В первой группе наибольший ледник (№ 66) имеет площадь 0,5 км² и длину 1,0 км, а во второй (№ 68) — соответственно 0,2 км² и 0,8 км. За 1882—1969 гг. площадь ледников уменьшилась и особенно значительно у № 68—69.

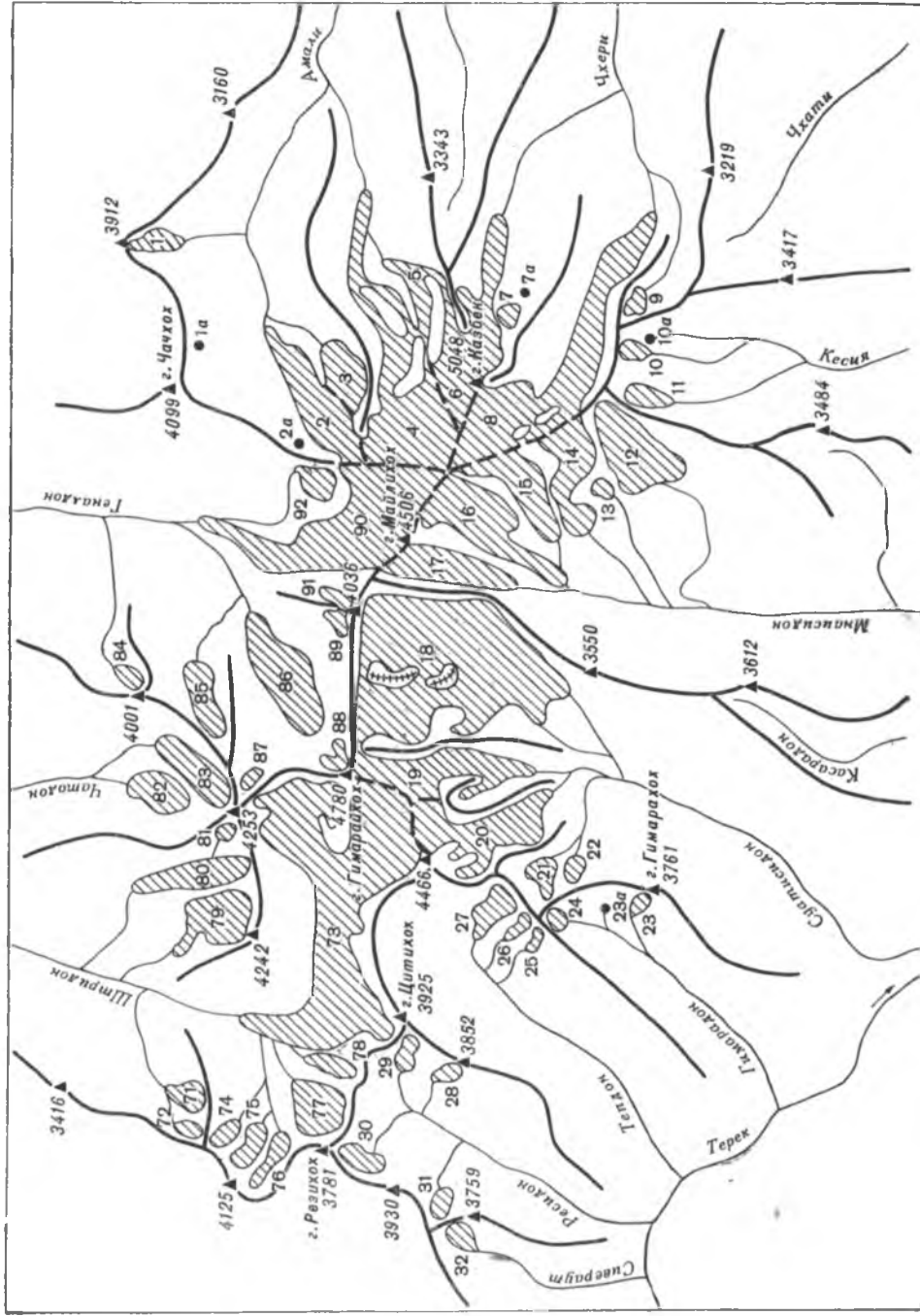


Рис 45. Схема расположения ледников на Главном хребте на участке гора Резихок — гора Казбек.
Усл. обозн. см. рис. 20.

Последний ледник в бассейне р. Фиагдон находится в истоках р. Ахсау. Это небольшой каровый ледник северной экспозиции (№ 70). Площадь его 0,1 км², наибольшая длина 0,6 км. За 1882—1969 гг. площадь уменьшилась на 0,25 км². Конец языка ледника находится на высоте 3500 м.

Река Гизельдон, правый приток р. Ардон, впадающий в него в 0,2 км от устья. Истоки реки лежат на Главном хребте, называемом некоторыми исследователями Боковым. Современное оледенение имеется как в верховьях собственно р. Гизельдон, носящей название р. Штридон, так и правом притоке р. Геналдон (рис. 45). Всего в бассейне находится 22 ледника общей площадью 30,1 км².

В истоках собственно р. Гизельдон сосредоточено 13 ледников общей площадью 18,4 км². Крупнейшим ледником бассейна является сложный долинный ледник Мидагравин (№ 73). К. Н. Россиков [164] называет его Цити. Преобладающая экспозиция у ледника западная. Площадь равна 9,8 км², наибольшая длина 7,6 км (от горы Гимарайхох). Область питания обширная и расположена в огромном цирке, ограниченном вершинами Мидагравинхох (4040 м), Суатисихох (4473 м), Гимарайхох (4780 м), Шаухох (4253 м) и Зейгеланхох (4242 м). Коротким отрогом область питания разделена на две части; большую — южную и меньшую — северную. В месте соединения северной и южной ветвей ледник имеет наибольшую ширину — около 1100 м; течет на запад. У подножья горы Цитихох (3925 м) язык ледника круто поворачивает на север и оканчивается в узком ущелье на крутых «бараньих лбах» на высоте 2830 м. Язык ледника на протяжении почти 500 м закрыт мощным слоем поверхностной морены. Выше по леднику четко прослеживаются до соединения северной и южной ветвей срединная и обе боковые морены. Всего моренным покровом закрыто 0,8 км² ледника.

В 1882 г. ледник Мидагравин имел значительно большие размеры. Он был образован слиянием двух крупных ветвей; к 1969 г. осталась только восточная (рис. 46). Западная ветвь к 1969 г. отчленилась и распалась на пять небольших ледников (№ 74—78). За прошедшее после 1882 г. время от ледника отчленилось еще три небольших притока, наибольший из которых начинался от горы Зейгеланхох. Этот приток впадал в ледник в 1,0 км от его конца и имел длину 1000 м, а площадь 0,54 км². К 1913 г. приток отчленился и уменьшился почти в два раза [67], а к 1969 г. полностью растаял.

За 1882—1969 гг. площадь ледника Мидагравин и отчленившихся от него ледников № 74—78 уменьшилась на 6,7 км². Конец языка за этот же период отступил на 980 м, что составляет в среднем 11,2 м/год. Скорость отступления большей была в 1882—1913 гг. и несколько меньшей в 1913—1969 гг. При этом наименьшие скорости отступления были зафиксированы Россиковым в 1891—1894 гг. (табл. 100).

Величины отступления ледника Мидагравин

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1891—1892	1	8,8	8,8	К. Н. Росиков
1892—1893	1	7,0	7,0	"
1893—1894	1	4,9	4,9	"
1882—1913	31	430	13,9	А. И. Духовской
1913—1969	56	550	9,9	В. Д. Панов
1882—1969	87	980	11,2	"

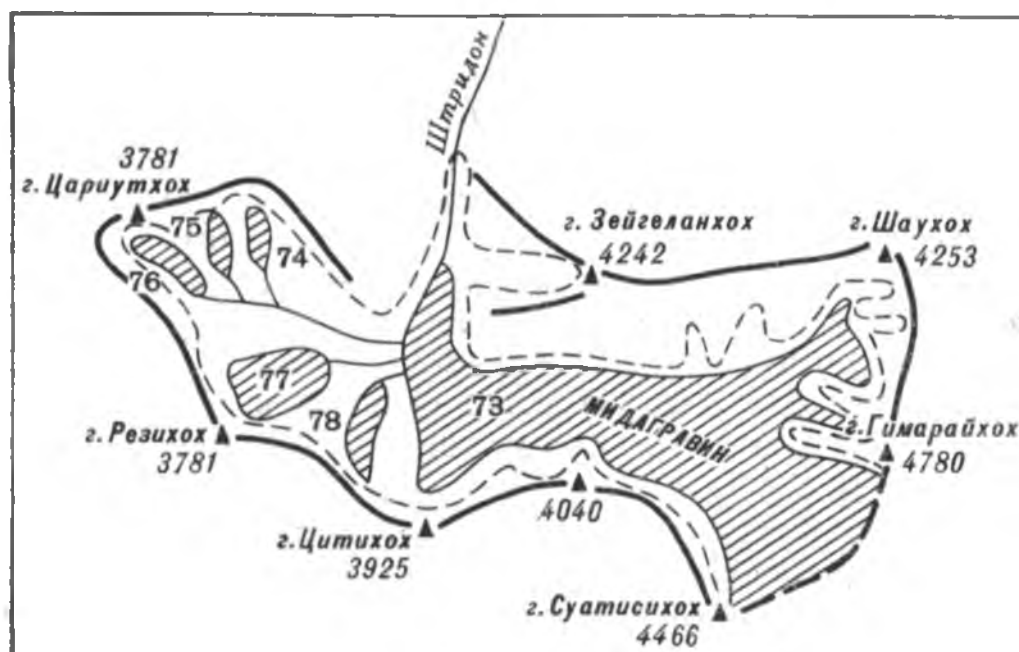


Рис. 46. Схема деградации ледника Мидагравин.

Усл. обозн. см. рис. 25.

К северо-западу от конца языка ледника Мидагравин в 1882 г. находился каровый ледник, называемый Ковалевым [101] Федорком. Площадь его в то время была равна $3,76 \text{ км}^2$. К 1969 г. этот ледник распался на ледники: висячий № 72 и висячий каровый № 71. Размеры ледников: длина $0,4 \text{ км}$ (№ 72) и $0,9 \text{ км}$ (№ 71), площадь соответственно $0,2$ и $0,4 \text{ км}^2$.

В каре, расположенном на северном склоне горы Зейгеланхох (4242 м), начинается карово-долинный ледник № 79, называемый Ковалевым Зейгелан. Площадь ледника равна $0,8 \text{ км}^2$, наибольшая длина $2,0 \text{ км}$. Экспозиция северная. Ледник имеет весьма значительную область питания. Язык короткий, узкий и оканчивается на высоте 2820 м на крутых скалах, в связи с чем в концевой части наблюдаются обвалы льда. Моренный материал на поверхности ледника отсутствует. За 1882—1969 гг. площадь лед-

ника уменьшилась на 0,29 км², а язык ледника отступил на 100 м. Такие незначительные величины уменьшения размеров связаны с тем, что ледник еще в 1959 г. наступал: «Этот ледник представляет особый интерес, так как его конец несколько выдвинулся вперед: ледник и в настоящее время (1959 г. — В. П.) продолжает наступать, в связи с чем на его конце часто происходят камнепады и ледовые обвалы. Причина этого временного наступания ледника Зейгелан, видимо, кроется в местных орографических условиях и в особенностях питания ледника» [101, с. 40].

Из кара, расположенного к северо-западу от горы Шаухох (4253 м), начинается карово-долинный ледник № 80 (название по Левину [126] — Шау, по Ковалеву [101] — Лрцы). Экспозиция северная. Площадь его равна 1,7 км², наибольшая длина 2,6 км. Область питания обширная. Язык широкий, длиной почти 1,3 км, на протяжении 400 м закрыт сплошным покровом моренного материала. Оканчивается он на высоте 2920 м.

В 1882 г. ледник Лрцы принимал с правой стороны два небольших притока. К 1969 г. верхний приток, начинавшийся от горы Шаухох, отчленился и превратился в небольшой висячий ледник № 81. Площадь его равна 0,2 км², длина 0,8 км. Нижний приток отчленился и к 1969 г. растаял.

В истоках р. Чатадон (Цатадон), правого притока р. Гизельдон, в 1882 г. находился один ледник (название по Россикову [165] — Зариу, по Левину [126] и Ковалеву [101] — Цата, по Подозерскому [154] — № 253). К 1969 г. этот ледник распался на ледники № 82 и 83. Расположены они в двухступенчатом каре. Нижний кар занимает каровый ледник № 82, имеющий площадь 1,0 км² и длину 1,3 км. Большая часть его поверхности закрыта мощной толщей моренного материала. В верхнем каре находится висячий каровый ледник № 83. Язык его выходит из кара и спускается несколько ниже области питания ледника № 82, но не соединяется с нею. Площадь ледника 1,1 км², длина 2,0 км. Концы языков ледников находятся: у № 82 на высоте 2860 м, у № 83 на высоте 3350 м. За 1882—1969 гг. все ледники, находящиеся в истоках р. Гизельдон, уменьшились по площади и произошло отступление их языков (табл. 101).

Между Скалистым и Пастбищным хребтами в р. Гизельдон справа впадает р. Геналдон. Ее истоки находятся на северном склоне Бокового хребта. Всего в бассейне р. Геналдон имеется девять ледников общей площадью 11,7 км². Основной ледник Майли (№ 90) известен в литературе под названием Геналдонский. Морфологический тип его сложный долинный. Преобладающая экспозиция северная. Площадь ледника равна 5,9 км², наибольшая длина 6,1 км. Область питания у него довольно обширная и находится к северо-западу от горы Казбек (5048 м). Крутизна поверхности в области питания не превышает 10—15°. В области питания ледник Майли соединяется с ледниками Чач, Девдоракский, Абано, Гергети и Мна. Ширина ледника здесь достигает 4 км, на выходе из области питания уменьшается до 0,5 км, и на

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 71—92
за 1882—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьше- ние площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
71—72	1230	14,1	3,16	В 1882 г. ледник № 72 был притоком ледника № 71. Отступление приведено для ледника № 71
73—78	—	—	6,7	
79	100	1,2	0,29	Ледники № 74—78 в 1882 г. были притоками ледника № 73
80—81	1540	17,7	1,00	
82—83	—	—	1,17	Ледник № 81 в 1882 г. был притоком ледника № 80. Отступление приведено для ледника № 80
84	910	10,5	0,16	
85	470	5,4	0,68	В 1882 г. представляли единый ледник
86—92	—	—	10,84	

протяжении 1,5—2,0 км наблюдается весьма значительный ледопад. Направление ледника в этой части северо-западное.

Ниже ледопада начинается язык ледника, имеющий направление на север. Ширина языка в этой части 500—700 м. Поверхность языка сравнительно ровная, но во многих местах разбита глубокими трещинами. Поверхностные морены развиты слабо, только ниже второго поворота наблюдается у правого склона узкая, довольно мощная боковая морена. Язык ледника в концевой части прижат к правому склону. От левого склона он отодвинут на 80—100 м. Высота низшей точки конца ледника 2360 м (рис. 47).

Конец языка ледника Майли за 1882—1969 гг. отступил на 571 м, т. е. отступал со средней скоростью 6,6 м/год. С 1960 г. отступление конца языка ледника сменилось наступанием. За 1960—1969 гг. наступание оказалось равным 23,2 м (табл. 102).

В 1882 г. ледник Майли имел значительно большие размеры как по длине, так и площади и состоял из нескольких потоков, основными из которых были восточный и западный. К 1969 г. западный поток отчленился от восточного. Восточный поток в настоящее время носит название ледник Майли. Западный поток называется ледником Колка, или Гимарай (№ 86).

Ледник Колка по состоянию на середину сентября 1969 г. был карово-долинным и имел северо-восточную экспозицию. Площадь его была равна 2,5 км², а наибольшая длина 3,2 км. Ледник в то время находился на дне глубокого небольшого цирка. Область питания небольшая. Язык на всем протяжении был закрыт мощным слоем поверхностной морены. Конец языка находился на высоте 2910 м. На склонах цирка, занимаемого ледником Колка,



Рис. 47. Ледник Майли в сентябре 1969 г.

Таблица 102

Величины колебаний конца языка ледника Майли

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1882—1889	7	49	7,0	К. Н. Россиков
1889—1894	5	35	7,0	"
1894—1913	19	295	15,5	А. И. Духовской
1913—1959	46	200	4,3	П. В. Ковалев
1959—1961	2	14,4	7,2	"
1960—1961	1	+0,8	+0,8	В. Ш. Цомая
1961—1962	1	+2,8	+2,8	"
1962—1963	1	+8,6	+8,6	"
1963—1968	5	+10,0	+2,0	"
1968—1969	1	+1,0	+1,0	В. Д. Панов
1882—1969	87	571	6,6	"

расположены три висячих ледника, которые несколько десятков лет назад с ним соединялись и представляли часть его области питания (№ 87—89). Площадь их на 1969 г. равна 1,5 км².

В конце сентября 1969 г. началось интенсивное наступание ледника Колка, которое прекратилось только в начале января 1970 г. За это время язык ледника продвинулся вниз по долине на 4630 м, перекрыв часть конца языка ледника Майли. В связи с этим ледники Майли и Колка после середины сентября 1969 г. можно считать как бы единым ледником. Однако, по нашему мнению, наступивший участок языка ледника в ближайшие несколько лет растает и поэтому рассматриваем их отдельно. Подробно о наступании ледника Колка в 1969—1970 гг. сказано в гл. 7.

Кроме ледника Колка и висячих ледников № 87—89 за 1882—1969 гг. от ледника Майли отчленилось еще два висячих ледника: ледник № 91 находится на его левом склоне в районе вершины 4035 м, а ледник № 92 — на правом склоне в районе вершины 4271 м.

Таким образом, за 1882—1969 гг. площадь ледника Майли и ледников № 86—89, 91, 92 уменьшилась на 10,84 км², или более чем в два раза (площадь ледника Майли в 1882 г. была равна 21,54 км²).

К северу от ледника Колка в узком длинном каре находится каровый ледник № 85, который Ковалев [101] называет Шау. Площадь его равна 0,8 км², наибольшая длина 1,8 км. Экспозиция восточная. Язык ледника на протяжении 200 м закрыт сплошным моренным покровом. Оканчивается ледник на высоте 3475 м. За 1882—1969 гг. площадь ледника № 85 уменьшилась на 0,68 км². Язык ледника за этот период отступил на 930 м.

Севернее ледника Шау на склонах вершин 4001 м находится небольшой висячий ледник № 84. Экспозиция у него северо-восточная. Площадь равна 0,2 км², наибольшая длина 0,8 км. Поверхность ледника крутая, с небольшим числом трещин. Конец языка находится на высоте 3530 м. Размеры ледника № 84, как и всех других, за 1882—1969 гг. уменьшились: площадь на 0,16 км², а язык ледника отступил на 910 м.

Реки, берущие начало с восточного и южного склонов массива Казбек-Цитихох

Массив Казбек-Цитихох — участок Главного хребта, имеющий среднюю высоту около 4500 м. Он является мощным узлом современного оледенения (см. рис. 45). В истоках рек, начинающихся с восточного и южного склонов, находится 37 ледников (№ 1—32, 1а, 2а, 7а, 10а, 23а)¹ общей площадью 52,44 км² (табл. 103).

¹ Сведения о ледниках № 1—22, 1а, 2а, 7а, 10а заимствованы из неопубликованных данных В. Ш. Цомая.

Число и площадь ледников в бассейнах рек массива Казбек-Цитихох
(восточный и южный склон)

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Амали	7	12,89	+ 4 5,5
Чхери	5	8,78	№ 8 6,8
Кесия	3	0,79	№ 11 0,5
Мнаисидон	6	10,9	№ 16 3,4
Суатисидон	5	16,0	№ 18 10,4
Гимарадон	3	0,38	№ 23 0,5
Тепдон	3	0,8	№ 27 0,4
Ресидон	4	1,2	№ 30 0,5
Сивераут	1	0,7	№ 32 0,7
Всего	37	52,44	

Река Амали. Это первый левый приток, в бассейне которого имеются ледники. В истоках р. Амали (Кадахи) расположено семь ледников общей площадью 12,89 км² (№ 1—5, 1а, 2а), два из них являются висячими долинными (№ 2, 4). Площадь наибольшего ледника Девдорацкий (№ 4) равна 5,5 км², наибольшая длина 7,2 км. Область питания ледника занимает северо-восточную часть конуса Казбека, имеет довольно пологий характер до нунатака под названием Шан-Охоч («лед падает»). Нунатак делит ледник на два потока: левый и правый. Главный поток левый, имеет ширину 500—600 м. Направление потока вначале северо-восточное, а затем восточное. Правый поток соединяется с левым у северной оконечности нунатака.

Главный поток Девдорацкого ледника на протяжении 1,5—2,0 км представляет огромный и очень крутой ледопад. Ширина ледника в районе ледопада 200—250 м. Высота его 800—900 м, а уклон достигает 45—65°.

Длина языка ледника ниже ледопада около 1,5 км, а ширина 350—400 м. Почти вся поверхность языка ледника здесь покрыта мощной поверхностной мореной, состоящей из валунов, гранита, розовой лавы, сланцев и мрамора. Оканчивается язык ледника крутым, почти вертикальным обрывом льда с видимой мощностью 40—45 м. Из небольшого грота вытекает р. Амилишка. Низшая точка конца ледника в 1966 г. находилась на высоте 2330 м.

За отступанием конца языка Девдорацкого ледника проводились многочисленные наблюдения начиная с 1863 г. (см. табл. 162 гл. 7). В общем за период с 1863 по 1966 г. ледник Девдорацкий отступил не более чем на 50 м, т. е. практически он находится в стационарном положении. В то же время, по наблюдениям Ковалева [101], язык ледника стал значительно уже и тоньше, а в верховьях произошло даже отчленение небольшого потока

(в 1966 г. — висячий ледник № 2а). Всего за 1882—1966 гг. площадь ледника Девдоракский уменьшилась на 0,46 км².

Девдоракский ледник широко известен своими ледниковыми обвалами, называемыми Казбекскими завалами, которые были отмечены в 1776, 1778, 1785, 1808, 1817, 1832 гг. В 1842 и 1855 гг. ледник был близок к обвалу, однако этого не произошло (Мушкетов, 1882 г.). Значительный обвал отмечен 13/VIII 1832 г. В результате образовалась запруда в долине р. Терека высотой 100 м и длиной около 2 км. Течение р. Терека было остановлено на 8 часов. Плотина состояла из льда, снега и камней и растаяла только через два года.

Объяснить причины возникновения Казбекских завалов пытались многие исследователи [1, 7, 32, 101, 200 и др.]. Выдвинутые ими гипотезы можно объединить в три группы: 1) наступание Девдоракского ледника; 2) обвал второстепенных ледников; 3) селевые потоки. По нашему мнению, основной причиной Казбекских завалов являлось наступание Девдоракского ледника. В то же время обвалы на Военно-Грузинскую дорогу являются ни чем иным, как селями, возникающими в результате наступания ледника.

В последние годы Казбекских завалов не наблюдается. Это объясняется тем, что ледник значительно уменьшился по мощности и поэтому перестал наступать. Величины отступления также довольно незначительные. «Однако, по-видимому, такая относительная стабилизация конца Девдоракского ледника является временной, она соответствует общей физико-географической обстановке Казбекско-Джимарайского массива, в условиях которой все ледники отступают. Небольшое изменение физико-географических условий, влекущее за собой улучшение ледникового питания или уменьшение абляции, может вызвать новую катастрофу, чему могут способствовать большая крутизна ледникового ложа и наличие высокого, крутого, расчлененного трещинами, ледникового обрыва в конце ледника» [7, с. 343].

К юго-западу от ледника Девдоракский находится небольшой висячий ледник Шантор (№ 5). Площадь его 2,4 км², длина 1,7 км. По данным Абиха [1], ледник Шантор впадал в ледник Девдоракский, но уже в 1882 г. его конец находился в 149 м от Девдоракского [101]. К 1912 г. конец ледника Шантор находился от ледника Девдоракский на расстоянии 300 м [67], в 1957 г. на расстоянии не менее 600 м [101], а в 1966 г. — 650 м.

Ледник Чачский (№ 2) находится в истоках левой составляющей р. Амали. Площадь ледника равна 3,7 км², наибольшая длина 4,2 км. В области питания Чачский ледник соединяется с Девдоракским. Из области питания выходит широким потоком язык ледника, оканчивающийся на высоте 3110 м. На поверхности ледника моренного материала почти нет. За период с 1882 по 1966 г. размеры ледника изменились: от ледника отчленилось два потока (ледники № 2а, 3). Площадь ледника Чачский вместе с ледниками № 2а, 3 за 1882—1966 гг. уменьшилась на 0,54 км². Конец

языка в последние годы не отстывает, за 1964—1968 гг. он наступил на 44 м (табл. 104).

Таблица 104

Величины отступления ледника Чачский

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1883—1892	9	121	13,3	К. Н. Россиков
1901—1911	10	113	11,3	А. И. Духовской
1911—1913	2	60	30,0	„
1882—1928	46	400	8,7	Л. А. Варданянц
1964—1968	4	+44	+11,0	В. Ш. Цомае

К северу от ледника Чачский находятся два последних ледника бассейна р. Амали — № 1, 1а. Один из них висячий каровый (№ 1), а другой каровый (№ 1а). Площадь их равна 0,3 и 0,03 км². За 1882—1966 гг. площадь ледника № 1 уменьшилась на 0,28 км², а № 1а на 0,30 км².

В истоках р. Чхери (Орцвери) имеется пять ледников общей площадью 8,78 км² (№ 6—9, 7а). В 3 км от устья р. Чхери принимает левый приток — р. Блота, в истоках которой находится висячий долинный ледник Абано (№ 6). Наибольшая длина равна 4,2 км, площадь 1,6 км². Область питания расположена к востоку от вершины горы Казбек. Ледораздел с областями питания ледников Гергети и Девдоракский выражен в рельефе не особенно четко. Область питания небольшая, но крутая и разбита несколькими ледопадами. Ниже последнего ледопада ширина ледника 350—400 м. Уклон 10—15°. На поверхности языка ледника прослеживаются две хорошо выраженные боковые морены. В 350 м от конца языка морены сливаются между собой, закрывая конец языка по всей ширине. Мощность моренных отложений равна 5—6 м. Язык ледника оканчивается крутым обрывом льда. Мощность льда здесь достигает 40—50 м. Низшая точка конца ледника находится на высоте 2910 м.

За 1882—1966 гг. площадь ледника Абано уменьшилась на 0,31 км². Конец языка с 1860 по 1957 г. преимущественно отступал, после — наступал (табл. 105).

В 1909—1910 гг. от ледника Абано в долину р. Терека сошло несколько весьма значительных селей. Сели разрушили часть Военно-Грузинской дороги и принесли большой ущерб сел. Гергети. Причиной возникновения селей, по мнению Духовского [68], был огромный обвал на ледник с южных склонов вершины Багни.

В истоках собственно р. Чхери находится ледник Гергети (по Подозерскому [154] — ледник Орцвери). Морфологический тип ледника висячий долинный. Площадь равна 6,8 км², наибольшая

Величины колебания конца языка ледника Абано

Годы	Число лет	Величина наступания (+) или отступания, м		Исследователь
		общая	в год	
1860—1910	50	385	7,7	В. Ш. Цомая
1910—1957	47	680	14,5	П. В. Ковалев
1910—1913	3	+47	+15,6	А. И. Духовской
1957—1960	3	+8	+2,6	В. Ш. Цомая
1960—1961	1	13,7	13,7	"
1961—1962	1	0,6	0,6	"
1962—1963	1	+4,6	+4,6	"
1963—1968	5	+13	+2,6	В. Ш. Цомая, О. А. Дробышев

длина 7,4 км. Область питания находится к югу и юго-западу от горы Казбек. Из области питания выходит четыре потока, которые и образуют язык ледника Гергети. Главный поток течет от вершин Казбека и 4511 м в направлении на юг, а затем на восток. Южный поток начинается от вершины Орцвери и впадает в главный поток после его поворота на восток. Оба восточных потока начинаются к юго-востоку от вершины Казбека из одного фирнового поля, отделенного отрогами от фирнового поля, из которого берет начало главный поток. Восточные потоки разделены между собою хицаном, на котором установлена высокогорная метеостанция Казбеги. Правый восточный поток соединяется с главным выше станции, а левый несколько ниже.

Ширина ледника в районе метеостанции достигает 1100—1200 м. Язык ледника в двух местах разбит ледопадами. Первый из них расположен против метеостанции Казбеги и имеет высоту до 80 м при уклоне 50—65°. Второй ледопад расположен примерно в 1 км от конца языка и имеет высоту до 55 м при уклоне 55—65°.

Ниже второго ледопада язык ледника глубокой ложбиной разделяется на две части. Левая часть имеет длину 700—800 м при ширине до 350 м. Правая длиной 350—400 м лежит на верхней правобережной террасе трога [213]. Моренный покров на леднике Гергети развит незначительно. На поверхности прослеживаются небольшие боковые и одна срединная морены. Значительный моренный покров наблюдается на левом восточном потоке, который им закрыт почти полностью. Высота низшей точки языка 2900 м.

За 1882—1966 гг. площадь ледника Гергети уменьшилась на 0,31 км². Величина отступания языка ледника за 1860—1968 гг. равна 1113,2 м, что составляет 10,3 м/год (табл. 106). Ниже конца языка ледника четко прослеживаются четыре конечно-моренных вала, последний из которых Цомая [213] относит к 1860 г.

Величины отступления ледника Гергети

Годы	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м		Исследователь
		общая	в год	
1860—1910	50	350	7,0	А. И. Духовской
1910—1913	3	34	11,3	
1913—1933	20	69	3,4	В. Ш. Цомае, И. М. Кисин
1933—1939	6	60	10,0	В. Ш. Цомае, И. М. Кисин
1939—1946	7	172	24,6	М. С. Санеблидзе
1946—1951	5	250	50,0	В. Ш. Цомае, И. М. Кисин
1951—1952	1	27,3	27,3	В. Ш. Цомае
1952—1953	1	8,9	8,9	"
1953—1954	1	34,1	34,1	"
1954—1955	1	13,4	13,4	"
1955—1956	1	22,4	22,4	"
1956—1957	1	13,0	13,0	"
1957—1958	1	5,9	5,9	"
1958—1959	1	8,0	8,0	"
1959—1960	1	5,9	5,9	"
1960—1962	2	34,3	17,1	"
1962—1963	1	5,0	5,0	"
1963—1968	5	+12,0	+2,4	В. Ш. Цомае, О. А. Дробышев
1860—1968	108	1113,2	10,3	А. И. Духовской, В. Ш. Цомае и др.

К юго-востоку от горы Орцвери (3910 м) находится висячий ледник № 9, имеющий площадь 0,2 км² и длину 0,5 м. За 1882—1966 гг. площадь его уменьшилась на 0,1 км², а язык ледника отступил на 350 м.

Река Кесия. Истоки ее находятся к югу от ледника Гергети. В бассейне имеется три ледника общей площадью 0,79 км² (№ 10, 11, 10а). Большой из ледников висячий (№ 11) расположен в юго-западной части цирка. Площадь ледника 0,5 км², длина 1,6 км. Языки ледников оканчиваются высоко — от 3380 до 3740 м. За 1882—1966 гг. площадь всех ледников уменьшилась на 0,19 км².

Река Мнаисидон. В ее бассейне, расположенном на южном склоне Главного хребта, к югу от гор Казбек и Майлихох, имеется шесть ледников общей площадью 10,9 км² (№ 12—17), из которых четыре висячих (№ 12, 14, 15, 17), один висячий долинный (№ 16) и один каровый (№ 13). Наиболее крупными ледниками являются Денкара (№ 12) и Мна (№ 16).

Площадь ледника Денкара 3,1 км², длина 1,9 км. Он находится к югу от ледника Гергети. Оканчивается на «бараньих лбах» на высоте 3660 м. В 1882 г. ледник Денкара был больше по размерам.

Уменьшение произошло в основном из-за распада ледника на четыре части, одной из которых в 1966 г. и являлся ледник Денкара (№ 12). Остальные три ледника имеют размеры меньше 0,2—1,7 км² (№ 13—15). Всего за 1882—1966 гг. площадь ледников № 12—15 уменьшилась на 1,26 км².

Площадь ледника Мна (№ 16) равна 3,4 км², длина 3,6 км. Область питания обширная и находится к юго-востоку от горы Гимарайхох. В области питания ледник соединяется с ледником Майли. На выходе из области питания ледопад. Ниже ледопада на поверхности ледника появляются морены, которые закрывают весь конец языка. Оканчивается ледник на высоте 2950 м. За 1882—1966 гг. площадь ледника Мна уменьшилась на 0,7 км². Конец языка за это время отступил на 1030 м (табл. 107).

Таблица 107

Величины отступления ледника Мна

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1850—1882	32	240	7,5	А. И. Духовской
1882—1913	31	341	11,0	
1913—1959	46	605	13,2	П. В. Ковалев
1850—1959	109	1220	11,2	В. Ш. Цомае
1966—1968	2	+8	+4,0	
1882—1966	84	1030	12,3	А. И. Духовской, П. В. Ковалев, В. Ш. Цомае, В. Д. Панов

К западу от ледника Мна находится довольно большой висячий ледник № 17. Площадь его равна 1,7 км², длина 2,9 км. В области питания он соединяется с ледником Майли. Оканчивается на высоте 3300 м. К 1966 г., по сравнению с 1882 г., площадь его уменьшилась на 0,3 км², а язык ледника отступил на 600 м.

Река Суатисидон. Впадает слева в Трусовское ущелье. В ее истоках находится пять ледников общей площадью 16,0 км² (№ 18—22). Основными ледниками в бассейне являются Двужычный Суатиси (№ 18), Средний Суатиси (№ 19) и Западный Суатиси (№ 20). Ледник Двужычный Суатиси (№ 18) висячий долинный. Площадь его равна 10,4 км², наибольшая длина 5,2 км. Обширная область питания расположена к югу от вершин Гимарайхох (4780 м), 4311 м и Майлихох (4506 м). Отрогом область питания разделена на две части — восточную и западную. Восточная часть значительно больше западной. В месте соединения восточной и западной частей ширина ледника достигает 3 км. По-

верхность ледника здесь довольно ровная, моренный покров полностью отсутствует. На высоте около 3200 м язык ледника столообразным массивом Олхадзараухох разделяется на два языка. Правый язык значительно длиннее левого. Длина его достигает 350—400 м, а ширина 80—85 м. Поверхностные морены на правом языке отсутствуют. Высота его окончания равна 3100 м. Длина левого языка равна около 100 м при ширине 40—50 м. Оканчивается он на «бараньих лбах» плоской поверхности Олхадзараухох. Моренный покров на нем также отсутствует. Площадь ледника Двужычный Суатиси уменьшилась за 1882—1966 гг. на 0,43 км². Отступление правого языка за этот же период составляет 1250 м (табл. 108).

Таблица 108

Величины отступления ледника Двужычный Суатиси

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
Правый язык ледника				
1882—1913	31	320	10,3	А. И. Духовской
1911—1913	2	35	17,5	„
1913—1959	46	877	19,1	П. В. Ковалев
1959—1960	1	5,8	5,8	„
1882—1966	84	1250	14,9	В. Д. Панов
Левый язык ледника				
1882—1913	31	533	17,2	А. И. Духовской
1913—1959	46	812	17,7	П. В. Ковалев

Ледник Средний Суатиси (№ 19) находится к западу от ледника Двужычный Суатиси, отделяясь от последнего хребтом Даг (Черный), идущим от вершины Гимарайхох. Духовской [68] называет этот ледник Даг-Суатиси. Морфологический тип ледника височий долинный. Площадь 2,9 км², наибольшая длина 4,4 км. Ледник узким потоком (400—500 м) начинается от вершины Гимарайхох. Ширина его постепенно увеличивается и достигает максимальной величины в месте слияния с правым притоком. Правый приток начинается от вершины 4392 м. В двух местах — выше впадения правого притока и ниже — ледник разбит весьма значительными ледопадами. Язык ледника ниже второго ледопада пологий (5—10°), шириной около 300 м. Огромной продольной ложбиной конец языка разделяется на две части. Левая часть примерно на 200 м длиннее правой и имеет ширину 200—250 м. Ширина правой части 100—150 м. Оканчиваются обе части лед-

ника обрывами льда мощностью до 45—55 м. Ниже второго ледопада на поверхности ледника появляются боковые морены. Более мощная левая. Примерно в 150 м от места разделения языка ледника на две части они сливаются, закрывая ледник моренным чехлом. Толщина его 0,3—0,5 м, местами 3—5 м, у конца языка и у подножий склонов 2—3 м и более. Высота низшей точки конца языка ледника 3040 м.

Площадь ледника Средний Суатиси за 1882—1966 гг. уменьшилась на 0,55 км², а длина ледника на 290 м., т. е. ледник отступал со средней скоростью 3,5 м/год. Только в отдельные годы (1912—1913) скорость отступления у ледника достигала больших значений (табл. 109). Причиной замедленного отступления является то, что у ледника Средний Суатиси довольно значительная область питания, а также то, что конец языка ледника закрыт мощным чехлом поверхностной морены, предохраняющим лед от интенсивного таяния.

Т а б л и ц а 109

Величины отступления ледника Средний Суатиси

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1882—1913	31	85	2,7	А. И. Духовской
1912—1913	1	25,6	25,6	
1913—1959	46	80	1,7	П. В. Ковалев
1959—1960	1	0	0,0	
1967—1968	1	1	1,0	В. Ш. Цомае
1982—1966	84	290	3,5	В. Д. Панов

Со склонов горы Суатисихох (4466 м) берет начало ледник Западный Суатиси (№ 20), называемый Духовским [68] Сырх-Суатиси. Номер ледника по Подозерскому — № 229, однако на карте, приложенной к его работе, поставлен № 230, что представляется ошибкой. Морфологический тип ледника висячий долинный. Язык ледника образуется от слияния двух потоков, из которых северный больше. По выходе из фирнового бассейна язык ледника разбит ледопадом. Ниже ледопада ледник крутой и оканчивается на «бараньих лбах» на высоте 3000 м. В 1882 г. ледник Западный Суатиси оканчивался двумя концами языков; к 1913 г. [68] остался только один.

Начиная от ледопада, на языке ледника прослеживается правая боковая морена, которая ниже расширяется, образуя сплошной моренный чехол в концевой части. Толщина моренного покрова незначительна.

Площадь ледника Западный Суатиси за 1882—1966 гг. уменьшилась на 0,72 км², что значительно больше, чем у ледников

Средний Суатиси и Двухязычный Суатиси (в процентном отношении). Отступление конца языка ледника за этот период равно 1230 м.

В 1882 г. в долине р. Суатисидон, к юго-западу от ледника Западный Суатиси, находилось три небольших каровых ледника общей площадью 0,74 км². К 1959 г. два более южных ледника растаяли [101], а оставшийся распался на две части (ледники № 21, 22). Оба ледника расположены в обширном каре. Общая их площадь 0,4 км². За 1882—1969 гг. площадь обоих ледников уменьшилась на 0,26 км².

Реки Гимарадон, Тепдон, Ресидон и Сивераут. В их истоках, начинающихся с южного склона Главного хребта, находится 11 ледников общей площадью 3,08 км² (№ 23—32, 23а). Наибольшее число и площадь ледников в бассейне р. Ресидон, а наименьшее — р. Сивераут (см. табл. 103). Большая часть ледников — каровые и висячие каровые и только один висячий. Размеры у них небольшие: не превышают по длине 1,4 км и площади 0,7 км².

ГЛАВА 5. ЛЕДНИКИ ПРАВЫХ ПРИТОКОВ р. ТЕРЕКА

Реки, берущие начало с Водораздельного хребта

Правые притоки р. Терека начинаются на склонах как Главного, так и Водораздельного хребтов (рис. 48—50). Всего в их бассейнах насчитывается 105 ледников общей площадью 40,8 км² (табл. 110). В этой же главе рассматриваются ледники, находящиеся в истоках собственно р. Терек, поскольку они расположены на Водораздельном хребте.

Таблица 110

Число и площадь ледников в бассейнах правых притоков р. Терека и в его истоке

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Терек (исток)	5	1,95	№ 34 0,8
Цоцолтадон	4	1,1	№ 40 0,4
Десикомидон	4	0,8	№ 42 0,3
Шави-Арагви	5	1,5	№ 49 0,5
Кистинка	11	5,6	№ 55 2,0
Армхи	8	2,46	№ 68 0,9
Сунжа	68	27,39	№ 36 2,7
Всего	105	40,8	

В истоках собственно р. Терек, находящихся на северном склоне Водораздельного хребта на участке между горами Зилгахох (3857 м), Цил (3659 м), Каласан (3830 м), расположено пять

ледников общей площадью 1,95 км² (№ 33—36, 36а). Все они каровые, кроме небольшого висячего ледника № 36а. Из большего — № 35, находящегося к северу от горы Цил и называемого некоторыми исследователями ледником Зилга, начинается р. Терек. Площадь его равна 0,8 км², наибольшая длина 1,6 км. Оканчивается язык ледника на высоте 3210 м — эта высота и является высотой истока р. Терека.

К северо-востоку от ледника № 35 находятся ледники № 36, 36а, которые в 1882 г. вместе с ним составляли единый ледник,

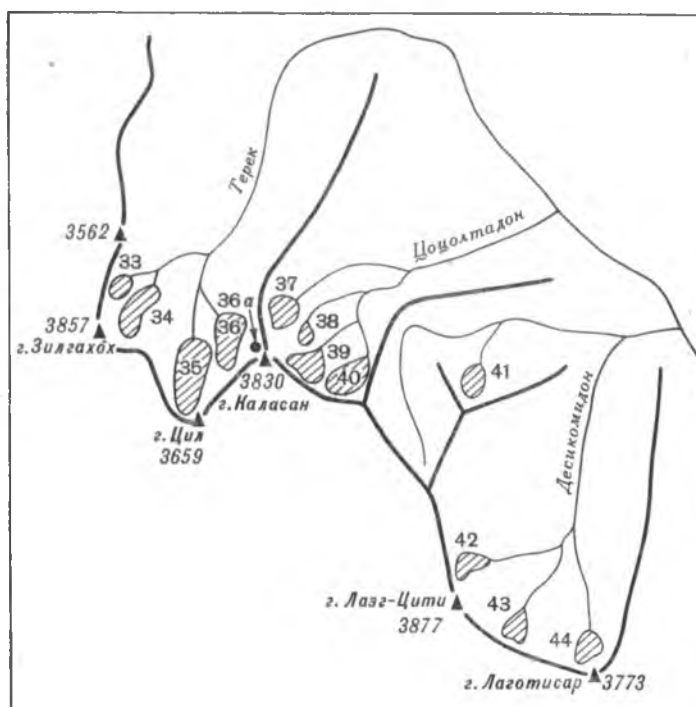


Рис. 48. Схема расположения ледников на Водораздельном хребте в истоках р. Терека.

Усл. обозн. см. рис. 20.

имевший площадь 2,9 км². В результате распада и отступления к 1966 г. площадь ледников № 35, 36, 36а уменьшилась на 1,45 км², а ледник № 35 отступил на 770 м, что составляет 9,2 м в год.

Остальные два ледника истоков р. Терека находятся к северо-западу от ледника № 35. В 1882 г. они составляли один ледник площадью 0,74 км². Площадь их в 1966 г. была равна 0,5 км².

Первым правым притоком, в бассейне которого имеется современное оледенение, является р. Цоцолтадон. В ее бассейне находится четыре ледника общей площадью 1,1 км² (№ 37—40, рис. 48). Ледники небольшие и расположены в обширном многокамерном цирке к северо-востоку от горы Каласан. В 1882 г.

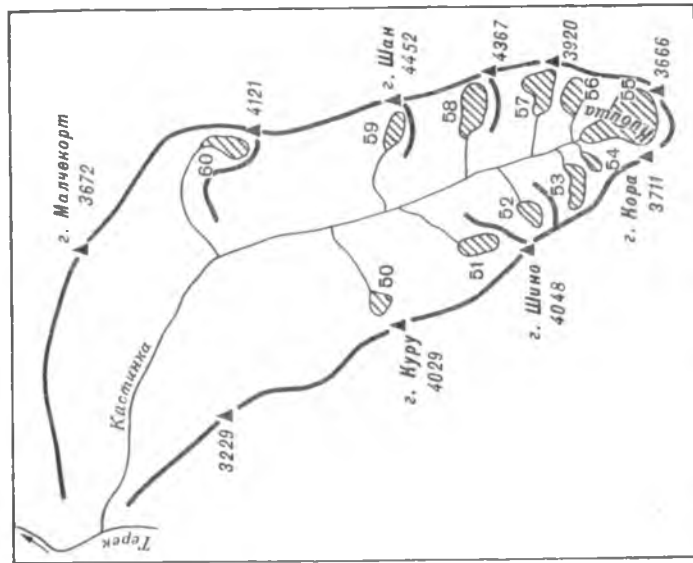


Рис 50. Схема расположения ледников в бассейне р. Кистинка.

Усл. обозн. см. рис. 49.

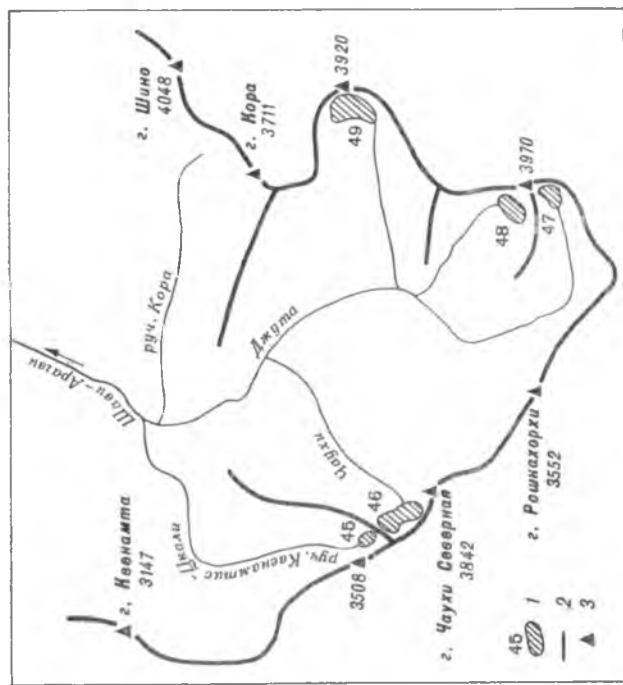


Рис 49. Схема расположения ледников в бассейне р. Шав-Арагви.

1 — ледники и их номера, 2 — хребты, 3 — вершины.

здесь было два ледника, один из которых распался на три (№ 37—39), в связи с чем к 1966 г. произошло увеличение числа ледников. Площадь ледников № 37—39 к 1966 г. уменьшилась на 0,55 км², а № 40 — на 0,13 км².

Истоки р. Десикомидон находятся на Водораздельном хребте. Здесь расположены четыре ледника общей площадью 0,8 км² (№ 41—44), из которых три каровых и один висячий каровый (№ 41). Ледник № 41 находится в районе горы Цитицун (3636 м), ледники № 42, 43 в районе горы Лазг-Цити (3877 м) и ледник № 44 в районе горы Лаготисар (3737 м). За 1882—1966 гг. площадь всех ледников уменьшилась на 0,65 км², при этом у ледника № 43 на 0,35 км².

В бассейне р. Шави-Арагви имеется пять ледников общей площадью 1,5 км² (№ 45—49), из которых четыре каровых и один висячий (№ 48). Все ледники имеют небольшие размеры. Наибольший ледник № 49 имеет площадь 0,5 км² и длину 0,8 км. Находится он в истоках р. Джавартхорхицкали. Площадь всех ледников бассейна р. Шави-Арагви уменьшилась за 1882—1966 гг. на 0,91 км² (рис. 49).

Река Кистинка

Истоки р. Кистинка лежат на северном склоне Главного хребта на участке между горами Шино (4048 м), Кора (3711 м) и Шан (4452 м). Всего в бассейне имеется 11 ледников (№ 50—60) общей площадью 5,6 км² (см. рис. 50). Почти все ледники имеют площадь не более 0,6 км², за исключением долинного ледника Кибиша (№ 55). Его длина 1,7 км, площадь 2,0 км². Область питания ледника Кибиша обширная и находится в каре к северу и северо-востоку от горы Кора и вершины 3666 м. Язык ледника короткий, в связи с чем ледник можно было бы отнести к карово-долинным. Язык ледника на протяжении 400 м закрыт сплошным моренным чехлом довольно значительной мощности. Конец языка расположен на высоте 3200 м.

Таблица 111

Величины отступления ледника Кибиша

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1893—1894	1	48	48,0	К. Н. Россиков
1893—1905	12	167	13,9	В. В. Дубянский
1893—1912	19	395	20,8	А. И. Духовской
1912—1919	1	26	26,0	"
1964—1968	4	57	14,2	В. Ш. Цомае
1881—1966	85	1100	13,0	В. Д. Панов

Величины отступления и уменьшения
площади ледников № 50—52, 58—60
за 1881—1966 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Величина уменьшения площади, км ²
	общая	в год	
50	400	4,7	0,48
51	370	4,4	0,20
52	540	6,4	0,24
58	440	5,2	0,57
59	1170	13,8	0,98
60	930	10,9	0,46

За 1881—1966 гг. ледник Кибиша сильно изменился: он уменьшился по длине, площади и одновременно от него отчленилось четыре небольших притока (в 1966 г.—ледники № 53, 54, 56, 57), площадь которых равна 1,4 км². В результате отступления и деградации площадь ледников № 53—57 уменьшилась на 1,39 км². Конец языка ледника Кибиша за этот же период отступил на 1100 м (табл. 111).

Остальные ледники бассейна р. Кистинка расположены к северу от ледника Кибиша: № 50—52 — на левом, а № 58—60 — на правом склоне долины. Площадь у них равна 0,2—0,6 км², длина 0,7—1,7 км. Размеры ледников за 1881—1966 гг. уменьшились довольно значительно (табл. 112).

Река Армхи

Река протекает по восточной части продольной депрессии, расположенной между Скалистым хребтом на севере и Главным на юге. Всего в бассейне р. Армхи имеется восемь ледников (№ 61—67, 61а) общей площадью 2,46 км². Все ледники расположены на Главном хребте, при этом ледники имеются как в истоках собственно р. Армхи, называемой некоторыми авторами р. Амаль-Чоч [30], так и левого притока р. Шондон (рис. 51).

Наибольшим в бассейне является карово-долинный ледник Кидагано (№ 67), который находится в истоках собственно р. Армхи. Однако р. Армхи «вытекает не из-под ледника непосредственно, а из-под вала конечной морены и впервые появляется на поверхности в 2,5 км от конца ледника на абсолютной отметке 2085 м. Затем она еще два раза исчезает, как бы «ныряет» под следующими валами и окончательно появляется на поверхности только у коша Бисары, на абсолютной отметке 1585 м» [30, с. 37]. Ледник занимает обширный узкий цирк, окруженный с трех сторон вершинами Мартинисмта (3899 м), Маамгос (3881 м), Чимочисмагали (3823 м). Длина его 1,7 км и площадь 0,9 км². На склонах цирка, который занимает ледник, находится много небольших каров различных размеров. В некоторых из них имеются снежники, другие же, расположенные ниже, лишены их. Область питания у ледника небольшая. Основная роль в питании принадлежит лавинам, сходящим по крутым склонам области питания. Из области питания лед выходит в виде двух узких потоков льда, разделенных между собою хицаном. Оба потока представляют ледо-

пады высотой около 100 м. Ниже ледопадов начинается собственно язык ледника, который на протяжении почти 700 м закрыт сплошным моренным покровом мощностью 40—50 см, а местами до 100—150 см. Язык ледника по бокам сопровождают две мощные береговые морены, относительная высота которых над ледником достигает 60—70 м в концевой и 40—50 м в средней

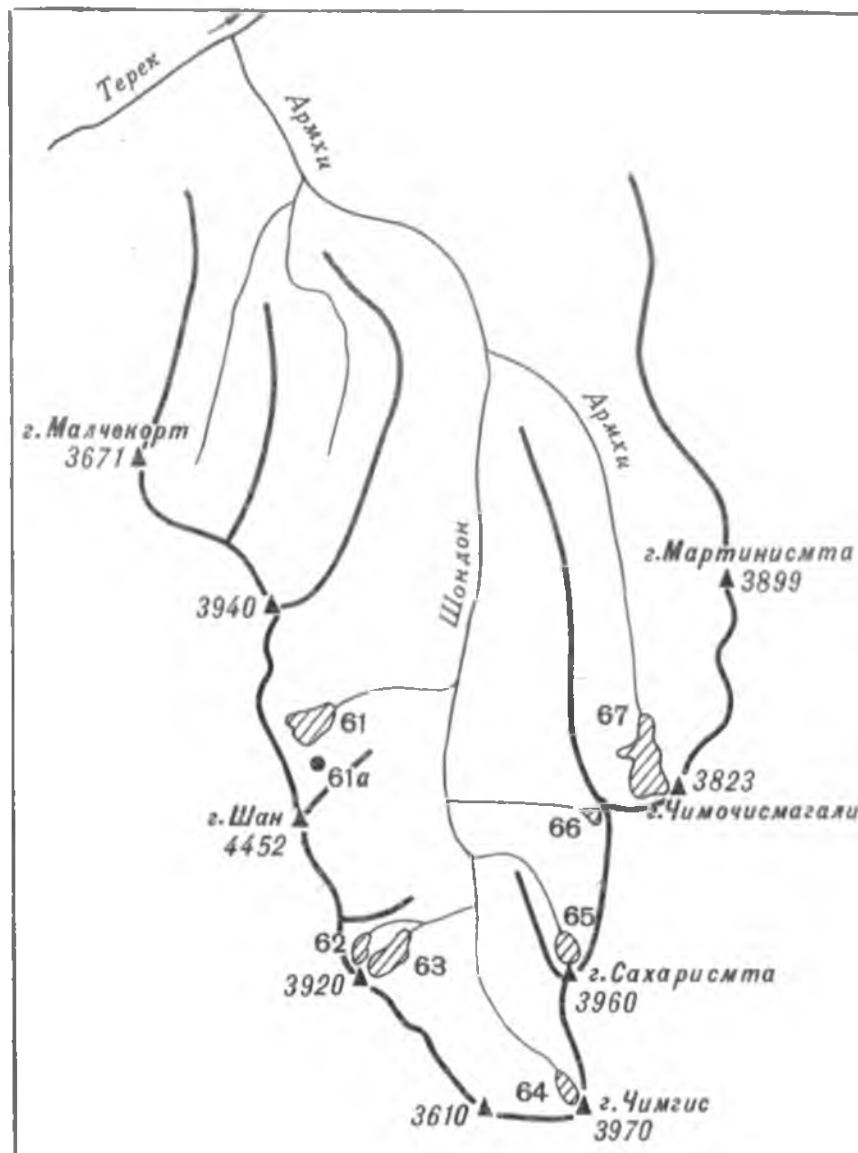


Рис. 51. Схема расположения ледников в бассейне р. Армхи.

Усл обозн. см. рис. 20.

части ледника. Конец языка расположен на высоте 2840 м. Ниже конца языка по долине прослеживается несколько конечно-моренных валов, свидетельствующих о том, что Кидагано был довольно активным. В настоящее время ледник Кидагано находится в стадии отступления. За 1881—1966 гг. он отступил на 1740 м, что составляет 20,5 м/год. В то же время площадь ледника уменьшилась на 1,41 км².

Все остальные ледники в бассейне небольшие по размерам (0,06—0,4 км²) и находятся в районе следующих вершин: Шан

(№ 61, 61a), 3920 м (№ 62, 63), Чимгис (№ 64), Сахарисмта (№ 65) и Чимочисмагали (№ 67). За 1881—1966 гг. площадь всех ледников в бассейне р. Армхи уменьшилась на 2,48 км², из которых 1,41 км² приходится на ледник Кидагано. Величины отступания изменяются от 1740 м (№ 68) до 120 м (№ 65).

Река Сунжа

Река Сунжа является последним притоком р. Терека, имеющим в своем бассейне современное оледенение. Начинается р. Сунжа из родников на массиве Ергинкорт (Лесистый хребет). Все основные притоки впадают в нее справа (Асса, Фортанга, Гехи, Гойта, Аргун, Хулхулау). К 1969 г. в бассейне р. Сунжа ледники сохранились только на Главном хребте, хотя еще в конце XIX в. находились и на Водораздельном хребте. Всего в 1969 г. здесь отмечено 68 ледников общей площадью 27,39 км². Ледники сосредоточены в бассейнах следующих притоков р. Сунжа: Асса, Чанты-Аргун и Шаро-Аргун (табл. 113).

Таблица 113

Число и площадь ледников по отдельным притокам р. Сунжа

Река	Число ледников	Площадь ледников, км ²	Номер крупнейшего ледника и его площадь, км ²
Асса	10	3,78	№ 6 1,1
Чанты-Аргун	24	6,02	№ 22 2,4
Шаро-Аргун	34	17,59	№ 36 2,7
Всего	68	27,39	

Река Асса. В бассейне р. Асса сосредоточено 10 ледников общей площадью 3,78 км². Все ледники расположены в истоках рек Сарту (№ 1a), Ахиелис-Цкали (№ 1—3), Нелх (№ 4—7) и Гулойхи (№ 8, 9). Истоки рек находятся на Главном хребте, разделенном р. Асса на два массива: Чимочисмагали-Мартинисмта и Махисмагали (рис. 52). В истоках собственно р. Асса, находящихся на северном склоне Водораздельного хребта, в настоящее время ледников нет, несмотря на то, что еще в 1887 г. они были.

Ледники бассейна р. Асса преимущественно небольших размеров. Наибольший из них (№ 6) не превышает 1,1 км². Все ледники находятся на весьма значительных высотах и занимают глубокие затененные кары северной или северо-восточной экспозиции. Ледник № 6 находится в истоках р. Нелх. Морфологический тип — карово-долинный. Площадь ледника равна 1,1 км², наибольшая длина 1,8 км. Ледник образуется от слияния двух небольших потоков льда, начинающихся к северу от горы Махисмагали. Юго-западнее ледника № 6 расположены ледники № 4 и 5, которые

в 1887 г. были его притоками. За 1887—1969 гг. площадь ледников № 4—6 уменьшилась на 0,44 км². За эти же годы ледник № 6 отступил на 500 м.

В истоках р. Ахиелис-Цкали, левого притока Ассы, находятся ледники № 1—3 общей площадью 1,2 км². Два из них каровые, а один (№ 2) карово-долинный, который занимает обширный кар

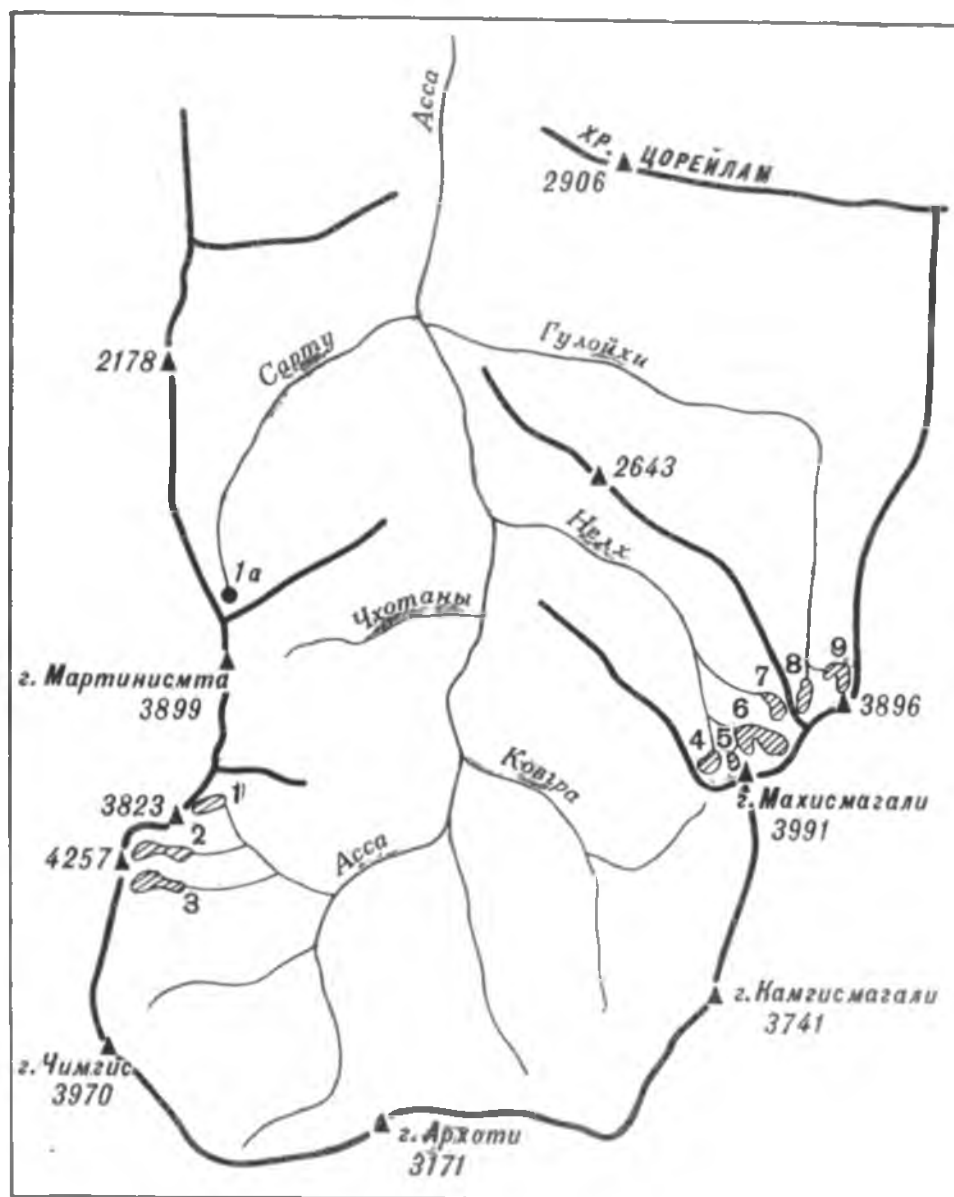


Рис. 52. Схема расположения ледников в бассейне р. Асса.

Усл. обозн. см. рис. 20.

между горой Чимочисмагали и вершиной 4257 м. Все ледники бассейна р. Асса за 1887—1969 гг. уменьшились в размерах (табл. 114).

Река Чанты-Аргун (Аргун). Истоки лежат на Водораздельном хребте. Несколько севернее Водораздельного проходит Главный хребет, разделенный р. Чанты-Аргун и ее притоками на несколько массивов: Махисмагали-Камгисмагали, Чаухи-Ардогистави, Маистисмта-Тебулосмта. К этим массивам в основном и приурочено современное оледенение. Всего в бассейне имеется 24 ледника

общей площадью 6,02 км² (рис. 53). От ледников начинаются небольшие притоки р. Чанты-Аргун, такие как Гуро-Цкали, Рубис-Цкали, Шатели, Мешехи, Алердой, Махкос-Цвери, Кхонис-Цкали, Блухапего, Маистыхи и Тюалой.

Истоки р. Гуро-Цкали (Гури-цхали) лежат между горами Таниэ (3491 м) и Камгисмагали (3741 м). Здесь расположен ледник № 14, или Таниэ. Морфологический тип его каровый. Длина 0,7 км и площадь 0,2 км². Язык ледника оканчивается на высоте 3080 м. За 1887—1969 гг. ледник весьма значительно уменьшился по площади — на 0,88 км². Язык отступил за это же время на 900 м.

Таблица 114

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 1—3, 7—9, 1а за 1887—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²
	общая	в год	
1а	500	6,1	0,07
1	700	8,5	0,45
2	530	6,5	0,4
3	670	8,2	0,4
7	850	10,4	0,3
8—9	700	8,5	0,36

Примечание. Ледник № 9 в 1887 г. был притоком ледника № 8; величина отступления приведена для ледника № 8.

Таблица 115

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 10—13, 10а и 13а за 1887—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²
	общая	в год	
10а	950	10,6	0,34
10	480	5,9	0,31
11	250	3,1	0,20
12	300	3,7	0,18
13, 13а	570	7,0	0,37

Примечание. Ледники 13 и 13а в 1887 г. представляли единый ледник. Отступление приведено для ледника № 13.

В 3,5 км севернее р. Гуро-Цкали в р. Чанты-Аргун впадают: слева — р. Рубис-Цкали, справа — р. Алердой. В истоках р. Рубис-Цкали находятся два каровых ледника (№ 13, 13а), которые в 1887 г. были единым ледником. В настоящее время площадь их равна 0,2 и 0,09 км² соответственно. В истоках р. Алердой имеется каровый ледник № 14а площадью 0,08 км². Размеры всех этих ледников за 1887—1969 гг. уменьшились (табл. 115).

Река Шатели — левый приток р. Аргун; впадает в 6 км ниже р. Рубис-Цкали. Образуется она от слияния двух рек. В истоках левой составляющей имеется три ледника (№ 10—12), в истоках правой ледников нет. Все три ледника каровые. Ледники № 11, 12 находятся в одном обширном цирке: № 11 в северной его части, а № 12 в южной. Размеры ледников, длина — по 0,4 км, площадь 0,1 км². Ледник № 10 находится к северу от ледника № 11. Длина его равна 0,6 км, площадь 0,2 км². Язык ледника оканчивается на высоте 3360 м и на протяжении 200 м закрыт сплошным покровом моренного материала. Величины уменьшения

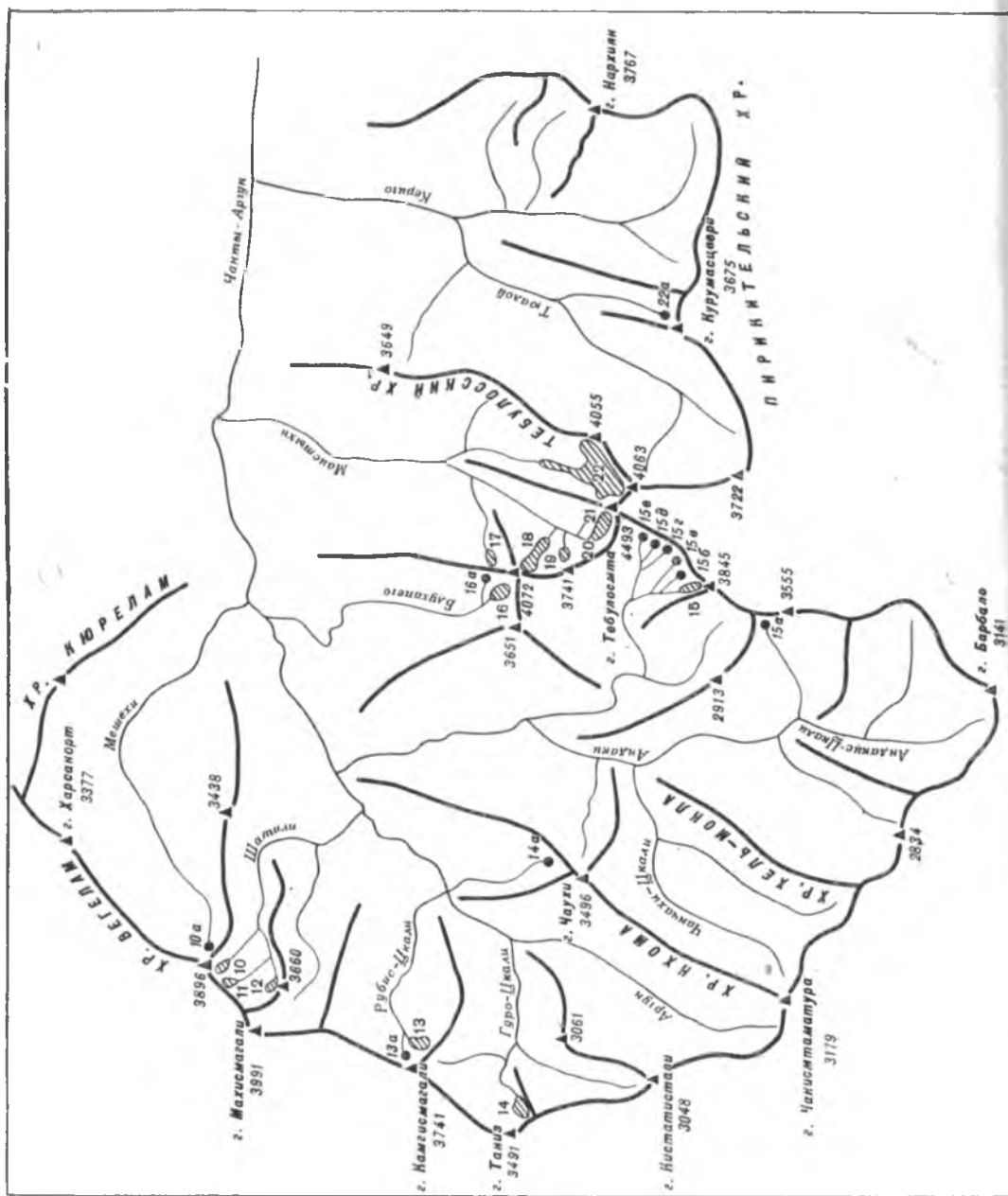


Рис. 53. Схема расположения ледников в бассейне р. Чантай-Аргун.

Усл. обозн. см. рис. 20.

размеров ледников № 10—12 за 1887—1969 гг. приведены в табл. 115.

В бассейне р. Андаки, крупного правого притока р. Аргун, находится семь небольших ледников общей площадью 0,63 км², из которых один (№ 15а) расположен в истоке р. Махкос-Цвери, а остальные шесть (№ 15, 15б—е) в истоке р. Кхонис-Цкали.

Все ледники р. Андаки висячие. Их языки оканчиваются на довольно значительной высоте, но несмотря на это, мощность ледников небольшая и не превышает 20 м (определена визуально по обрывам льда у конца языка). Значительный расход вещества ледников происходит в результате обвалов льда. За 1888—1969 г. общее уменьшение площади ледников № 15, 15 а—е оказалось равным 0,85 км². Величины отступления при этом у них самые различные и изменяются от 220 м (№ 15е) до 460 м (№ 15).

Река Блухапего (р. Блуха), правый приток р. Аргун, впадает в нее в 1 км выше устья р. Мешехи. В ее бассейне находится два каровых ледника (№ 16, 16а), один из которых имеет северную экспозицию (№ 16), а другой северо-западную. Ледник № 16 занимает обширный кар к северо-западу от горы Малетисмта (4072 м). Длина его равна 1,0 км, а площадь 0,4 км². Ледник № 16а в 1888 г. был притоком ледника № 16. Занимает он небольшой кар под вершиной 3855 м. Длина его 0,2 км, площадь 0,06 км². Всего за 1888—1969 г. площадь ледников № 16, 16а уменьшилась на 1,04 км². Язык ледника № 16 за этот же период отступил на 1450 м или отступал со средней скоростью 17,9 м/год. Весьма значительные величины уменьшения размеров ледников № 16—16а, по всей вероятности, связаны не столько с низким положением конца языка в 1888 г. (2920 м), сколько с почти полным отсутствием моренного материала на поверхности ледника № 16.

Река Маистыхи небольшой, но полноводный правый приток р. Чанты-Аргун. Всего в бассейне имеется шесть ледников (№ 17—22) общей площадью 3,8 км².

Ледник Тебулос (№ 22) долинный. Область питания находится в узком, глубоком каре (средняя ширина 700 м), ограниченном с запада горой Тебулосмта (4493 м), а с юга горой без названия высотой 4063 м. Поверхность ледника здесь пологая с уклоном около 10°. В питании ледника большая роль принадлежит лавинам, с чем и связано такое низкое положение конца языка. Язык длинный, узкий. Ширина его в верхней части не превышает 400 м, а в нижней 200—300 м. Он разбит тремя ледопадами, из которых верхний находится в 1700 м, а средний в 850 м от конца языка. Высота верхнего ледопада 50—70 м, среднего — 30 м. Нижний ледопад расположен в 400 м от конца языка, высота его не превышает 10—20 м. В районе верхнего ледопада в ледник справа от вершины 4055 м впадает приток, имеющий длину около 1300 м. Морены на леднике развиты хорошо, при этом как боковые, так и срединная. Все морены начинают четко прослеживаться ниже первого ледопада и в 300 м от конца языка сливаются. Язык оканчивается на высоте 2890 м.

За 1888—1969 гг. ледник Тебулос уменьшился по площади на 0,56 км². Язык ледника за этот же период отступил на 930 м., т. е. средняя скорость отступления была равна 11,5 м/год. За эти же годы произошло повышение конца языка с 2814 м в 1887 г. до 2890 м в 1969 г.

Ледники № 17—21 находятся в истоках левого притока р. Маистыхи. В 1888 г. на месте этих ледников было только два ледника, один из которых (№ 138 — по Подозерскому [154]) к 1969 г. распался на четыре (№ 18, 19, 20, 21). При этом площадь всех этих четырех ледников к 1969 г. уменьшилась на 1,11 км². За этот же период ледник № 18 отступил на 500 м, а ледник № 20 — на 1700 м. Ледник № 17 за 1888—1969 гг. уменьшился по площади на 0,1 км², а конец его языка отступил на 400 м.

В 10 км ниже устья р. Маистыхи р. Чанты-Аргун справа принимает довольно крупный приток р. Кериго. В истоках ее левого притока р. Тюалой в 1888 г. находилось два ледника, один из которых в каталоге ледников Подозерского не значится. К 1969 г. ледник, находившийся к востоку от вершины 4063 м, растаял. Второй ледник (№ 22а) находится в каре под горою Курумас-Цвери (3675 м). Это каровый ледник северной экспозиции. Длина его 0,3 км, площадь 0,07 км². Размеры ледника за 1888—1969 гг. уменьшились по сравнению с другими ледниками незначительно: площадь на 0,04 км², а конец языка отступил на 300 м.

Река Шаро-Аргун. Всего в бассейне находится 34 ледника общей площадью 17,59 км² (№ 23—50, 28а, 35а, 40а, 41а, 44а, 47а). Ледники расположены на Главном хребте, имеющем здесь название Пирикительский (на участке от горы Китерчия до горы Диклосмта) и Снеговой (далее к востоку от горы Диклосмта). Северным водоразделом рек Шаро-Аргун и Чанты-Аргун является хребет Кобулам, который имеет пологий северный склон в сторону р. Чанты-Аргун и короткий крутой в сторону р. Шаро-Аргун. С Главного хребта р. Шаро-Аргун принимает свои основные притоки: Хуландойахк, Данейламхи, Чесой-Ламурахи, в истоках которых и сосредоточены все ледники бассейна р. Шаро-Аргун (рис. 54).

В истоках р. Шаро-Аргун находится пять ледников общей площадью 3,3 км² (№ 23—27). Наиболее значительный из них карово-долинный Качу (№ 26), имеющий площадь 2,2 км² и длину 2,9 км. Занимает он обширный кар к востоку от горы Качу (3942 м). Образуется из двух потоков, текущих навстречу друг другу. От места слияния на северо-запад течет короткий язык ледника, оканчивающийся на высоте 3040 м (рис. 55). Более крупный поток правый, начинающийся от горы Шаихкорт (3951 м). На леднике четко прослеживаются две боковые и одна срединная морены. Срединная морена начинается от задней стенки кара. Морены соединяются в 500 м от конца языка, образуя сплошной моренный покров. Ниже конца языка на протяжении 100 м местами прослеживается погребенный лед. Мощность льда у конца ледника незначительная и не превышает 3—5 м. За 1888—1969 гг. площадь

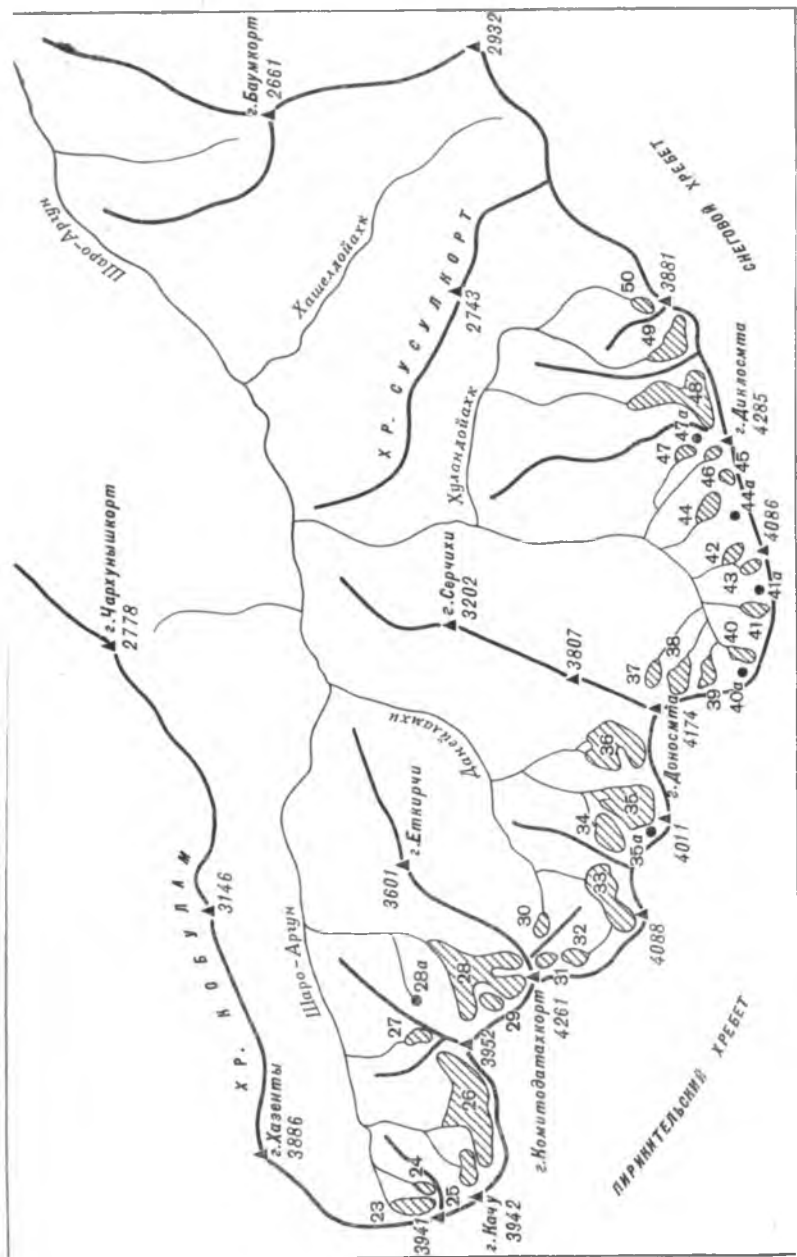


Рис. 54. Схема расположения ледников в бассейне р. Шаро-Арғун.

Усл. обозн. см. рис. 20.

ледника Качу уменьшилась на 1,67 км². Такое значительное уменьшение вызвано тем, что ледник в 1888 г. принимал с правой стороны приток, который уже к 1960 г. полностью растаял. Конеч язык ледника за этот же период отступил на 510 м, т. е. ледник отступал со средней скоростью 6,3 м/год.

К северу от горы Китерчия (3941 м) находятся ледники № 23, 24. Ледник № 23 карово-долинный, № 24 — висячий каровый. Размеры: площадь 0,4 и 0,2 км², а длина 1,4 и 0,6 км. В области питания ледники соединяются. Оканчиваются они на довольно большой высоте — 3520 м (№ 24) и 3360 м. К югу от горы Китерчия расположен ледник № 25, имеющий площадь 0,3 км². Размеры ледников № 23—27 за 1888—1969 гг. довольно значительно уменьшились (табл. 116).

Таблица 116

Величины отступления и уменьшения площади ледников № 23—27, 28а за 1888—1969 гг.

Номер ледника	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
23, 24	520	6,4	0,9	В 1888 г. были единым ледником, отступление приведено для ледника № 23
25	1100	13,6	0,51	
26	510	6,3	1,67	
27	1330	16,4	0,39	
28а	1180	14,6	1,31	
28, 29	920	11,3	2,60	В 1888 г. ледник № 29 был притоком. Отступление приведено для ледника № 23

В истоках р. Чесой-Ламурахи расположены ледники № 28а, 28 и 29; № 28 является долинным. Площадь его равна 2,4 км², а наибольшая длина 2,7 км. Образуется он от слияния двух потоков льда, начинающихся в карах на северном склоне горы Комитодахкорт (4261 м). Ниже слияния потоков в 1 км от конца языка в ледник впадает узкий приток длиной 1,2 км, начинающийся в каре под вершиной 3952 м. В ближайшие годы этот приток может отчлениваться, поскольку в месте впадения в 1969 г. он был очень тонким и ширина его не превышала 100 м. Ниже слияния потоков ледник довольно пологий. Трещин немного. В области питания ледник крутой, разбит многочисленными трещинами. Поверхностные морены представлены двумя боковыми и одной срединной. Срединная морена начинается ниже слияния потоков и прослеживается до места соединения с боковыми. Боковые морены

начинаются несколько выше срединной. Все три морены соединяются в 400 м от конца языка ледника. Язык оканчивается на высоте 3000 м. Величины уменьшения размеров ледника за 1888—1969 гг. приведены в табл. 116.

Река Данейламхи впадает в р. Шаро-Аргун в районе бывшего селения Кебосой. Здесь в 1937 г. во время землетрясения произошел обвал с правого склона, который перегородил р. Шаро-Аргун в двух местах. Образовалось два небольших водохранилища — верхнее в устье рек Шаро-Аргун — Данейламхи, а нижнее в долине р. Шаро-Аргун в 300 м ниже верхнего. Длина верхнего водохранилища была равна 0,9 км и площадь 0,5 км². Нижнее имело меньшие размеры: длину 0,7 км и площадь 0,3 км². К 1969 г. верхнее водохранилище было полностью занесено аллювиальными отложениями, а нижнее, несколько уменьшившись в размерах, продолжает существовать.

В бассейне р. Данейламхи находится восемь ледников общей площадью 6,44 км² (№ 30—36, 35а). Ледники расположены двумя группами: первая — в собственно истоках р. Данейламхи, а вторая — в истоках правого притока. Первая группа состоит из четырех ледников общей площадью 1,7 км² (№ 30—33). Ледники № 31—33 в 1888 г. представляли единый карово-долинный ледник длиной 5,55 км и площадью 4,64 км². К 1960 г. он значительно сократился по длине и одновременно распался на три небольших ледника. К 1969 г. площадь всех трех ледников уменьшилась на 3,14 км², а ледник № 33 отступил на 900 м.

Вторая группа также состоит из четырех ледников общей площадью 4,74 км² (№ 34—36, 35а). Наибольшим является карово-долинный ледник Донос (№ 36). Он находится к северо-востоку от горы Доносмта (4174 м) и имеет северную экспозицию. Площадь его равна 2,7 км², а наибольшая длина (от горы Доносмта) 2,6 км. Образуется от слияния трех ветвей: правой, центральной и левой. Наибольшая правая ветвь занимает обширный кар к северу от горы Доносмта. Центральная ветвь занимает небольшой кар к северу от вершины 4034 м. Из обоих каров выходят короткие и узкие потоки льда, разбитые многочисленными трещинами. Несколько ниже слияния правой и центральной ветвей в ледник впадает левая, представляющая короткий, но широкий поток льда. Язык ледника ниже слияния всех ветвей имеет две ступени, каждая состоящая из крутого и пологого участков. На втором крутом участке язык ледника оканчивается. До дна долины спускается только два узких потока льда (рис. 56). Высота низшей точки конца языка 2800 м. Моренный покров на леднике развит незначительно и наблюдается только в левой части языка. За 1888—1969 гг. язык ледника отступил на 1600 м, а площадь ледника уменьшилась на 2,52 км².

К западу от ледника Донос в обширном двухкамерном цирке в 1888 г. находился ледник № 125 (по Подозерскому), имевший площадь 5,42 км² и длину 3,5 км. В 1969 г. нами в этом цирке обнаружено три ледника (№ 34, 35 и 35а). За 1888—1969 гг.



Рис. 55. Ледник Качу (№ 26).



Рис. 56. Ледник Донос (№ 36).

площадь этих трех ледников уменьшилась на 3,38 км². За этот же период ледник № 35 отступил на 1700 м.

Река Хуландойахк — последний приток р. Шаро-Аргун, в бассейне которого имеются ледники. Всего здесь насчитывается 18 ледников общей площадью 5,26 км² (№ 37—50, 40а, 41а, 44а, 47а). Наибольшие из них находятся в районе высшей точки Пирикительского хребта — горы Диклосмта (4285 м). Характерными особенностями оледенения являются: небольшие размеры ледников, большое число висячих и висячих каровых. При этом в большинстве случаев ледники располагаются парами, один из которых висячий, а второй висячий каровый (№ 40—40а, 41—41а, 42—43). В недалеком прошлом (50—100 лет) во всех случаях висячий ледник был или притоком, или верхней частью висячего карового ледника (рис. 57). На всех висячих и висячих каровых ледниках моренный покров отсутствует, в то же время на них наблюдается большое количество трещин. По нашим наблюдениям в августе и сентябре 1969 г., почти на всех ледниках снежный покров отсутствовал и происходило таяние льда.

Таблица 117

Величины отступления и уменьшения площади ледников бассейна р. Хуландойахк за 1888—1969 гг.

Номера ледников	Величина отступления, м		Уменьшение площади, км ²	Примечание
	общая	в год		
37	940	11,6	0,90	
38	440	5,4	0,83	
39, 40, 40а	1360	16,8	2,13	В 1888 г. был один ледник; отступление приведено для ледника № 39
41, 41а	2070	25,6	1,14	В 1888 г. был один ледник; отступление приведено для ледника № 41
42, 43	1220	15,1	1,37	В 1888 г. был один ледник; отступление приведено для ледника № 42
46, 47а, 47	1100	13,6	1,32	В 1888 г. был один ледник; отступление приведено для ледника № 47
44, 44а, 45	1050	13,0	0,99	В 1888 г. был один ледник; отступление приведено для ледника № 44
48	950	11,7	1,21	
49	1120	13,8	0,75	
50	390	4,7	0,08	

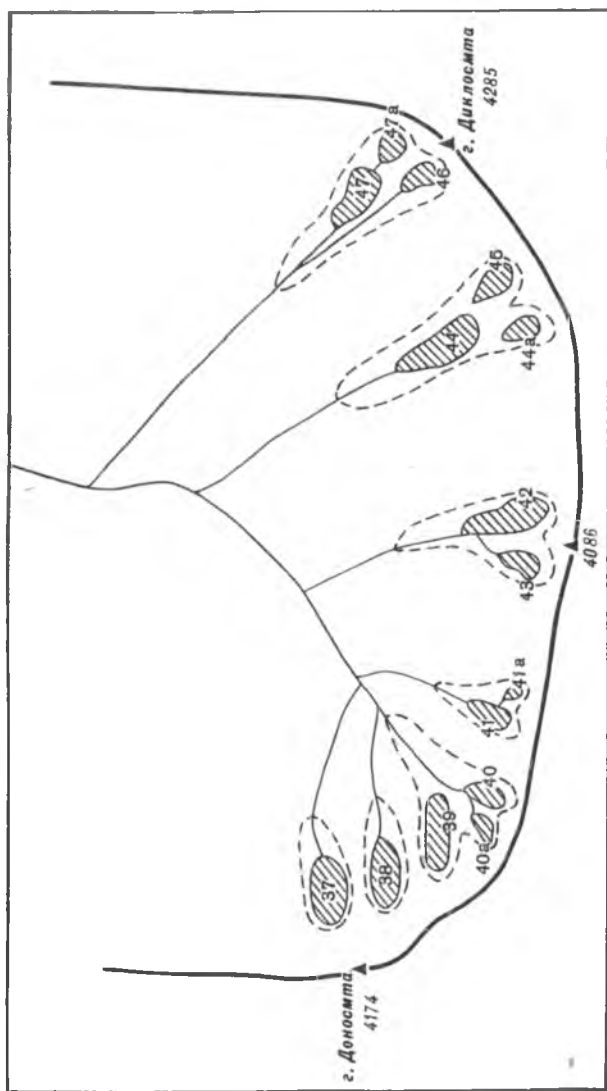


Рис. 57. Схема деградации ледников бассейна р. Хулайдойахх.
Усл. обозн. см. рис. 25.

Наибольший ледник в бассейне р. Хуландойахк — долинный ледник Диклос (№ 48). Наибольшая его длина 2,7 км, площадь равна 1,7 км². Область питания занимает обширный кар, расположенный к северо-востоку от горы Диклосмта. Из области питания выходит узкий крутопадающий поток льда, имеющий направление на север, разбитый большим числом трещин. На поверхности языка сразу от ледопада прослеживается срединная морена, а несколько ниже появляются и боковые. Морены сливаются вместе в 300 м от конца языка. Язык оканчивается на высоте 2860 м.

Все ледники, находящиеся в бассейне р. Хуландойахк, за 1888—1969 гг. уменьшились как по площади, так и длине. Всего за этот период площадь ледников уменьшилась на 10,02 км². Величины уменьшения площади отдельных ледников колебались от 0,08—2,13 км² (табл. 117).

РЕЖИМ И ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

ГЛАВА 6. РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ БАССЕЙНА р. ТЕРЕКА
И БЮДЖЕТ ИХ МАССЫ

Режим ледников в основном характеризуется тремя элементами: накоплением вещества на леднике (аккумуляцией), расходом (абляцией) и перемещением накопившегося вещества вниз по долине. Однако до последних лет наблюдения за этими элементами почти не производились, и потому в настоящее время представляется возможным охарактеризовать режим ледников бассейна р. Терек только по данным краткосрочных наблюдений на отдельных крупных ледниках (сложных долинных, долинных, долинно-висячих, ледниках вулканических конусов и карово-долинных). Почти совершенно нет сведений о режиме таких ледников, как каровые, висячие, висячие каровые и т. д.

Как сказано в гл. 2, наблюдения за режимом ледников наиболее полно производились в 1959—1969 гг. на ледниках Казбека и Эльбруса, а также на ледниках Джанкуат, Безенги, Кельбаши, Цея, Козыцити, Караугом. Результаты наблюдений на этих ледниках использованы при написании этой главы.

Питание ледников

Питание ледников бассейна р. Терек происходит за счет атмосферных осадков, схода лавин на поверхность ледников и метелевого переноса снега. Однако величина и роль этих видов питания неодинаковы для ледников различных морфологических типов (см. табл. 123). Большой диапазон высот, занятых ледниками (от 1830 до 5660 м), приводит к различному по продолжительности периоду аккумуляции — от 5—6 месяцев у концов сложных долинных ледников до 11—12 месяцев на высотах более 3500 м (рис. 58). В соответствии с продолжительностью периода абляции находится и доля твердых осадков, которая изменяется от 30% на высотах около 2000 м до 100% на высотах более 4000 м (см. ниже).

Высота, м абс.	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
Доля твердых осадков, %	8	12	20	30	40	50	80	100

Число дней с твердыми, жидкими и смешанными осадками приведено в табл. 118.

Если характеризовать накопление снега по высотным зонам для всего бассейна, то от 1800—2000 до 3000—3200 м количество аккумулируемого снега растет от нуля до 1200—1500 мм (в слое воды). Выше 3000—3200 м количество снега увеличивается с высотой значительно медленнее, а начиная с высот 4300—4600 м аккумуляция снега, видимо, прекращается. Нарастание высоты снега и водозапаса в нем происходит постепенно в течение всего

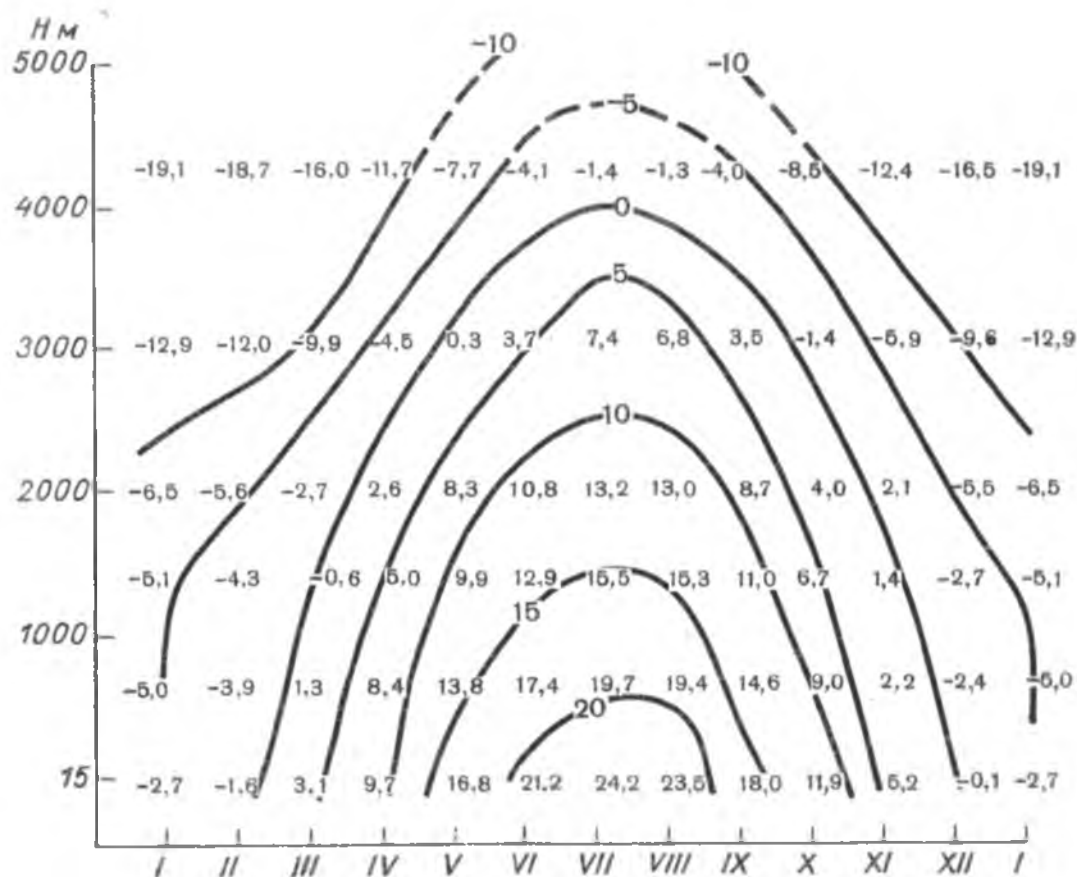


Рис. 58. Распределение средних месячных температур воздуха в бассейне р. Терека в зависимости от высоты над уровнем моря.

периода аккумуляции с последующим увеличением плотности. В долинах некоторых рек (Черек, Чегем, Урух) на концах языков ледников во многие годы снежный покров не образуется даже на высотах 2300—2400 м, что связано с небольшим количеством осадков, выпадающих на этих высотах (табл. 119).

Полевые наблюдения показывают крайнюю неравномерность (пятнистость) в распределении снежного покрова на ледниках, зависящую не столько от абсолютных высот местности, сколько от характера рельефа, скорости и направления господствующих ветров, экспозиции склонов, уклонов поверхности (рис. 59). Основными причинами такой неравномерности являются метелевый перенос и лавины.

Метелевый перенос приводит как к перераспределению снега на поверхности ледника, так и к увеличению общего его количества

Число дней с твердыми (т), жидкими (ж) и смешанными (с) осадками

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Орджоникидзе; 668 м													
т	6,3	6,2	4,8	0,7	●	15,0	12,3	10,5	10,1	●	2,0	4,8	25
ж	0,7	1,0	3,1	8,3	14,3	15,0	12,3	10,5	10,1	7,7	4,7	1,4	89
с	1,0	1,3	2,4	1,8	1,8	●	●	●	●	1,0	1,7	1,5	11
Крестовый перевал; 2380 м													
т	13,7	14,1	5,0	14,7	3,2	0,8	●	0,8	5,6	12,6	11,5	82	
ж	●	●	●	0,7	11,4	16,2	4,1	9,2	12,7	5,3	1,2	61	
с	●	●	●	2,5	4,9	1,7	0,6	●	1,5	1,6	0,2	0,1	13
Бермамыт; 2583 м													
т	9,8	8,6	11,7	11,1	7,3	1,6	1,8	6,4	6,2	8,2	73		
ж	●	●	●	1,0	7,5	15,8	17,0	15,5	9,2	2,3	●	●	68
с	●	●	●	1,6	5,0	2,5	0,8	2,5	1,7	●	●	●	14
Сулак, высокогорная; 2923 м													
т	9,9	9,5	13,8	15,0	11,7	2,5	3,3	8,6	8,5	8,3	92		
ж	●	●	●	●	3,0	12,0	4,3	11,6	6,1	0,8	48		
с	●	●	●	●	5,4	4,4	0,9	1,3	2,5	1,3	●	●	16
Казбеги, высокогорная; 3653 м													
т	10,3	11,2	14,3	15,4	19,8	18,3	8,9	10,5	13,1	13,1	11,8	11,2	158
ж	●	●	●	●	0,8	2,8	2,6	●	●	●	●	●	6
с	●	●	●	●	0,3	0,6	3,8	3,6	0,5	●	●	●	9

Примечание. Точка (●) означает, что число дней, с осадками $\leq 0,5$.

Снежный покров на ледниках Безенги и Кельбаши по данным снегосъемки 8—12/V 1966 г.

Высотная зона, м	Высота снежного покрова, см			Плотность снега, г/см ³	Запас воды в снеге, мм
	средняя	наибольшая	наименьшая		
Ледник Безенги					
2080—2400	Снега нет				
2400—2500	36	93	5	0,35	126
2500—2600	60	84	32	0,35	210
2600—2700	141	204	95	0,37	522
2700—2800	195	278	151	0,39	760
2800—2900	208	301	184	0,39	810
2900—3000	217	294	197	0,40	879
Ледник Кельбаши					
3300—3400	329	358	305	0,40	1318
3400—3500	384	469	271	0,40	1534
3500—3600	332	453	214	0,42	1397
3600—3700	281	441	74	0,44	1231
3700—3800	365	574	236	0,45	1642
3800—3900	350	493	282	0,45	1575

за счет переваливания снега с наветренной стороны хребта и отложения на подветренной, а также сдувания его с плоских водоразделов на расположенные в подветренной стороне ледники или участки долин. Последнее не относится к крупным хребтам, метелевый перенос через которые незначителен и сводится в основном к формированию карнизов на их подветренных склонах. В некоторых случаях такие снежные карнизы превращаются в небольшие висячие ледники.

Метелевый перенос играет значительную роль в питании всех ледников бассейна р. Терек и особенно каровых и карово-долинных. Для метелевого снега в питании отдельных ледников может два-три раза превышать долю выпавших на ледниках осадков. Например, маршрутная снегомерная съемка, проведенная нами в апреле 1968 г. в истоках р. Аргун, показала, что на перевале, представляющем плоскую широкую седловину (2820 м абс.), высота снежного покрова была равна всего 136 см (476 мм слоя воды), в то время как ниже перевала в обширном каре (2580 м абс.) — 208 см (1019 мм слоя воды). При этом плотность снега на перевале была значительно меньше, чем в каре (0,35 и 0,49 г/см³ соответственно). Такая большая разница в величинах снегонакопления характерна и для других районов Восточного Кавказа, что позволило И. М. Кисину [89] считать для этого района основными источниками питания ледников метелевый перенос и лавины.

На крупных ледниках перераспределение снега в результате метелевого переноса происходит различно в зависимости от их расположения. В. М. Котляков [109] по интенсивности метелевой деятельности делит крупные ледники на две группы. К первой из них он относит ледники, окруженные высокими склонами (сложные долинные, долинные), а ко второй — лежащие на открытых для ветра местах (ледники конических вершин, висячие долин-

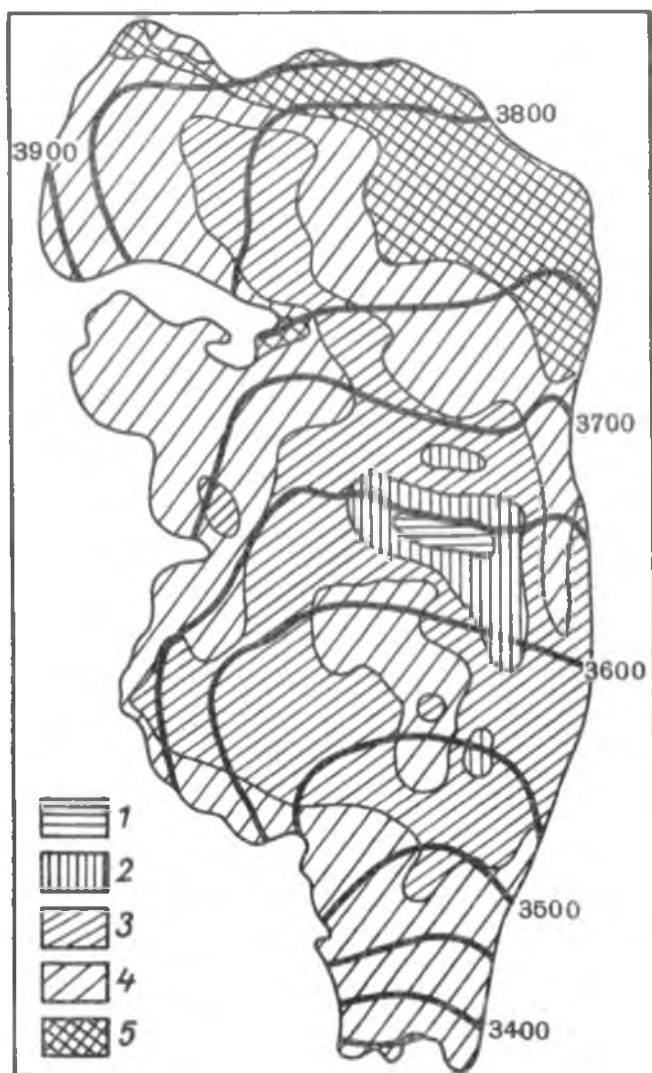


Рис. 59. Аккумуляция воды в снеге на леднике Кельбашы за 1965—1966 г. (по А. Н. Кренке и др., [117].

1 — менее 600 мм, 2 — от 600 до 1000 мм; 3 — от 1000 до 1400 мм; 4 — от 1400 до 1800 мм; 5 — более 1800 мм.

ные). На ледниках первой группы ветры не бывают очень сильными и поэтому перераспределение снега в результате метелевого переноса незначительно (ледники Башкара, Башиль, Шаурту, Безенги, Караугом, Цея и др.). Однако снег, накапливающийся на склонах, не удерживается на них и сносится частично лавинами, а большей частью ветрами на поверхность ледников. В результате этого доля лавинного питания на этих ледниках велика и может на некоторых из них достигать 37—45%.

На ледниках второй группы (ледники Эльбруса, Казбека) наблюдаются очень высокие скорости ветра, а соответственно и большое число метелей. Так, по данным метеостанции Эльбрус (4250 м), в среднем за многолетний период за сентябрь—май бывает 126 дней с метелями, а на метеостанции Казбеги высокогорная (3653 м), расположенной на восточном склоне горы Казбек, за эти же месяцы — 92 дня. В результате такого большого количества метелей до 30—50% выпадающего на ледники снега сносится ветрами на более низкие уровни, однако в целом количество снега, идущего на питание ледников, при этом не увеличивается. В связи с этим на таких ледниках может не прослеживаться связь снегонакопления с абсолютной высотой местности, что и наблюдается в бассейне р. Терека на южном склоне горы Эльбрус (табл. 120), а общая величина накопления в таких случаях бывает значительно меньше, чем на расположенных рядом ледниках первой группы.

Таблица 120

Особенности отложения снега по высотным зонам на южном склоне горы Эльбрус по наблюдениям в 1962 г. (по В. М. Котлякову и М. Я. Пламу [112, с. 118])

Высотная зона, м	Количество реек	Среднее снегонакопление, мм слоя воды	Отклонение от среднего накопления на всем склоне, ‰	Коэффициент вариации
3750—3800	10	994	—12	0,59
3800—3850	5	1521	+28	0,20
3850—3900	8	1275	+10	0,44
3900—3950	7	1528	+9	0,29
3950—4000	12	1092	—2	0,36
4000—4050	3	483	—86	0,16

При рассмотрении данных табл. 120 видно, что на южном склоне Эльбруса прослеживаются четыре области с различным снегонакоплением: большого сноса, незначительного сноса, незначительного отложения и большого отложения. Показатели снегонакопления по каждой области приведены в табл. 121, из которой видно, что коэффициент снежности изменяется от 0,5 до 2,0.

Особенности отложения снега в различных областях снегонакопления на южном склоне горы Эльбрус (по В. М. Котлякову и М. Я. Пламу [112, с. 114])

Область	Количество реек	Среднее снегонакопление, мм слоя воды	Коэффициент	
			снежности	вариации
Большого сноса	10	520	0,5	0,22
Незначительного сноса	13	1048	1,0	0,13
Незначительного отложения	16	1498	1,5	0,09
Большого отложения	6	2100	2,0	0,10

Подобное распределение снега отмечается и на леднике Кельбаши, хотя он и находится в несколько иных условиях рельефа. В мае 1966 г. группой специалистов Института географии АН СССР и Северо-Кавказского УГМС была произведена детальная снегомерная съемка на леднике Кельбаши (рис. 59, табл. 119). Этот небольшой карово-долинный ледник находится в диапазоне высот 3330—3980 м и имеет юго-восточную экспозицию. Распределение снега на леднике в основном определяется метелевым переносом в результате господствующего западного ветра (его скорость достигает 30—40 м/сек. даже в летнее время), дующего через перевал Верхний Цаннер, находящийся в верховьях ледника в отроге Главного хребта.

Как видно на рис. 59, наибольшее снегонакопление приурочено к северо-восточной части ледника, что связано с ветровым режимом и особенностями рельефа. Довольно много снега откладывается и на конце языка ледника. Более мелкие пятна повышенной аккумуляции отмечаются в ветровой тени скальных выступов, в центральных частях подветренных склонов на периферии ледника. Минимальное количество снега откладывается в центральной части ледника, имеющей слегка выпуклый профиль. Здесь аккумулируется в среднем в пять раз меньше снега, чем в основной части фирновой области.

Роль лавин в распределении снега на леднике невелика. Лавины сходят на поверхность ледника только в его северо-западной части со склонов горы Салынанчиран, где и наблюдается полоса повышенного снегонакопления (более 1800 мм в 1966 г.). В общем же бюджете ледника питание за счет лавин составляет в многолетнем режиме 5%, изменяясь в отдельные годы от 3 до 15%.

В питании ледников большая роль принадлежит лавинам, поскольку почти всегда ледники расположены в местах, благоприятных для скопления лавинного снега, а именно в карах, цирках, узких долинах. Особенностью лавинного питания является то, что

в большинстве случаев лавины сходят в конце периода аккумуляции, когда наблюдается максимальное снегонакопление. Но в то же время в верховьях некоторых долинных ледников (Шарту, Безенги, Дых-Су, Караугом, Цея и др.), имеющих крутые склоны в области аккумуляции, наблюдается сход лавин в течение всего года.

Доля лавинного питания в общем бюджете массы ледников зависит в основном от характера рельефа, окружающего ледник, и изменяется от нуля у висячих ледников до 20—30% у каровых. В соответствии с этим по условиям лавинного питания все ледники можно разделить на две группы. К первой группе относятся висячие, карово-висячие, висячие долинные и ледники конических вершин. У ледников этой группы лавинное питание незначительное и обычно не превышает 5% средней аккумуляции. Это связано с тем, что относительная высота гор, возвышающихся над ледниками этой группы, небольшая и склоны их слабо расчленены, поэтому и сход лавин с них почти не происходит. У ледников конических вершин, начинающихся на склонах горы Эльбрус, сход лавин в области их аккумуляции совсем не наблюдается. Зато большое число лавин сходит в области абляции на языки некоторых из этих ледников. Особенно много таких лавин сходит на языки ледников Ирик и Ирикчат.

К ледникам второй группы относятся сложные долинные, при-склоновые, каровые и висячие каровые. Доля лавинного питания у них значительно выше, чем у ледников первой группы, и составляет 10—30%, а в особо благоприятных условиях может достигать даже 50—60%. Большая роль лавинного питания для ледников второй группы обусловлена тем, что они всегда расположены в понижениях рельефа (кары, цирки) и окружены с трех сторон высокими и крутыми стенками, на которых не могут удержаться большие скопления снега. Поэтому для ледников этой группы характерно наличие у задней стенки левого и правого склонов полосы мощного накопления снега, мощность которого нередко достигает 10—12 м.

Долинные и карово-долинные ледники нами не отнесены ни к одной из двух указанных групп, поскольку они могут иметь как большую долю лавинного питания, т. е. относиться ко второй группе, так и незначительную, что в основном определяется расположением их на Центральном или Восточном Кавказе. В общем случае простые долинные и карово-долинные ледники, находящиеся на Центральном Кавказе, почти все относятся к первой группе (Тана, Сказка, Джанкуат, Кельбаши, Козыцити, Зарамаг и др.), в то время как находящиеся на Восточном Кавказе — ко второй группе (Кибиша, Тебулос, Качу, № 20, 35 и др.). Однако имеются как карово-долинные, так и простые долинные ледники, которые несмотря на то что расположены на Центральном Кавказе, имеют весьма значительную долю в общем бюджете за счет лавинного питания — это ледники Чегеткара, Джайлык, Мосотацете, Колка, Фастфыдар.

На Центральном Кавказе простые долинные и карово-долинные ледники имеют высоко расположенные области питания, и поэтому площадь склонов, окружающих ледники и не занятых ими, небольшая. На Восточном Кавказе ледники этих морфологических типов являются наибольшими и всегда занимают глубокие кары, из которых выходят сравнительно короткие языки, с чем связано их существование до настоящего времени. Имей они длинные языки и широкие долины, то при существующих условиях питания они уже давно бы растаяли, что и случилось со многими ледниками в долинах таких рек, как Данелаймхи, Хуландойахк (притоки р. Шаро-Аргун, бассейн р. Сунжи), где еще в 1888 г. [154] имелись долинные ледники.

На языки некоторых сложных долинных (Шаурту, Дых-Су) и карово-долинных ледников (Фастфыдар), как и на языки ледников конических вершин, сходит большое количество лавин. Значение лавин в режиме этих ледников также велико, несмотря на то что они как бы не принимают прямого участия в чистой аккумуляции. Роль их состоит в том, что, во-первых, они уменьшают величину стаивания, а, во-вторых, несут большое количество моренного материала, который со временем мощным чехлом закрывает язык ледника, в результате чего таяние льда здесь резко уменьшается.

Имеющиеся данные наблюдений за ледниками бассейна р. Терек не позволяют с большой точностью подсчитать долю лавинного питания в бюджете массы хотя бы отдельных ледников. В то же время по косвенным данным, используя формулу, предложенную В. Г. Ходаковым [185], можно количественно рассчитать величину лавинной и метелевой концентрации для некоторых ледников бассейна. Известно, что со склонов долин, занятых ледниками [128, 109], на поверхность ледников сносится не весь снег, а только некоторая его часть, которая в среднем не превышает 10—20% количества выпавших осадков. Со склонов крутизной 50—60° может сходить и 30—50% снега, а в некоторых случаях почти весь снег. Поскольку ледники в настоящее время занимают только часть площадки своих вместилищ, не всегда превышающую даже 50% (каровые 10—50%, карово-долинные 25—40%, долинные 40—70%, висячие долинные до 95%), доля лавинного питания даже при одинаковой величине сноса снега (в процентах) для соседних ледников будет различна и изменяется от 0,04 до 135%, составляя в среднем для крупных ледников около 5%, для малых — около 20% (табл. 122).

Как сказано выше, количественно величину лавинного питания можно оценить по формуле Ходакова

$$H_{\text{ср}} = X_0 \frac{F_c + F_0}{F_c},$$

где X_0 — фоновая величина твердых осадков; F_c — площадь ледника; F_0 — площадь склонов, на которых не наблюдается накопления снега.

Вклад лавинного питания в общую аккумуляцию ледника
(процент от суммы выпадающих осадков) (по В. М. Котлякову [109, с. 221])

Снос снега лавинами со склонов, ‰ от максимальных снагозапасов	Большие долинные ледники	Малые карово-долинные и каровые ледники
1	0,04—0,8	0,4—4,5
10	0,4—0,8	4,3—4,5
20	0,8—16	8,6—90
30	1,2—24	13—135

Соотношение $\frac{F_c + F_0}{F_c}$ В. М. Котляков [109] называет коэффициентом концентрации снега и указывает, что у ледников этот коэффициент весьма устойчив длительное время. При возрастании коэффициента поступление снега на поверхность ледника увеличивается, что соответственно улучшает условия его питания. Используя эту формулу, результаты снегомерных съемок на ледниках, градиенты осадков для некоторых, наиболее хорошо известных нам ледников, в первом приближении мы рассчитали долю основных источников в питании ледников (табл. 123).

Таблица 123

Источники питания некоторых ледников бассейна р. Терека

Название или номер ледника	Морфологический тип	Коэффициент концентрации снега	Снос снега лавинами со склонов, ‰	Источники питания						Средняя аккумуляция для всего ледника, мм
				атмосферные осадки		лавин		метелевый перенос		
				мм	‰	мм	‰	мм	‰	
Безенги	Сложный долинный	1,5	30	810	54	130	9	550	37	1490
Цея	То же	2,2	20	830	44	200	11	860	45	1890
Кельбаши	Карово-долинный	2,0	10	800	48	80	5	790	47	1670
Уилпата	То же	2,5	15	810	43	150	8	940	49	1900
Козыцити	"	2,0	10	570	46	60	5	610	49	1240
Качу	"	2,1	30	540	38	180	13	690	49	1410
№ 8 (р. Черек)	Висячий	1,0	0	600	70	—	—	260	30	860
№ 8а (р. Ардон)	"	1,0	0	700	58	—	—	500	42	1200

Как видно из данных табл. 123, доля атмосферных осадков в питании ледников составляет 38—70%, лавин — 5—13% и метеле-

вого переноса — 30—49%. При этом лавинное питание полностью отсутствует только у висячих ледников.

Непосредственных наблюдений за аккумуляцией снега на ледниках бассейна р. Терека очень мало, поэтому величины аккумуляции на уровне фирновой линии как для отдельных ледников, так и в целом для бассейнов крупных притоков р. Терека были рассчитаны нами по методике, предложенной в 1970 г. А. Н. Кренке [117].

Имеющиеся в литературе сведения о фактических величинах аккумуляции за отдельные годы довольно хорошо согласуются с рассчитанными нами. Так, для ледника Большой Азау, находящегося на южном склоне горы Эльбрус, средняя величина аккумуляции равна 1000 мм (табл. 124). В то же время по данным непосредственных наблюдений В. М. Котляков [107] приводит для ледников южного склона Эльбруса следующие величины: 1957-58 г. — 1100 мм, 1958-59 г. — 1050 мм, 1961-62 г. — 1030 мм и 1962-63 г. — 2100 мм. А. Н. Кренке, Э. С. Боровик и К. П. Роттаев [117] по результатам снегомерных съемок и данным

Таблица 124

Величины аккумуляции, высота фирновой линии и положительная разность оледенения

Название притоков р. Терека и ледников	Морфологический тип ледника	Аккумуляция, мм	Высота фирновой линии, м	Положительная разность оледенения, м
р. Малка (истоки)	—	750	3790	540
Уллучиран	Конических вершин	880	3900	890
Микельчиран	„ „	500	4000	850
р. Баксан (истоки)	—	1200	3510	390
Большой Азау	Конических вершин	1000	3640	1140
Джанкуат	Долинный	1900	3240	620
р. Чегем	—	1220	3510	340
Джайлык	Карово-долинный	1190	3620	640
Кулак-Чегемсчимар	Долинный	1770	3290	540
р. Черек	—	1160	3550	390
Безенги	Сложный долинный	1260	3340	1040
Кельбаши	Карово-долинный	1060	3680	550
Дых-Су	Сложный долинный	1190	3370	1020
р. Урух	—	1330	3370	550
Караугом	Сложный долинный	2600	2840	1010
Нахашбига	Карово-долинный	1000	3630	490
р. Ардон	—	1000	3500	350
Цея	Сложный долинный	1700	3260	1060
Козыцити	Карово-долинный	1100	3330	210
р. Терек (истоки)	—	1000	3580	330
Гергети	Висячий долинный	900	3680	780
Кибиша	Долинный	1400	3410	210
р. Сунжа	—	1200	3570	310
№ 2	Карово-долинный	1300	3530	410
Качу	„	1560	3370	230

суммарных осадкомеров приводят следующие величины аккумуляции для нескольких ледников бассейна р. Терека: Джанкуат — 1750 мм (1967-68 г.), Кельбаши — 1500 мм (1965-66 г.) и 1300 мм (1966-67 г.), Гергети — 880 мм (1967-68 г.); эти данные, несмотря на то что характеризуют аккумуляцию в отдельные годы, того же порядка, что и приведенные в табл. 124.

Из данных табл. 124 видно, что наибольшие величины аккумуляции отмечаются как в целом для всего бассейна р. Урух (1330 мм), так и для ледника Караугом (2600 мм). Наименьшие величины аккумуляции отмечаются в бассейне р. Малки (весь бассейн — 750 мм, ледник Микельниран — 500 мм).

Таяние снега и льда

В связи с довольно большой протяженностью бассейна с запада на восток и различной высотой горных хребтов климатические условия по отдельным притокам р. Терека при движении с запада на восток изменяются значительно. В соответствии с этим и продолжительность периода таяния снега и льда по отдельным притокам Терека различная (табл. 125). При этом за средний период таяния мы принимаем промежуток времени, в течение которого на уровне фирновой линии величина таяния превышает аккумуляцию [88, 109]. В целом же для многолетнего периода он соответствует продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха выше нуля.

Т а б л и ц а 125

Продолжительность периода таяния по отдельным притокам р. Терека

Название реки	Период таяния (на уровне фирновой линии)		
	начало	конец	продолжительность, дни
Малка	18/VI	24/VIII	67
Баксан (истоки)	2/VI	18/IX	109
Чегем	2/VI	18/IX	109
Черек	5/VI	15/IX	103
Урух	24/V	24/IX	124
Ардон	3/VI	17/IX	107
Терек (истоки)	6/VI	28/IX	115
Сунжа	6/VI	27/IX	114
В среднем для всего бассейна	3/VI	17/IX	107

Продолжительность периода таяния льда на отдельных ледниках изменяется в довольно широких пределах — от 150—160 дней на крупных ледниках (сложных долинных, простых долинных) до 40—60 дней на небольших (висячих, каровых). От

года к году продолжительность периода таяния также изменяется в зависимости от погодных условий конкретного года (табл. 126).

Таблица 126

Продолжительность периода таяния на ледниках Безенги и Цея за 1961—1970 гг.

Год	Безенги			Цея		
	начало периода	конец периода	продолжительность, дни	начало периода	конец периода	продолжительность, дни
1961	31/V	11/IX	104	11/V	18/IX	131
1962	28/V	10/IX	106	12/V	8/X	150
1963	24/VI	18/IX	87	18/V	30/IX	136
1964	29/V	3/IX	98	6/V	27/IX	145
1965	27/V	30/VIII	96	9/V	16/IX	131
1966	23/VI	19/IX	89	20/V	7/X	141
1967	11/VI	6/IX	88	1/V	17/IX	140
1968	8/V	8/IX	124	1/V	27/IX	150
1969	31/V	6/IX	99	8/V	22/IX	138
1970	3/VI	28/VIII	87	10/V	23/IX	137
В среднем за 10 лет	3/VI	8/IX	98	10/V	26/IX	140

Продолжительность периода таяния на уровне фирновой линии является одним из средних показателей, характеризующих условия существования ледников. Поскольку ледники располагаются в довольно большом диапазоне высот, то и продолжительность периода таяния снега и льда в разных частях ледника неодинакова и определяется высотой над уровнем моря. На концах языков крупных долинных ледников продолжительность периода таяния достигает 200—240 дней, в то время как в областях аккумуляции она равна всего нескольким дням. На высотах 4000—5000 м практически таяния снега уже не отмечается, несмотря на то, что в отдельные годы с очень высокими температурами воздуха таяние снега происходит и на высотах более 5000 м.

Таблица 127

Величины таяния снега и льда на леднике Безенги (2620 м абс.) за 1965—1970 гг.

Год	Величина таяния за год, мм слоя воды		
	общая	снег	лед
1965	5940	390	5550
1966	5390	540	4910
1967	5100	350	4750
1968	6480	300	6180
1969	5550	400	5140
1970	5290	650	4640

Наибольшие суммарные величины таяния снега и льда за период абляции наблюдаются на языках долинных ледников, где на высоте 2000—2300 м они могут достигать 8—10 м. С увеличением высоты суммарное таяние уменьшается до 5—6 м на высотах 2500—2700 м и 1,5—2,0 м на высотах 3400—3500 м. Выше этого уровня уменьшение суммарной величины таяния происходит более медленно. В отдельные годы даже на одной и той же высоте отмечаются значительные колебания величин таяния (табл. 127—129).

Таблица 128

Величины таяния льда на ледниках в районе горы Казбек за 1961—1968 гг.
(по В. Ш. Цома и О. А. Дробышеву [218])

Ледник	Период наблюдений	Средняя высота поперечного профиля, м	Средняя толщина морены на профиле, см	Величина таяния, м	
				общая	средняя за год
Суатиси Средний	16 VIII 1963—22 VIII 1968	3065	5,4	16,62	3,32
Абано	14 IX 1963—6 IX 1968	3380	7,7	14,32	2,85
Майли	28 IX 1963—11 IX 1968	2525	0	20,47	4,09
Девдоракский	17 IX 1964—16 IX 1968	2382	14,6	16,11	3,22
Мна	31 VII 1964—2 IX 1968	3100	12,1	12,30	2,46
Гергети	18 VII 1961—4 X 1968	3092	0	11,08	3,69

Таблица 129

Величины таяния льда на леднике Башкара по наблюдениям в 1932, 1933, 1958, 1965 и 1966 гг. (на высоте 2640 м)

Год	Месяц	Число дней наблюдений	Величина таяния, см слоя воды		Исследователь
			общая	за сутки	
1932	Август	28	176,1	6,3	В. Е. Сочеванов
	Сентябрь	22	60,9	2,8	
1933	Август	31	168,1	5,4	"
	Сентябрь	20	80,0	4,0	
1958	Июль	10	60,6	6,1	П. В. Ковалев
	Август	16	82,7	5,2	
1965	Июль	12	57,6	4,8	"
	Август	15	85,6	3,9	
1966	Июль	22	149,9	6,8	"
	Август	15	79,2	5,3	

На величину суммарного таяния значительное влияние оказывает моренный покров, находящийся на поверхности ледников.

Так, по данным наблюдений на леднике Безенги (2620 м абс.), слой моренного материала толщиной до 1 см увеличил таяние на 15%, в то время как при слое моренного материала толщиной 20 см величина таяния уменьшилась на 41% по сравнению с таянием чистого льда (табл. 130).

Таблица 130

Величины таяния льда в зависимости от толщины моренного материала
(ледник Безенги, высота 2620 м)

Характер поверхности льда и толщина моренного покрова	Величина таяния льда за период 21 VII—15 IX 1966 г.	
	мм слоя воды	% от таяния чистого льда
Чистый лед	2568	100
Лед закрыт моренным материалом	2961	115
толщиной		
до 1 см	2332	91
до 5 см	2111	82
до 10 см	1601	62
до 15 см	1512	59
до 20 см		

В бассейне Терека есть небольшое количество ледников, имеющих не только северную, но и южную экспозицию. Величины таяния снега и льда у ледников, имеющих южные экспозиции, больше чем у ледников, имеющих северные экспозиции. Наблюдения, произведенные К. С. Любомировой [130] на Эльбрусе, показали, что наибольших значений эти различия достигают на меньших высотах и при больших уклонах ледников. Так, при уклоне 10° разница таяния на северном и южном склонах на высоте 3000 м достигает 43 см, а на высоте 3700 м — 33 см. При увеличении уклона эта разница возрастает и при уклоне 40° на высоте 3000 м достигает 178 см, а на высоте 3700 м — 138 см.

На ледниках бассейна производилось сравнительно немного наблюдений за таянием снега и льда, да к тому же они охватывали небольшие промежутки времени (кроме ледников Безенги, Кельбаши, Цея), а не весь период абляции. Поэтому нами сделана попытка определить расчетным способом величины таяния за большой промежуток времени для ледников, на которых были произведены непродолжительные наблюдения. (Безенги — 1960, 1961, 1965—1970 гг.; Кельбаши — 1965—1970 гг.; Цея — 1938, 1946—1948, 1958, 1962 гг.; Караугом — 1932, 1933, 1958, 1959 гг.).

Известно, что наиболее близкие к реальным величинам таяния получаются при расчете их по тепловому балансу. В то же время обычно наблюдений за тепловым балансом еще меньше, чем наблюдений за таянием. Поэтому многие исследователи производят расчет величин таяния по связям величин таяния и температуры воздуха (Н. Н. Пальгов, В. Л. Шульц, 1963 г.; Е. С. Трошкина, 1968 г.;

П. В. Ковалев и З. П. Сербина [104]). Наиболее детально этот вопрос рассмотрен А. Н. Кренке и В. Г. Ходаковым в 1966 г. на основе данных о таянии ледников Советского Союза, Антарктиды, Альп, Шпицбергена. Для определения величин суммарного таяния ими получена наиболее хорошая зависимость между суммарным таянием за период абляции и средней суточной температурой воздуха за лето (июнь—август).

Мы пошли по этому же пути, однако для уменьшения среднего квадратического отклонения величин таяния среднюю температуру воздуха взяли за весь период таяния снега и льда, а именно за май—сентябрь. Далее, нами рассмотрены отдельно высотные зоны, в которых происходит преимущественно таяние льда и снега. В результате такого анализа получены два уравнения связи, одно из которых описывает преимущественно таяние льда ($T_{л}$), а другое — преимущественно таяние снега ($T_{с}$). Для ледника Безенги эти уравнения имеют следующий вид:

$$T_{л} = (t + 14,6)^3;$$

$$T_{с} = (t + 11,8)^3,$$

где $T_{л}$ и $T_{с}$ — суммарные величины таяния льда и снега, а t — средняя температура воздуха за период май—сентябрь.

Эти уравнения показывают, что таяние льда происходит интенсивнее, чем таяние снега. В среднем на леднике Безенги льда тает на 24% больше, чем снега; отношение величин таяния льда к величинам таяния снега в различных точках ледника изменяется в довольно значительных пределах — от 1,92 до 1,01

Таблица 131

Величины таяния снега и льда на леднике Безенги на высотах 2850—3000 м

Период	Величина таяния, мм слоя воды		Отношение величин таяния льда к величинам таяния снега	Период	Величина таяния, мм слоя воды		Отношение величин таяния льда к величинам таяния снега
	снег	лед			снег	лед	
31/VII—10/VIII 1965	308	437	1,42	27/VI—2/VIII 1966	210	240	1,14
10—20/VIII 1965	224	312	1,39	2—15/VIII 1966	250	480	1,92
20—30/VIII 1965	134	213	1,59	15—29/VII 1966	590	845	1,44
30/VIII—10/IX 1965	208	263	1,26	29/VII—2/VIII 1966	132	162	1,23
2—12/VII 1965	407	645	1,59	2—20/VIII 1966	530	820	1,54
12—21/VII 1965	500	506	1,01	20/VIII—3/IX 1966	205	310	1,52
21—31/VII 1965	375	513	1,37	3—12/IX 1966	193	264	1,37

(табл. 131). Также интенсивность таяния льда на 1° положительной температуры больше, чем интенсивность таяния снега. По данным Г. Н. Голубева [48], на ледниках бассейна Терека интенсивность таяния льда составляет 7 мм/град., снега — 5 мм/град.

По полученным уравнениям произведен расчет величин таяния снега и льда на леднике Безенги за 1960—1969 гг. (табл. 132). При этом температура воздуха за период таяния определялась путем экстраполяции по температурному градиенту. Последний был вычислен для района ледника Безенги по данным экспедиционных наблюдений за 1960—1969 гг. и данным метеостанции Нальчик, находящейся в 60 км к северу от ледника. Градиент температуры оказался равным 0,6° на 100 м.

Таблица 132

Величины таяния снега и льда на разных высотах на леднике Безенги в 1960—1970 гг. (мм слоя воды)

Год	Высота над уровнем моря, м								
	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3500	4000	4500
1960	7300	6030	4910	3940	3110	1190	680	200	20
1961	8360	6970	5740	4660	3720	1520	910	300	50
1962	9800	8240	6860	5040	4570	2000	1260	470	110
1963	8120	6750	5540	4490	3580	1520	860	270	40
1964	7880	6540	5360	4330	3440	1370	800	250	40
1965	8360	6970	5740	4660	3720	1520	910	300	50
1966	9130	7640	6330	5180	4170	1770	1090	390	80
1967	7300	6030	4910	3940	3110	1190	680	200	20
1968	9000	7530	6230	5090	4100	1730	1060	370	70
1969	8240	6860	5640	4570	3650	1480	880	290	50
1970	7640	6330	5180	4170	3310	1300	750	230	30
Среднее за 1960—1970 гг.	8280	6900	5680	4550	3680	1510	900	300	50

В полученную температуру воздуха вводилась поправка на понижение температуры за счет охлаждающего воздействия самого ледника. Эта поправка была получена нами по данным непосредственных метеорологических наблюдений на леднике Безенги. В отдельные годы она изменяется в довольно широком диапазоне — от 1,9 (1965 г.) до 2,7° (1966 г.), в среднем ее значение принято равным 2,2°.

Сравнение полученных по обоим уравнениям величин таяния снега и льда показало, что их расхождение незначительно. Для первого уравнения среднее квадратическое отклонение равно 350 мм, а для второго — 270 мм. Для ледника Цея получены несколько иные уравнения:

$$T_{\text{л}} = (t + 11,8)^3 \text{ и } T_{\text{с}} = (t + 9,5)^3.$$

Для расчетов таяния этого ледника взяты данные метеостанции Орджоникидзе. Выбор именно этой станции, а не другой обусловлен не только тем, что ход температуры воздуха на леднике Цея и метеостанции Орджоникидзе однозначен, но и тем, что метеорологические наблюдения на ней производятся с 1872 г. Вертикальный температурный градиент для ледника принят равным $0,5^\circ$ на 100 м, а поправка на охлаждающее влияние ледника Цея — $1,5^\circ$. Полученные по уравнениям величины таяния снега и льда для этого ледника за 1960—1970 гг. использованы при расчете бюджета массы ледника Цея (см. табл. 140).

Влияние летних снегопадов на таяние и питание ледников

В режиме ледников большую роль играют летние снегопады, которые, с одной стороны, приводят к увеличению мощности снега и фирна, а с другой — уменьшают продолжительность периода абляции и соответственно количество стаявшего снега и льда. В период абляции летние снегопады в бассейне р. Терека являются довольно нередким явлением и практически могут наблюдаться в любой месяц. Высота снежного покрова, образующаяся при этом на ледниках, незначительна и обычно не превышает в западной части бассейна 10—15 см, в центральной 30—40 см и восточной 5—10 см. В редких случаях наблюдаются снегопады, при которых мощность снега вблизи фирновой линии достигает 100—200 см. Подобные снегопады бывают всегда в начале или конце периода абляции.

Наибольшее число снегопадов в области таяния отмечается в начале и конце периода абляции. Крупные или продолжительные снегопады в конце периода абляции могут привести к его раннему окончанию, уменьшить его на довольно значительное число дней. Так, в 1966 г. на леднике Кельбаши период абляции закончился 11/IX с началом довольно значительных снегопадов. Еще раньше (2/IX) прекратилось таяние и начался период аккумуляции на леднике Кельбаши в 1970 г., когда в результате снегопада, длившегося со 2 по 7/IX, на леднике образовался снежный покров толщиной 80—100 см (на высоте 3400—3600 м). Если учесть, что в среднем за многолетие период абляции на леднике Кельбаши заканчивается 18/IX, то видно, что в 1965 г. период абляции оказался короче среднего многолетнего на 7 дней, а в 1966 г. — на 16 дней.

Снегопады, наблюдающиеся в июне—августе, не всегда приводят к отложению снега на ледниках. Таяние льда в дни с такими снегопадами продолжается, но интенсивность его невелика и составляет не более 50% от таяния в дни с выпадением жидких осадков. Продолжительность таяния свежевыпавшего снега колеблется чаще всего от 1 до 3—5 дней и значительно реже — от 5 до 10 дней (табл. 133).

Наблюдения за летними снегопадами на ледниках Безенги, Цея, Караугом, Шаурту, Кулак-Чегемсчимар показали, что число

Летние снегопады на леднике Безенги по наблюдениям в 1965—1966 гг.
на высоте 2620 м (июнь—сентябрь)

Дата снегопада	Средняя суточная температура воздуха, °С	Наличие отложения снега	Величина таяния, мм слоя воды	Величина выпавшего снега, мм слоя воды	Число дней таяния свежеснеговывпавшего снега
24/VI 1965	1,5	Не было	20	—	—
27/VI 1965	2,0	" "	25	—	—
3/IX 1965	2,0	" "	20	—	—
17/IX 1965	0,3	" Было	—	21	1
18/IX 1965	-2,0	" "	20	17	1
21/IX 1965	0,9	" "	10	3	—
4/VII 1966	3,0	Не было	35	—	—
5/VII 1966	0,4	Было	—	30	1
6/VII 1966	0,8	" "	23	14	1
30/VIII 1966	2,2	" "	—	10	2
11/IX 1966	1,8	Не было	13	—	—
12/IX 1966	0,2	" "	20	—	—
13/IX 1966	0,6	" "	41	—	—

дней с летними снегопадами увеличивается с высотой. На леднике Безенги в 1965 г. по высотным зонам это выглядело следующим образом:

Высота, м	2200	2400	2600	3000	3500
Число дней со снегопадами	0	5	15	20	35

Такое изменение числа дней со снегопадами по высотам дает возможность сделать предположение о небольшом влиянии летних снегопадов на таяние льда на нижних участках языков ледников, на которых в период абляции наблюдается наибольший расход вещества ледников (табл. 134).

Значительно большее значение имеют летние снегопады для питания ледников. В области питания они не только приводят к удлинению периода аккумуляции, но и весьма значительно увеличивают снегозапасы, поскольку в бассейне р. Терека, в отличие от бассейна р. Кубани, отмечается летний максимум осадков. При этом с увеличением абсолютных высот роль летних снегопадов в питании ледников возрастает. Так, по Л. А. Варданянцу на высотах 3000—3500 м снегопады отмечаются в течение 10—15% периода абляции. Выпавший снег тает в течение не менее 25—30% всего периода абляции. На высотах более 3500 м число дней с летними снегопадами еще больше. По наблюдениям на ледниках южного склона Эльбруса, в 1962 г. из 120 дней периода абляции в течение 60 дней (т. е. 50%) наблюдалось выпадение твердых осадков. Выпавший снег таял 71 день, что составляет 59% периода абляции. За период абляции здесь

Величины таяния льда на языке ледника Безенги и летние снегопады в 1965 г.

Высотная зона, м	Площадь высотной зоны, км ²	Общая величина таяния снега и льда за май—сентябрь, м	Объем стаявшего снега и льда, м ³	Число дней с летними снегопадами	Объем льда, стаявший бы дополнительно при отсутствии снегопадов	
					тыс. м ³	% от фактически стаявшего
2000—2200	0,70	8,4	5,880	0	—	—
2200—2400	2,00	7,7	15,400	3	360	2
2400—2600	2,65	6,4	16,960	10	1,150	7
2600—2800	3,95	5,2	20,540	13	1,800	9
2800—3000	5,10	4,2	21,420	17	2,550	12
3000—3200	2,80	2,6	7,280	25	1,250	17
Итого	17,20	—	87,480	—	7,110	8

стояло 1400 мм зимнего снега, а за время, в течение которого происходило таяние летнего снега, могло бы еще стоять 1900 мм зимнего снега, т. е. при отсутствии летних снегопадов стояло бы в 2,4 раза больше снега, чем наблюдалось в 1962 г. [129].

В 1963 г. на Эльбрусе в области питания ледников период абляции продолжался 71 день, а зимний снег таял лишь 33 дня. Остальное время таял снег летних снегопадов, в результате чего величина таяния в 1963 г. оказалась меньше возможной на 1600 мм [109].

Таблица 135

Величины таяния снега в области аккумуляции ледника Кельбаши и летние снегопады в 1965 г.

Высотная зона, м	Площадь высотной зоны, тыс. м ²	Общая величина таяния снега за май—сентябрь, м	Объем стаявшего снега, тыс. м ³	Число дней с летними снегопадами	Накопление за счет летних снегопадов, тыс. м ³	Объем снега, стаявший бы дополнительно при отсутствии снегопадов		Величина накопления за счет летних снегопадов, % от фактической
						тыс. м ³	% от фактически стаявшего снега	
3600—3700	463	1,3	602	40	230	185	31	69
3700—3800	446	1,1	491	45	223	180	36	82
3800—3900	222	0,9	200	45	111	90	45	100
3900—3975	8	0,7	6	45	4	3	50	107
Всего	1139	—	1299	—	568	458	35	79

На леднике Кельбаша в результате летних снегопадов в 1966 г. сохранилось 458 тыс. м³ вещества, которое должно было стаять при отсутствии летних снегопадов. Одновременно с уменьшением таяния на леднике в области аккумуляции за период абляции выпало в среднем 500 мм осадков, что составляет 568 тыс. м³ вещества, т. е. величина накопления для ледника в пределах высотных зон 3600—3975 м в 1965 г. оказалась на 79% больше, чем была бы при отсутствии летних снегопадов (табл. 135).

Из этих небольших примеров видно, как велика роль летних снегопадов для питания ледников, что подтверждает мысль Л. А. Варданянца о том, что если бы не было летних снегопадов, то снеговая линия на Кавказе находилась бы на высоте 4500 м.

Бюджет массы ледников

Бюджет массы ледников рассчитывают в настоящее время несколькими способами, основными из которых являются: а) по общему объему абляции и аккумуляции; б) по чистому объему абляции и аккумуляции. При первом способе для расчетов берут общее накопление за период аккумуляции и общее таяние снега и льда за период абляции. При втором способе берут для расчетов только остаток снега на леднике после окончания периода абляции и учитывается таяние только льда или фирна прошлых лет ниже фирновой линии. Полученные обоими способами величины сальдо бюджета обычно равны или разнятся весьма незначительно.

Для всех приведенных ниже ледников бюджет массы рассчитан нами первым способом, поскольку определение величин общей аккумуляции и абляции несколько проще, чем величин чистой абляции и аккумуляции. Кроме того, общая аккумуляция и абляция довольно хорошо коррелируются с метеорологическими показателями, что при коротких рядах непосредственных наблюдений за аккумуляцией и абляцией дает возможность производить расчет бюджета за длительные промежутки времени.

Бюджет массы можно определить как в общем для всего ледника, так и отдельно для его областей абляции и аккумуляции. В связи с тем что сведений о поверхностных скоростях движения льда ледников, находящихся в бассейне р. Терека, очень немного, бюджет массы определялся нами во всех случаях сразу для всего ледника.

Общая аккумуляция на ледниках бассейна, как сказано выше, обуславливается в основном количеством атмосферных осадков, выпадающих на ледники, метелевым переносом и лавинной деятельностью. Изменение доли этих видов питания ледников происходит преимущественно в пространстве, в то время как во времени оно незначительно. Подобное положение позволяет для ледников, по которым имеются данные о снегонакоплении по высотным зонам хотя бы за отдельные годы, производить расчет величин аккумуляции за значительное число лет. В последние десять лет Северо-Кавказским УГМС было проведено довольно много

наблюдений за снегонакоплением и количеством осадков по суммарным осадкомерам на ледниках бассейна р. Терека, что дало возможность для некоторых ледников за период 1960—1970 гг. рассчитать общую аккумуляцию.

На ледниках бассейна в разные годы производилось довольно много наблюдений за таянием снега и льда. Это позволило получить уравнения связи таяния снега и льда с температурой воздуха за период абляции. По этим уравнениям можно рассчитать величины таяния за период абляции для отдельных лет. Однако величина общей абляции зависит также от испарения, конденсации и величины жидкого стока из фирной области. Величины испарения и конденсации в период абляции на ледниках бассейна очень малы и поэтому не могут играть сколько-нибудь заметной роли в расходной и приходной частях бюджета ледников (табл. 136), в связи с чем при расчетах бюджета массы мы их не учитывали.

Таблица 136

Испарение ($-E$) и конденсация ($+E$) на ледниках Эльбруса в 1959—1962 гг.
(по А. П. Волошиной [40])

Пункт наблюдений (ледник)	$-E$		$+E$		$E=0$	$E_{\text{ср}}$ мм/час
	мм/час*	повто- ряемость, %	мм/час	повто- ряемость, %	повто- ряемость, %	
Фирновое поле (Гарабаши)	0,047	67	0,015	14	19	-0,022
Гарабаши	0,009	35	0,014	48	17	+0,004
Карачаул	0,033	35	0,024	26	29	-0,005
Ирик	0,010	57	0,020	25	18	-0,010
Большой Азау	0,020	22	0,027	39	39	+0,006

Значительно более сложно обстоит вопрос с учетом величины жидкого стока. Известно, что не вся, а только часть воды, образовавшейся от таяния снега в области аккумуляции, идет в сток; другая часть расходуется на внутреннее питание ледника. Учитывая результаты посвященных этому вопросу работ Н. Н. Пальгова [142], К. Г. Макаревича и др. [132], А. Б. Бажева [11], Г. Н. Голубева [47, 48], мы при расчете величины жидкого стока принимали следующие допущения: а) жидкий сток происходит не со всей области аккумуляции, а только с той ее части, которая находится ближе к фирновой линии и равна приблизительно 50% всей площади области аккумуляции; б) величина жидкого стока из «фирностоковой» части области аккумуляции составляет около 50% общего количества воды, образовавшейся в результате таяния снега. Последнее положение весьма хорошо подтверждается наблюдениями, произведенными на ледниках Эльбруса в 1962 г.

А. Б. Бажевым [11], который определил, что из 1360 мм стаявшего снега и выпавших в период абляции осадков только 660 мм аккумуляровались в фирновой толще, а внутриледниковый (жидкий) сток составил остальные 700 мм.

На основании имеющихся результатов наблюдений за таянием снега и льда, накоплением на ледниках, с учетом общих закономерностей их изменения с высотой, а также величины жидкого стока, и пренебрегая величинами испарения и конденсации нами в первом приближении подсчитан бюджет массы ледников Безенги, Кельбаши, Цея, Козыцити и Качу. Краткая морфометрическая характеристика этих ледников приведена в табл. 137, а описание их дается в соответствующих разделах части II.

Таблица 137

Краткие сведения о ледниках, для которых подсчитан бюджет вещества

Ледник	Морфологический тип	Экспозиция	Наибольшая длина, км	Площадь ледника, км ²	Высота, м абс			Период балансовых наблюдений
					конца языка	высшей точки ледника	фирновой линии	
Безенги	Сложный долинный	СВ	17,6	36,2	2080	5049	3340	1960—1970
Кельбаши	Карово-долинный	ЮВ	1,68	1,61	3335	3975	3680	1966—1970
Цея	Сложный долинный	СВ	8,6	9,7	2200	4460	3260	1960—1970
Козыцити	Карово-долинный	СВ	1,0	0,4	3120	3380	3330	1969—1970
Качу	То же	СЗ	2,9	2,2	3040	3600	3370	1969—1970

Бюджет массы ледника Кельбаши. Карово-долинный ледник Кельбаши находится на северном склоне Бокового хребта в районе горы Салынанчиран (4510 м) в истоках р. Черка Безенгийского. Ледник занимает кар в районе перемычки, соединяющей Главный и Боковой хребты в диапазоне высот 3335—3975 м, при средней многолетней высоте фирновой линии 3680 м. Высота перемычки, соединяющей хребты, в области питания ледников составляет 3800—4100 м, что на 200—400 м ниже как Главного, так и Бокового хребтов. Небольшая высота перемычки при больших скоростях ветров на этих высотах, имеющих юго-восточное направление, способствуют дополнительному питанию ледника Кельбаши за счет метелевого переноса. Такие благоприятные условия для существования ледника в сочетании с погодными условиями 1966—1970 гг. привели к положительному сальдо ледника как в общем за весь период (1966—1970 гг.), так и за отдельные годы, исключая только 1965-66 г. (табл. 138).

Общий бюджет ледника Кельбаши за 1966—1970 гг.

Бюджетный год	Общая аккумуляция		Общая абляция		Сальдо бюджета	
	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²
1965-66	2,7	168	2,8	174	-0,1	-6
1966-67	2,5	155	1,0	62	+1,5	+94
1967-68	2,1	132	2,0	125	+0,1	+7
1968-69	2,2	137	1,7	108	+0,4	+29
1969-70	2,7	169	1,5	95	+1,2	+74

Общая аккумуляция за 1966—1970 гг. изменялась от 169 до 132 г/см². Изменение общей абляции от года к году значительно больше, чем изменение аккумуляции — от 174 до 62 г/см². Сальдо бюджета от года к году изменялось еще больше, чем общая аккумуляция и абляция — от -6 до +94 г/см².

Бюджет массы ледника Безенги. Сложный долинный ледник Безенги является крупнейшим ледником Кавказа. Область его питания находится в продольной котловине между Главным и Боковым хребтами. Длинный язык ледника спускается далеко вниз по долине. Область питания весьма труднодоступная, ограниченная с юга крутой, так называемой Безенгийской стеной с высотами до 5200 м (гора Шхара, 5201 м). Со стены спускается большое количество висячих ледников, обвалы которых служат дополнительным питанием ледника Безенги. Кроме того, со стены на ледник сходит большое количество лавин.

Такие условия расположения ледника почти исключают точный подсчет бюджета массы ледника. Все же учитывая наличие довольно многочисленных наблюдений за его режимом, мы произвели расчет бюджета его массы за период 1960—1970 гг., т. е. за период непосредственных наблюдений, произведенных экспедициями Ростовского университета (1960—1963 гг.), Института географии АН СССР (1965—1967 гг.) и Северо-Кавказского УГМС (1964—1970 гг.).

В среднем за 11 лет сальдо бюджета оказалось отрицательным (-22 г/см²), несмотря на то что в течение 6 лет оно было положительным, а в течение 5 лет отрицательным. Положительное сальдо бюджета массы было максимальным в 1959-60 г. (+47 г/см²). Отрицательное сальдо бюджета достигало значительно больших значений (-96 г/см²), поэтому в среднем за весь период оно и оказалось отрицательным (табл. 139).

Бюджет массы ледника Цея. Цея, так же, как и Безенги, — сложный долинный ледник, расположенный восточнее последнего, почти на границе Центрального и Восточного Кавказа, в обширной продольной котловине, из которой выходит короткий язык ледника, оканчивающийся на высоте 2200 м. В районе

Общий бюджет ледника Безенги за 1960—1970 гг.

Бюджетный год	Общая аккумуляция		Общая абляция		Сальдо бюджета	
	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²
1959-60	91,8	254	75,0	207	+16,8	+47
1960-61	69,6	192	92,1	254	-22,5	-62
1961-62	73,7	204	108,6	300	-34,9	-96
1962-63	94,0	260	85,1	235	+8,9	+25
1963-64	83,4	230	82,22	227	+11,2	+3
1964-65	71,0	196	92,6	256	-21,6	-60
1965-66	104,3	288	103,0	284	+1,3	+4
1966-67	85,4	236	75,0	207	+10,4	+29
1967-68	68,3	189	101,3	280	-33,0	-91
1968-69	71,0	196	90,2	249	-19,2	-53
1969-70	87,6	242	82,8	229	+4,8	+13
Среднее за 1959-60—1969-70 гг.	81,8	226	89,8	248	-80,0	-22

ледника Цея выпадает больше осадков, чем в районе ледника Безенги, поэтому и условия питания его лучше. Сальдо бюджета массы Цея за 1959-60—1969-70 гг. оказалось положительным — 9 г/см². Положительным сальдо бюджета было 5 лет и изменялось от 4 до 141 г/см². Отрицательным сальдо бюджета было в течение 6 лет и колебалось от 4 до 63 г/см² (табл. 140).

Таблица 140

Общий бюджет ледника Цея за 1960—1970 гг.

Бюджетный год	Общая аккумуляция		Общая абляция		Сальдо бюджета	
	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²
1959-60	19,5	201	18,9	195	+0,6	+6
1960-61	18,4	190	24,5	253	-6,1	-63
1961-62	15,4	159	19,2	198	-3,8	-39
1962-63	27,9	288	16,8	173	+11,1	+115
1963-64	19,0	196	19,4	200	-0,4	-4
1964-65	17,0	175	19,4	200	-2,4	-25
1965-66	21,6	223	21,2	219	+0,4	+4
1966-67	30,3	312	16,6	171	+13,7	+141
1967-68	19,3	199	21,2	219	-1,9	-20
1968-69	16,4	169	21,2	219	-4,8	-50
1969-70	22,1	217	17,6	181	+3,5	+36
Среднее за 1959-60—1969-70 гг.	20,5	212	19,6	203	+0,9	+9

Бюджет массы ледника Козыцити. Карово-долин- ный ледник Козыцити находится на северном склоне Водораздель- ного хребта. Ледник занимает обширный кар под самым гребнем хребта, из которого выходит короткий, но широкий язык (рис. 60). Район характеризуется несколько худшими условиями увлажнения, чем район расположения ледников Цея и Безенги, что хорошо видно по значениям общей аккумуляции (табл. 139, 140). Сальдо бюджета за оба года у ледника отрицательное и, как на всех дру- гих ледниках, ближе к нулевому было в 1969-70 г. (табл. 141).

Таблица 141

Бюджет массы ледников Козыцити и Качу

Бюджетный год	Общая аккумуляция		Общая абляция		Сальдо бюджета	
	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²	млн. м ³	г/см ²
Ледник Козыцити						
1968-69	0,46	114	1,04	259	-0,58	-145
1969-70	0,59	146	0,89	222	-0,30	-76
Ледник Качу						
1968-69	2,0	91	3,2	148	-1,2	-57
1969-70	3,0	134	2,4	108	+0,6	+26

Бюджет массы ледника Качу. Ледник Качу находится на северном склоне Главного хребта на Восточном Кавказе. Мор- фологический тип ледника карово-долинный. Занимает он широ- кий, но короткий кар. Язык узкий и оканчивается на самом вы- ходе из кара. В сущности, этот ледник занимает как бы проме- жуточное положение между карово-долинными и каровыми лед- никами. Область абляции небольшая, в связи с чем величины общей абляции у него несколько меньше, чем у других ледников. Поэтому несмотря на то, что район характеризуется еще мень- шим увлажнением, чем район ледника Козыцити, сальдо бюджета в 1968-69 г. равнялось -57 г/см², а в 1969-70 г. оказалось даже положительным ($+26$ г/см²) (табл. 141).

Некоторые выводы о бюджете массы ледников бассейна р. Терека. Ледники Безенги, Кельбаши, Цея, Ко- зыцити и Качу расположены в бассейне Терека с запада на во- сток на довольно значительном расстоянии друг от друга, что дает возможность проследить изменение бюджета массы в зависимости от местоположения ледников. При рассмотрении бюджета массы за 1968-69—1969-70 гг. видно следующее: а) общая аккумуляция уменьшается при движении с запада на восток, при этом на лед-

нике Качу она почти вдвое меньше, чем на леднике Безенги; б) небольшие величины аккумуляции на леднике Кельбаши связаны с его высотным положением — почти весь ледник находится на высотах, где отмечается уменьшение суммы осадков с увеличением высоты местности; в) общая абляция в основном определяется высотным положением конца языка ледников, но в то же время она зависит и от распределения площадей по высотным зонам (ледники Качу и Козыцити).

От года к году составляющие бюджета массы даже на одном леднике изменяются довольно значительно (рис. 61): суммарная



Рис. 60. Ледник Козыцити (№ 18, бассейн р. Ардон).

аккумуляция от 169 до 312 г/см², а суммарная абляция от 171 до 253 г/см² (ледник Цея). На разных ледниках одного и того же морфологического типа суммарная абляция может иметь примерно одинаковый ход, в то время как изменение суммарной аккумуляции от года к году может различаться довольно значительно (ледники Безенги и Цея в 1965-66 и 1966-67 гг.). Причина состоит в том, что суммарная абляция в основном определяется высотным положением языков ледников и погодными условиями каждого года. Суммарная аккумуляция в основном зависит от погодных условий, но в то же время немалую роль имеет и перераспределение осадков в бассейне ледника, которое, наложившись на общий фон, может довольно существенно изменить общую картину накопления на леднике.

Известно, что бюджет массы ледников в значительной степени определяется погодными условиями. Поэтому представляет боль-

шой интерес проследить, какие же погодные условия были в 1959-60—1969-70 гг. Средняя температура воздуха за май—сентябрь на метеостанции Орджоникидзе была равна $17,0^{\circ}$, а количество осадков за гидрологический год октябрь—сентябрь составило 940 мм. При этом от года к году как температура воздуха, так и сумма осадков испытывали довольно значительные колебания (табл. 142).

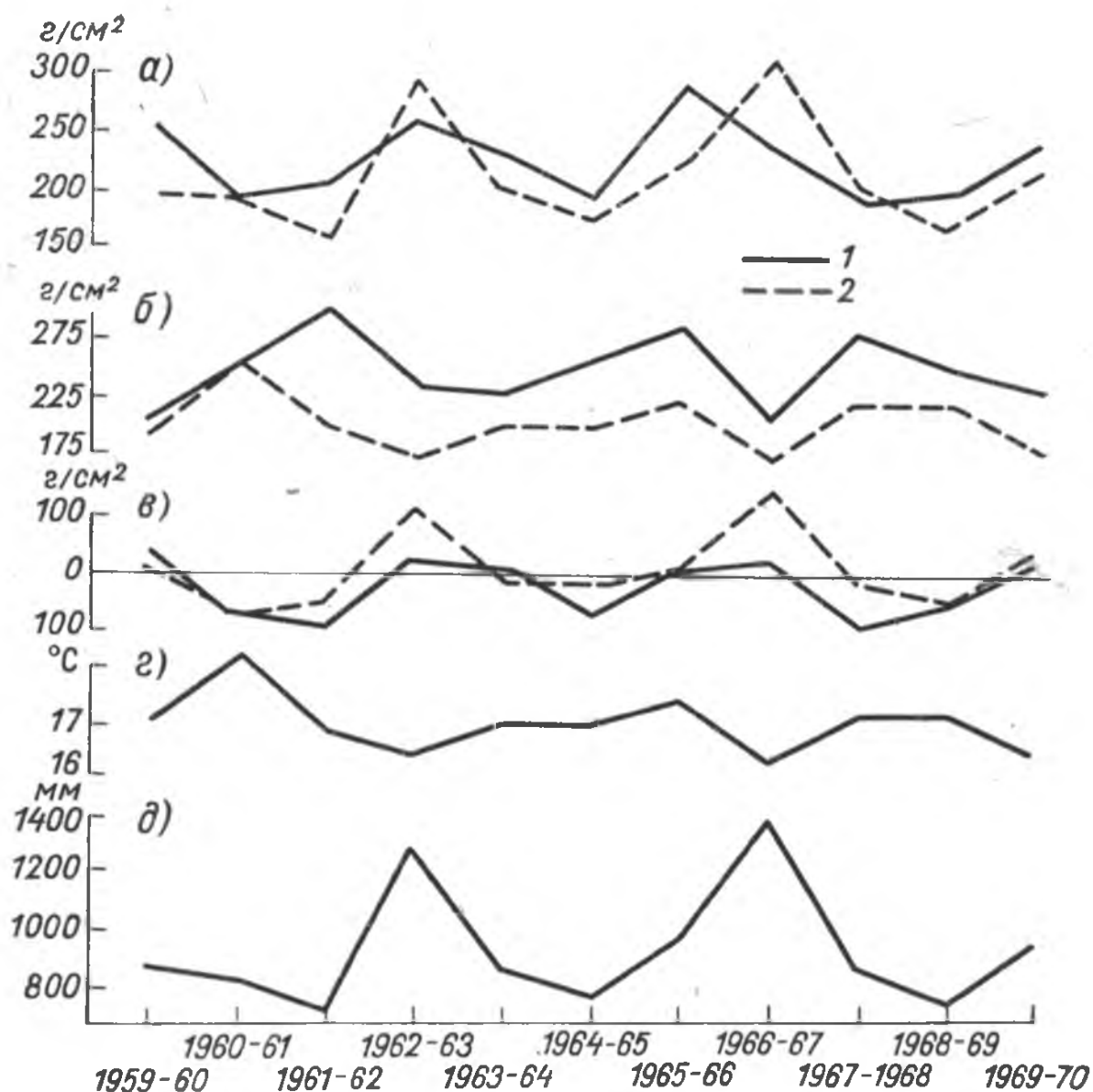


Рис. 61. Бюджет массы ледников, температура воздуха и атмосферные осадки.

а — общая аккумуляция, *б* — общая абляция, *в* — сальдо бюджета, *г* — температура воздуха за теплый период (май—сентябрь), *д* — сумма осадков (октябрь—сентябрь); 1 — ледник Безенги, 2 — ледник Цей.

Средняя температура воздуха за 1959-60—1969-70 гг. была такой же, как и средняя за многолетний период. Количество осадков за этот же период оказалось на 15% больше. Наиболее благоприятными годами для бюджета массы ледников были 1962-63, 1966-67, 1969-70, а неблагоприятными — 1961-62, 1964-65 и 1968-69. В эти же годы у обоих ледников наблюдались наибольшие (или наименьшие) значения сальдо бюджета. В то же время необхо-

Температура воздуха и сумма осадков за 1959-60—1969-70 гг. по данным метеостанции Орджоникидзе

Год	Сумма осадков за октябрь—сентябрь, мм	Средняя температура воздуха за май—сентябрь, °С	Год	Сумма осадков за октябрь—сентябрь, мм	Средняя температура воздуха за май—сентябрь, °С
1959-60	890	17,0	1966-67	1385	16,3
1960-61	840	18,2	1967-68	880	17,2
1961-62	705	16,9	1968-69	750	17,2
1962-63	1275	16,5	1969-70—	960	16,5
1963-64	870	17,0	1959-60—	940	17,0
			1969-70—	—	17,0
1964-65	775	17,0	1881—1960	—	—
1965-66	985	17,4	1891—1964	814	—

димо отметить, что некоторые различия в бюджете ледников определяются также различиями погодных условий в западной и восточной частях Центрального Кавказа.

Движение льда ледников

Наблюдений за движением льда в бассейне р. Терека производилось очень мало. Большинство их охватывало небольшой промежуток времени (от одних суток до нескольких месяцев), и только на некоторых ледниках (Цея, Безенги, Гергети, Девдоракский, Майли, Абано, Суатиси Средний) они производились более длительный период, что дало возможность получить величины скоростей движения льда за год.

Одно из первых измерений поверхностных скоростей движения льда на ледниках Кавказа было произведено на леднике Безенги в 1888 г. Н. В. Жуковым [70]. В 1902 г. Г. Касперович произвел измерение скоростей движения льда на Девдоракском леднике в связи с возможностью нового обвала этого ледника. Как Жуков, так и Касперович эти измерения произвели летом и при этом за небольшой промежуток времени.

Наблюдения за движением льда за более длительный период были впервые выполнены на леднике Башкара В. К. Альтбергом [10] в 1932 г. (с 5/VIII по 23/IX) и 1933 г. (с 29/VII по 19/IX) на двух створах. В 1931 г. в течение 16 дней наблюдения за движением льда ледника Ирик производились Е. А. Поповым [156] также на двух створах.

Наибольшее число наблюдений за движением льда произведено в период Международного геофизического года и после него (1957—1965 гг.). Особенно большой объем наблюдений был выполнен сотрудниками Московского государственного университета

и Института географии АН СССР на ледниках Эльбруса, Уллучиран, Карачаул, Микельчиран, Большой Азау, Гарабаши и Ирик. На леднике Ирик произведено измерение скоростей движения льда по всей поверхности ледника, что позволило составить карту распределения средних суточных поверхностных скоростей движения.

Все выполненные наблюдения за движением льда на ледниках бассейна Терека можно объединить в три группы: 1) наблюдения за движением льда ледников Эльбруса; 2) наблюдения за движением льда ледников Казбека; 3) наблюдения за движением льда долинных ледников.

Поверхностные скорости движения льда на ледниках горы Эльбрус. По результатам работ 1957—1962 гг.

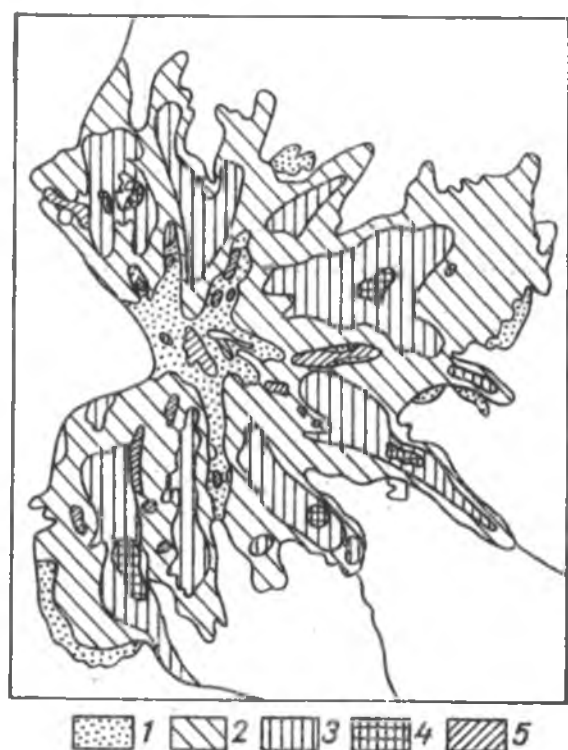


Рис. 62. Распределение средних суточных поверхностных скоростей движения льда на Эльбрусе [16].

1 — около 1 см/сутки, 2 — до 10 см/сутки, 3 — 10—50 см/сутки, 4 — 50—100 см/сутки, 5 — более 100 см/сутки.

в МГУ составлена карта средних суточных поверхностных скоростей движения льда на ледниках Эльбруса (Ю. Ф. Книжников, В. И. Кравцова, И. А. Лабутина). На этой карте выделены участки почти неподвижного льда (скорость не более нескольких миллиметров в сутки), которые наблюдаются в области питания на высотах 4300—5633 м. У концов и краев ледников, а также непосредственно вблизи участков неподвижного льда наблюдаются небольшие скорости движения льда (до 10 см/сутки, или менее 36 м/год). В осевых частях крупных ледников, имеющих большие уклоны и рассеченную трещинами поверхность, отмечаются несколько большие средние скорости движения льда, достигающие 10—50 см/сутки, или 55—180 м/год. В районе фирновой линии, на ледопадах и ниже их на крупных ледниках отмечаются гали 9—10 см/сутки, в 1960 г. они оказались равны 10 см/сутки, или 180—360 м/год (рис. 62).

Для участка от первого ледопада до конца языка ледника Ирик составлена карта распределения средних суточных скоростей движения льда (рис. 63). «Анализ карты показывает, что поверхностный слой льда движется единым потоком с постепенно затухающей к концу ледника скоростью. Наибольшая скорость отмечена под верхним ледопадом и составляет 55,2 см/сутки. Наибольшее падение скоростей, и притом одинаковое, происходит ниже ледопадов в среднем на 3,6 см/сутки на каждые 100 м длины ледника. На нижнем ледопаде скорости увеличиваются и достигают 42,0 см/сутки. Между ледопадами на протяжении 1 км скорости почти не меняются. В самой широкой части ледника единый поток льда как бы раздваивается: левая часть, огибающая препятствия, имеет значительно меньшую скорость, и здесь, вероятно, в настоящее время происходит омертвление льда. Направление движения льда в целом по леднику не имеет аномалий, хотя и не всегда сов-

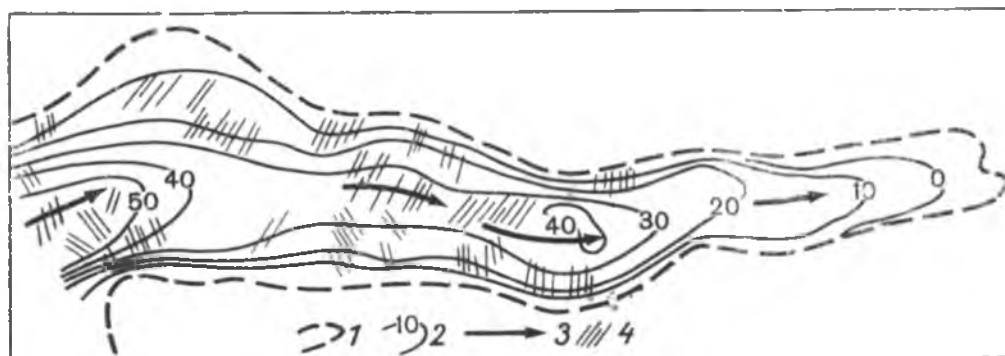


Рис. 63. Распределение суточных поверхностных скоростей движения льда на леднике Ирик в июле 1960 г. (по Ю. Ф. Книжникову).

1 — контур ледника, 2 — изогаи (см/сутки), 3 — направление течения льда, 4 — ледниковые трещины.

падает с частным уклоном, а на конце ледника направлена к его оси» (Книжников, 1964 г.).

Ю. Ф. Книжников в июле 1960 г. нашел то место на леднике Ирик, где в 1931 г. Е. А. Попов [156] измерил поверхностные скорости движения льда. В то время скорости в центре ледника достигали 9—10 см/сутки, в 1960 г. они оказались равны 10 см/сутки, т. е. за 29 лет практически не изменились.

В 1962 г. Институт географии АН СССР произвел наблюдения за движением льда на Эльбрусе. Район работ охватывал ледораздельное пространство между ледниками Гарабаши и Терскол и значительную часть этих ледников в районе ледовой базы. Измеренные величины поверхностных скоростей движения льда этих ледников приведены в табл. 143.

Из табл. 143 видно, что максимальные скорости движения льда наблюдаются на леднике Терскол, где почти вся поверхность движется со скоростью более 12,5 см/сутки. На леднике Гарабаши имеется лишь небольшой участок, где скорости движения больше 12,5 см/сутки. В ледораздельной зоне скорости движения меньше

Поверхностные скорости движения льда ледников Гарабаши и Терскол в районе ледовой базы в августе—сентябре 1962 г. (по О. Н. Виноградову и З. С. Новиковой [31])

Номер точки	Высота над уровнем моря, м	Период полевых измерений	Число дней между измерениями	Общая величина смещения, см	Средняя скорость, см/сутки
Ледник Гарабаши					
116	3760	25/VIII—10/IX	16	131	8,2
117	3760	25/VIII—10/IX	16	121	7,6
118	3760	25/VIII—10/IX	16	125	7,8
119	3750	25/VIII—10/IX	16	100	6,2
101	3645	2/VIII—9/IX	38	306	8,1
102	3625	1/VIII—9/IX	39	526	13,5
103	3580	30/VII—9/IX	41	620	15,1
ЖП	3525	30/VII—9/IX	41	416	10,1
104	3485	1/VIII—9/IX	39	445	11,4
Ледник Терскол					
114	3800	2/VIII—9/IX	38	855	22,5
110	3780	2/VIII—9/IX	38	386	10,2
112	3775	2/VIII—9/IX	38	1000	26,3
111	3775	2/VIII—9/IX	38	465	12,2
113	3760	2/VIII—9/IX	38	938	24,7
105	3750	2/VIII—9/IX	38	897	23,6

и составляли за период с 12/I по 20/VII 1,7—5,0 см/сутки, а за период 21/VII—10/IX 2,7—7,2 см/сутки.

О. Н. Виноградов и З. С. Новикова [31] считают, что одной из причин больших скоростей движения льда ледника Терскол является обилие фирновых пятен, которые образуют наложенные леднички, в результате чего мощность ледника Терскол в этих местах становится больше, чем на тех же уровнях у ледника Гарабаши. Увеличение мощности приводит соответственно к увеличению поверхностных скоростей движения льда.

В районе ледораздела лед движется не по линии максимальных уклонов, которые направлены в сторону ледника Гарабаши.

Мощный поток льда ледника Терскол захватывает часть льда ледника Гарабаши,двигающегося более медленно, т. е. здесь наблюдается явное несоответствие ледораздела кинетическому ледоразделу.

Поверхностные скорости движения льда на ледниках горы Казбек. Наблюдения производятся Закавказским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом и Управлением гидрометслужбы Грузинской ССР на ледниках Гергети, Майли, Абано, Девдоракский, Суатиси Средний начиная с 1951 г. Особенно многочисленные наблюдения за движением льда выполнены в 1960—1963 гг.

В табл. 144 приведены величины поверхностных скоростей движения льда на нескольких ледниках горы Казбек за 1960—1963 гг. Как видно из таблицы, скорости движения льда колеблются от 11,6 до 21,3 см/сутки. Наибольшая скорость отмечена на леднике Гергети. Она равна 77,8 м/год, а наименьшая наблюдается на леднике Абано — 35,4 м/год.

Таблица 144

Поверхностные скорости движения льда на ледниках горы Казбек
(по В. Ш. Цома [213])

Название ледника	Высота скоростного створа над уровнем моря, м	Период полевых измерений	Число дней между измерениями	Общая длина пройденного пути	Скорость движения, см/сутки		
					средняя	наибольшая	наименьшая
Майли	2515	7/VII—26/VII 1960	19	2,58	13,6	18,0	7,2
		15/VII—23/VIII 1961	39	8,81	22,6	27,5	19,8
		17/VII—31/VIII 1962	45	12,38	27,5	30,4	25,0
		31/VIII 1962—27/VIII 1963	361	51,26	14,2	15,1	13,4
Девдоракский	2385	2/VIII—25/VIII 1960	23	3,31	14,4	20,4	15,0
		19/VII—29/VIII 1961	41	9,59	23,4	27,0	20,2
		22/VII—4/IX 1962	44	11,18	25,4	29,8	22,7
		29/VIII 1961—22/VIII 1962	327	66,05	20,2	24,5	17,7
		5/IX 1962—16/VIII 1963	345	44,85	13,0	14,4	10,1
Абано	3387	25/VII—23/VIII 1960	29	2,93	10,1	10,8	9,0
		30/VII—3/IX 1961	34	6,90	20,3	25,3	12,9
		5/VIII—19/IX 1962	45	7,34	16,3	19,8	8,4
		3/IX 1961—5/VII 1962	305	35,38	11,6	14,0	8,6
		19/IX 1962—12/VIII 1963	327	43,49	13,3	14,9	12,0
Суатиси Средний	3067	26/VII—12/IX 1960	48	6,43	13,4	23,7	5,7
		31/VII—9/IX 1962	40	4,08	10,2	12,0	5,9
		9/IX 1962—6/VIII 1963	332	37,51	11,3	15,0	8,4

Скорости движения льда в течение года не остаются постоянными (рис. 64). Наибольшие скорости наблюдаются в летнее время и могут достигать 40 см/сутки. В начале зимы (декабрь) скорости еще довольно значительны и равны 16—18 см/сутки. Постепенно уменьшаясь, скорость движения в феврале—марте падает до минимальных величин — 10—15 см/сутки. В конце апреля она начинает увеличиваться и достигает наибольших величин к середине лета. Максимальная скорость движения льда на ледниках

Казбека была отмечена в 1941 г. на леднике Гергети и была равна 96,7 см/сутки.

От года к году скорости движения льда также изменяются. Так, на ледниках Майли и Девдоракском скорости движения в 1962 г. были больше, чем в 1960 г., а на леднике Абано наибольшая скорость отмечена в 1961 г., наименьшая — в 1960 г. Как показывают наблюдения за 1940—1965 гг. на леднике Гергети скорость движения льда изменялась от 4,4 см/сутки в 1953 г. до 24,4 см/сутки в 1942 г. Наибольшие скорости движения наблюдались в 1960—1963 гг. (табл. 145).

Поверхностные скорости движения льда на долинных ледниках. Наблюдения за скоростью движения льда производились на ледниках Башкара, Безенги, Мижирги, Цея

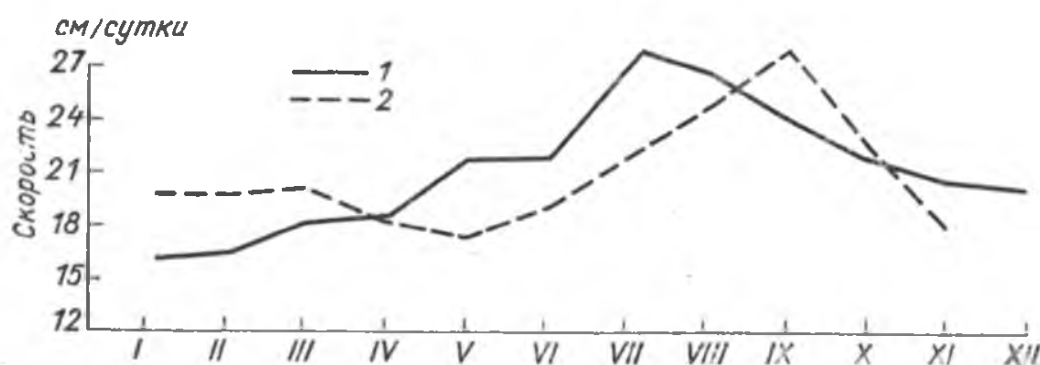


Рис. 64. Средние месячные скорости движения льда (ледник Гергети, высота створа 3590 м).

1 — 1962 г., 2 — 1963 г.

и Караугом в разные годы и на различных расстояниях от конца языка ледника. Поэтому все имеющиеся сведения о скоростях движения долинных ледников почти несравнимы. Однако несмотря на это они весьма ценны, поскольку, хотя и в первом приближении,

Таблица 145

Средние годовые скорости движения льда ледника Гергети на высоте 3590 м за 1940—1965 гг. (по В. Ш. Цомая [214])

Год	Скорость движения льда, см/сутки	Год	Скорость движения льда, см/сутки	Год	Скорость движения льда, см/сутки
1940	8,5	1949	6,6	1958	12,2
1941	18,4	1950	7,7	1959	16,3
1942	24,4	1951	(7,1)	1960	21,5
1943	20,8	1952	(7,9)	1961	22,4
1944	14,8	1953	(4,4)	1962	21,1
1945	11,3	1954	(10,6)	1963	20,2
1946	8,7	1955	12,3	1964	18,9
1947	10,7	1956	11,5	1965	19,9
1948	10,3	1957	15,3		

дают представление о величинах поверхностных скоростей движения льда на различных долинных ледниках.

Ледник Башкара. Наблюдения за движением льда впервые произведены В. К. Альтбергом [10] 5/VIII—23/IX 1932 г. и 29/VII—19/IX 1933 г. в период работ Кавказской ледниковой экспедиции по программе 2-го Международного полярного года. Наблюдения производились на двух скоростных поперечных створах. Створ № 1 был расположен в 810 м от конца языка ледника, а № 2 — в 1593 м. Средняя скорость движения льда в 1932 г. на створе № 1 оказалась равной 7,6 см/сутки, а на створе № 2 — 12,1 см/сутки. В 1933 г. скорости были соответственно равны 8,1 и 12,4 см/сутки, т. е. несколько выше, чем в 1932 г. Величины скоростей движения льда на нижнем створе как в 1932 г., так и в 1933 г. были на 59% меньше, чем на верхнем створе. Полученные данные о движении льда по поперечным створам показали, что максимальные скорости наблюдаются не на середине ледника. В то же время участки с максимальными скоростями в 1932 г. не совпали с участками максимальных скоростей 1933 г. Величины поверхностных скоростей движения льда от июля к сентябрю уменьшались как в 1932 г., так и в 1933 г. (табл. 146).

Таблица 146

Поверхностные скорости движения льда (см/сутки) на леднике Башкара по наблюдениям в 1932—1933 гг. (по В. К. Альтбергу [10])

Номер створа	1932 г.				1933 г.			
	5/VIII— 25/VIII	26/VIII— 14/IX	15/IX— 23/IX	5/VIII— 23/IX	29/VII— 16/VIII	17/VIII— 5/IX	6/IX— 19/IX	29/VII— 19/IX
1	7,7	7,5	7,5	7,6	8,3	9,5	6,6	8,1
2	12,6	12,0	11,7	12,1	13,7	13,4	11,8	12,4

Для точки створа № 1, расположенной на расстоянии 100 м от левого склона, В. К. Альтберг [10] получил величину скорости движения льда, равную 30,26 м/год. Учитывая величины скоростей за летний период, им сделано предположение, что зимой ледник проходит за месяц расстояние, по крайней мере на 56 см меньше, чем летом.

В период проведения Международного геофизического года наблюдения за движением льда на леднике Башкара производил П. В. Ковалев также на двух створах. Нижний находился в 200 м от конца ледника, а верхний — в 950 м, т. е. примерно в тех же местах, что и в 1932—1933 гг. На нижнем створе наблюдения производились в 1957—1959 гг., а на верхнем — в 1958—1959 гг. За все пять лет в летний период скорости на верхнем створе были в два-три раза больше, чем на нижнем. Несмотря на то что скоростные створы в 1957—1959 гг. стали ближе к концу языка, скорости на них наблюдались большие по сравнению с 1932—1933 гг. (табл. 147).

Таблица 147

Средняя скорость движения льда (см/сутки) на леднике Башкара в летний период (по П. В. Ковалеву [99])

Год	Нижний створ	Верхний створ
1932	7,6	12,1
1933	8,1	12,9
1957	8,5	—
1958	8,2	15,7
1959	5,5	16,4

блюдений на каждом створе было произведено три отсчета скоростей движения. Во всех случаях наибольшие скорости льда наблюдались на створе № 2 (июль — 29,9 см/сутки); наименьшие скорости отмечались в сентябре (9,4 см/сутки, створ № 4) на всех четырех створах (табл. 148).

Таблица 148

Поверхностные скорости движения льда (см/сутки) ледника Безенги по наблюдениям в 1965 г.

Номер створа	Расстояние от конца языка ледника, м	Средняя высота створа, м	Ширина ледника в месте створа, м	VII	VIII	IX	Средняя скорость за июль—сентябрь
1	2500	2390	850	18,2	18,1	13,2	16,6
2	5500	2550	900	29,9	26,6	24,9	27,2
3	9500	2860	850	29,1	28,1	23,3	27,1
4	9800	3000	550	10,6	10,6	9,4	10,2

Полученные данные показывают, что наиболее активной является восточная ветвь, на которой скорости движения льда почти в три раза больше, чем на западной. После слияния западной и восточной ветвей скорость движения льда сначала возрастает, а потом уменьшается, составляя в 2,5 км от конца языка 16,6 см/сутки.

На каждом из четырех створов имелось по 8—13 точек, расположенных на расстоянии 50 м друг от друга, что позволило получить распределение скорости льда по поперечным профилям. В разных точках створов скорости были различны — от 5,2 до 18,7 см/сутки на створе № 1 и от 11,6 до 35 см/сутки на створе № 3. Уменьшение скоростей от центральной части ледника к его бортам наиболее четко прослеживается на створе № 1 и менее четко — на створе № 4. На створах № 2 и 3 этого не наблюдается.

Скорости движения довольно равномерны по всему створу № 2, а в створе № 3 наибольшие скорости наблюдаются у левого склона. По нашему мнению, это вызвано следующим: а) на створе № 2 прослеживается подледный ригель, который приводит к некоторому выравниванию скоростей движения по всему створу; б) на створе № 3 левым бортом ледника является почти отвесная Безенгийская стена, с которой на поверхность ледника сходит большое количество лавин, формирующих как бы «наложенный ледник» (подобный описанному О. Н. Виноградовым и З. С. Новиковой в 1964 г. для Эльбруса); в результате этого поверхностные скорости движения льда увеличиваются.

В 1960, 1961, 1963 и 1969 гг. нами были произведены наблюдения за движением льда на створе № 1, находящемся в 2,5 км от конца языка ледника. Наблюдения производились по трем точкам, находящимся в 180, 280 и 490 м от правого борта ледника. Наибольшие скорости движения льда во все годы были отмечены для точки, находящейся в 490 м от правого борта. За 1960—1969 гг. общее ее смещение оказалось равным 641,6 м, или 71,2 м/год.

Ледник Кельбаши. Для этого ледника О. Н. Виноградовым и И. С. Гореликом в 1966 г. по результатам измерений скоростей движения льда составлена карта распределения поверхностных скоростей движения льда, впервые опубликованная в Каталоге ледников, т. 8, ч. 7 [149]. На карте векторами показано направление движения льда, а изотаксами выделены области равных скоростей.

Максимальные скорости движения льда отмечаются у границы области питания, где они достигают величины порядка 7—8 см/сутки (26—29 м/год). Наиболее быстродвигающиеся части ледника расположены в средней и верхней частях левой половины ледника, где находится основная область накопления. Значительная часть правой и нижней частей ледника, где условия питания плохие, почти неподвижны. В нижней части ледника в районе пятна с повышенной аккумуляцией на небольшом участке скорости снова несколько возрастают.

Ледник Цея. Наблюдения за скоростями движения на леднике Цея производились П. В. Ковалевым [98] в 1958 г. и автором настоящей работы в 1966—1970 гг. В 1958 г. наблюдения производились в летний период и только по поперечному створу, находящемуся в 500 м от конца языка ледника. Ширина ледника в районе створа 460 м. Наибольшая скорость движения льда, отмеченная ближе к левому склону, была равна 23 см/сутки, а наименьшей была скорость у правого склона на расстоянии 55 м от правобережной морены (5,6 см/сутки) (рис. 65).

В период 1966—1970 гг. производились измерения годовых скоростей движения льда по продольному створу. Наибольшая скорость, отмеченная в 1700 м от конца языка в 1966-67 г. и в 1850 м в 1967-68 г., была равна 138 и 141 м/год, а минимальная — 21 м/год в 1968-69 г. на расстоянии 1700 м от конца языка ледника (табл. 149).

Скорости движения льда Цейского ледника (м/год) за 1966—1970 гг.

Расстояние до конца языка, м	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70	1966-70
2000	111	138	69	72	390
1850	96	141	45	57	339
1700	138	126	21	51	336
1400	69	111	25	35	240

В заключение коротко остановимся на причинах, вызывающих изменение годовых скоростей, и возможностях их расчета по данным метеорологических наблюдений.

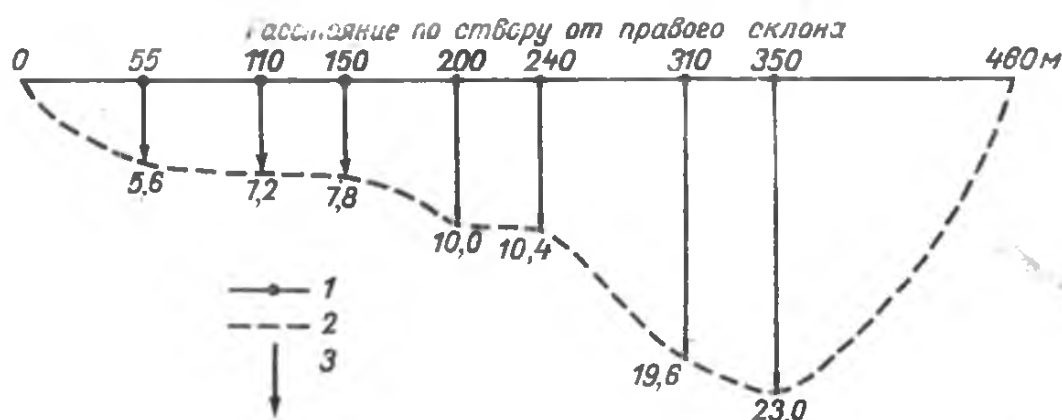


Рис. 65. Движение льда на леднике Цей летом 1958 г.

1 — положение линии створа 30/VII 1958 г.; 2 — положение линии створа 29/VIII 1958 г. и величины скорости движения льда (см/сутки); 3 — направления движения льда.

Единственной работой, в которой рассматриваются взаимосвязи скоростей движения ледника и метеоэлементов, является работа В. Ш. Цомая [214], выполненная на основе анализа данных наблюдений за движением ледников Казбека: Суатиси Средний, Гергети, Абано, Девдоракский и Майли. Им выяснено, что «... при увеличении осадков и снижении летней температуры воздуха, что в общем соответствует увеличению слоя нарастающих осадков в области питания ледников, увеличивается скорость движения льда на поверхности ледников» [214, с. 320]. Для ледников Гергети, Абано, Суатиси Средний, Девдоракский и Майли им получены формулы, по которым можно производить расчет скоростей движения льда, имея сведения о годовом количестве осадков и сумме положительных средних месячных температур воздуха за летний период. По этим формулам Цомая произвел расчет средних годовых скоростей движения льда для ледника Гергети за 1940—1950 гг. (см. табл. 145).

Температурный режим ледников

Температурный режим изучался только на ледниках южного склона Эльбруса и леднике Безенги. На ледниках Эльбруса наблюдения производились зимой 1958-59 г. М. Я. Пламом [151, 152] и в 1961 г. Е. Н. Цыкиным [219]. Наблюдения Плама показали, что наиболее низкие температуры отмечаются в верхней трехметровой толще, при этом минимальные температуры наблюдаются в марте (на глубине до 100 см), апреле (170—270 см) и мае (465 см). На глубинах более 10 м только в декабре и январе температура отрицательна, во все остальные же месяцы она равна нулю. Зависимости средних месячных температур в верхней толще ледника Терскол от температуры воздуха и мощности снега на поверхности ледника не прослеживаются (табл. 150).

Таблица 150

Средняя месячная температура (°С) верхней толщи ледника Терскол на высоте 3750 м по наблюдениям в 1958-59 г. (по М. Я. Пламу [152])

Глубина скважины, м	XII	I	II	III	IV	V
1,00	-6,5	-6,5	-7,4	-9,1	-8,9	-6,8
1,70	-4,3	-4,9	-5,7	-7,1	-7,4	-6,3
2,70	-2,2	-3,1	-3,7	-5,1	-5,6	-5,3
4,65	-0,8	-1,4	-1,7	-2,4	-2,8	-3,1
7,70	-0,2	-0,4	-0,3	-0,6	-0,8	-0,7
10,68	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,0
15,00	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
17,70	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
18,00	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
20,00	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Температура воздуха на высоте 2 м	-12,0	-12,1	-22,2	-15,0	-8,9	-3,7
Мощность снега, см	43	53	40	84	121	135

В июле—августе 1958 г. и сентябре—ноябре 1961 г. Плам и Цыкин произвели маршрутное термозондирование на южном склоне Эльбруса по профилю от седловины и почти до конца языка ледника Гарабаши. При этом Плам произвел определение температур до глубины 3,0 м, а Цыкин — до глубины 10—25 м. Наиболее низкая температура наблюдалась на высотах более 4000 м, где на глубине 3,0 м она была $-9,3^{\circ}$. В нижних высотных зонах, где в теплый период наблюдается промачивание фирновой толщи талыми водами, в июле—августе температура находится около нуля ($-0,2$, $-0,5^{\circ}$), а в сентябре—ноябре, когда начинается промерзание, не превышает $-3,0^{\circ}$ (табл. 151, 152).

Сотрудниками Института географии в августе 1966 г. на леднике Безенги на высоте 2600 м была пробурена скважина глубиной 150 м, в которой произведено измерение температуры льда [158]. Полученные данные показывают, что температура льда

Температура верхней толщи ледников (°С) южного склона Эльбруса
в июле—августе 1958 г. (по М. Я. Пламу [151])

Высота, м абс.	Глубина, м				Зона льдообразования
	0,1	1,0	2,0	3,0	
4940	—	—7,6	—8,5	—9,3	Ледяного питания
4670	—	—3,7	—4,9	—6,0	„ „
4520	—	—3,3	—4,1	—5,1	„ „
4290	—	—1,8	—3,3	—4,1	„ „
4060	—0,1	—0,5	—0,6	—0,6	Теплая фирновая зона
4020	—0,5	—0,5	—0,8	—0,8	„ „
3970	—0,6	—0,7	—0,7	—0,8	„ „
3900	0	—0,1	—0,2	—0,2	„ „
3800	0	—0,2	—0,5	—0,5	„ „
3740	0	—0,3	—0,3	—0,3	„ „

Температура верхней толщи ледников (°С) южного склона Эльбруса
в сентябре—ноябре 1961 г. (по Е. Н. Цыкину [219])

Высота, м абс.	Глубина, м									
	0	1	2	3	5	7,5	10	15	20	25
4300	—5,7	—3,8	—3,4	—3,8	—5,3	—6,5				
4025	—2,5	—2,8	—3,1	—3,5	—5,3	—6,5	—6,9			
3975	—3,1	—0,8	—0,05	0,0	0,0	0,0	0,0			
3940	—0,5	—0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
3850	—1,7	—0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
3810	—1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
3770	—2,9	—0,2	0,0	0,0	—0,8	—0,9				
3765	—3,4	—1,0	0,4	0,0						
3665	—1,6	—1,6	—1,6	—1,7	—2,2	—2,5	—2,8	—1,8	—1,4	—0,9
3400	—0,4	0,0	0,0							

понижается только до глубины 10 м, где достигает наиболее низких значений ($-0,6^{\circ}$). В дальнейшем, при увеличении глубины, происходит постепенное ее увеличение, и на глубине 80 м температура льда становится равной нулю; такая температура сохраняется до дна скважины (рис. 66).

«Такое распределение температур в языке ледника необычно. До сих пор отрицательные температуры льда постепенно повышались к ложу и достигали 0° в непосредственной близости от него, что хорошо объясняется кондуктивной теплопередачей от ложа.

В данном случае температура 0° в середине толщины ледника не может быть следствием молекулярной теплопроводности, и поэтому следует предположить, что формирование льда происходило в теплых фирновых зонах, и лед, имевший с самого начала нуле-

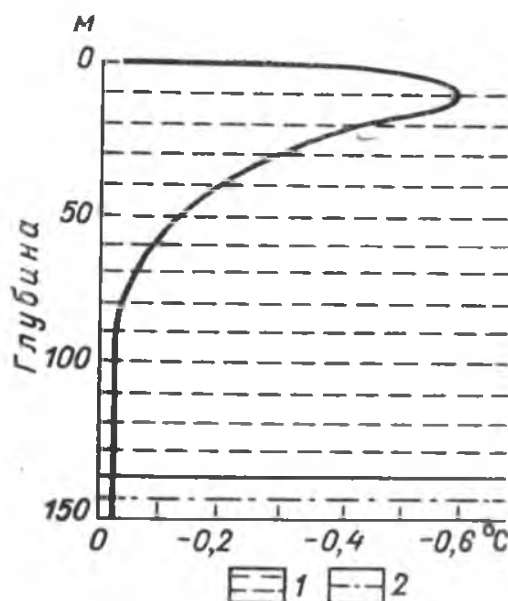


Рис. 66. Температура льда ледника Безенги (по Т. В. Псаревой и др.).

1 — чистый сухой лед; 2 — мокрый лед с включением минеральных частиц.

вую температуру, сохранил ее в глубинных частях ледника. Верхний 80-метровый слой мог охладиться на участках ледника, лежащих ниже фирновой линии» [158, с. 95].

ГЛАВА 7. ЭВОЛЮЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 100 ЛЕТ

Данные, полученные в результате составления Каталога ледников Северного Кавказа, т. 8, ч. 5—12, показывают, что современное оледенение бассейна р. Терека, как всего Кавказа, за годы, прошедшие после составления первого каталога ледников Кавказа [154], значительно уменьшилось. Уменьшение оледенения за последние 100 лет подтверждается и многочисленными полевыми наблюдениями (Х. Я. Закиев [76, 78], П. В. Ковалев [102, 103], Л. М. Рудаков, Е. С. Трошкина, Г. К. Тушинский [191, 195], В. Ш. Цомая [207, 210, 213, 218] и др.).

Одновременно с уменьшением размеров ледников (длины, площади, мощности) ряд ледников исчез полностью, другие же ледники распались на более мелкие или от них произошло отчленение почти всех притоков. Однако на общем фоне деградации оледенения, продолжающейся несколько тысяч лет, в отдельные периоды наблюдается наступание или стационарирование ледников.

Последнее наиболее крупное наступание ледников наблюдалось на Кавказе (соответственно и в бассейне р. Терека) в 50-х годах XIX столетия; следы его хорошо видны во всех ледниковых долинах в виде высоких конечно-моренных валов. Эти валы в 1965—1969 гг. находились на расстоянии 1500—2500 м от концов ледников. Некоторые исследователи называют это время «малым ледниковым периодом». По мнению Г. К. Тушинского [195], в отме-

ченный период наступания ледников произошло образование небольших каровых и долинных ледников, которые к настоящему времени полностью исчезли.

После наступания ледников повсеместно началось довольно интенсивное их отступление, прерываемое стационарными или даже наступаниями отдельных или в редких случаях всех ледников целых районов. Подобные явления в бассейне р. Терека наблюдались в 1872—1875, 1885—1887, 1911—1913, 1927—1932, 1946—1949 гг. и были отмечены Н. А. Бушем [23], С. П. Соловьевым [177], Е. И. Орешниковой [139], Х. Я. Закиевым [76, 78],



Рис. 67. Моренный вал в долине р. Черек Безенгийский

С. Л. Кушевым [121 и др.]. Эти остановки или наступания ледников в ледниковых долинах также зафиксированы моренными валами (рис. 67), по которым вполне можно восстановить историю динамики отдельных ледников, что и сделали С. Л. Кушев [121 и др.], Х. Я. Закиев [76], В. Д. Панов [143].

Изменение площади и числа ледников

Первый каталог ледников Кавказа, и в том числе бассейна р. Терека, составлен К. И. Подозерским в 1911 г. на основе топографических карт масштаба 1 : 42 000 съемки 1881—1910 гг. Однако при его составлении были допущены неточности, на которые обратили внимание А. И. Духовский, Ф. С. Красильников [116], А. Л. Рейнгард [159], В. В. Маркович [134 и др.], А. И. Ендржеев-

ский. Эти неточности следующие: пропуск некоторых ледников; внесение в каталог ледников, которых нет в действительности; завышение размеров ледников; принятие за один ледник нескольких.

В бассейне р. Терека Подозерский не включил в свой каталог 74 ледника общей площадью 24,14 км². Эта неточность нами устранена при составлении новых каталогов. В большинстве случаев при выяснении вопроса о пропуске ледников использовались топографические карты съемки 1881—1890 гг. Кроме того, общая площадь оледенения и число ледников были уточнены с учетом указаний А. Л. Рейнгарда, В. В. Марковича, А. И. Ендржеевского, А. И. Духовского. Общее число ледников в бассейне р. Терека по состоянию на 1881—1890 гг., по данным К. И. Подозерского [154] с нашими уточнениями, оказалось равно 553, а площадь — 1127,8 км².

В 1959 г. П. А. Иваньков [84] опубликовал новые сведения о ледниках бассейна. Не приводя морфометрических сведений для отдельных ледников, он привел общее число ледников для отдельных притоков р. Терека. Эти данные Иваньков получил на основании картометрических измерений по крупномасштабным топографическим картам, составленным по материалам аэрофотосъемочных работ 1946 г. Общая площадь ледников бассейна по его данным равна 909,67 км², а число — 754.

В настоящее время Северо-Кавказское УГМС, Институт географии АН СССР, Закавказский НИГМИ, УГМС Грузинской ССР и Московский университет закончили составление «Каталога ледников Северного Кавказа» по состоянию оледенения на 1965—1969 гг. Число ледников в бассейне р. Терека, по данным этого каталога, равно 797, а площадь — 694,76 км² (табл. 153).

Таблица 153

Число и площадь ледников в бассейне р. Терека

Число ледников	Площадь, км ²	По состоянию на какой год	Источник
553	1127,19	1881—1890	Каталог К. И. Подозерского [154] с нашими уточнениями П. А. Иваньков [84] Каталог ледников, т. 8, ч. 5—12
754	909,67	1946	
797	694,76	1965—1969	

За прошедшие годы произошли существенные изменения размеров современного оледенения в бассейне р. Терека. Площадь оледенения бассейна с 1881—1890 до 1965—1969 гг. уменьшилась на 433,04 км² (табл. 154).

Наибольшее уменьшение площади оледенения произошло в бассейнах рек Ардона и Сунжи, а наименьшее — в истоках р. Малки и в бассейне р. Черема. При этом довольно часто наблюдается следующая зависимость: чем больше высота гор в бассейне,

Уменьшение площади оледенения в бассейне р. Терека
за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

Название реки	Площадь ледников, км ²		Уменьшение площади ледников	
	на 1881—1890 гг.	на 1965—1969 гг.	км ²	% от площади ледников на 1881—1890 гг.
Малка (истоки)	65,62	55,96	9,66	14,6
Баксан (истоки)	234,99	132,37	102,62	43,6
Чегем	93,38	58,1	35,28	37,9
Черек	272,01	198,35	73,26	27,2
Урух	138,56	82,73	55,83	40,2
Ардон	156,69	74,01	82,68	52,9
Терек (истоки)	97,2	65,85	31,35	31,8
Сунжа	69,35	27,39	41,96	60,5
Итого	1127,8	694,76	433,04	38,4

тем меньше уменьшение оледенения (Черек, Чегем). Также несколько меньше, чем в других районах, уменьшилось оледенение вулканических конусов Эльбруса (14,6%) и Казбека (20%), что связано как с высотой этих гор, так и с размерами ледников.

Число ледников в бассейне р. Терека за рассматриваемый период увеличилось с 553 до 797. Наибольшее увеличение числа ледников произошло в бассейне рек Череха, Баксана и Чегема. В бассейнах же рек Малки, Сунжи и в истоках Терека число ледников не увеличилось, а даже уменьшилось (табл. 155).

Изменение числа ледников в бассейне происходит в результате двух противоположных процессов: 1) исчезновения ледников; 2) распада более крупных ледников на мелкие или отчленения притоков от ледников, имеющих их. Первое приводит к уменьшению общего числа ледников, а второе — к их увеличению. Второй процесс в настоящее время в бассейне р. Терека является преобладающим как в общем для всего бассейна, так и для большинства его притоков.

За период с 1881—1890 по 1965—1969 гг. всего в бассейне р. Терека растаяло 155 ледников, или 27,9% числа ледников, наблюдавшихся в 1881—1890 гг. Наибольшее число растаявших ледников приходится на бассейны рек Сунжи, Череха, Терека (истоки), Ардона. За этот же период появилось 463 «новых» ледника, из которых 180 образовались в результате распада единых ранее ледников (38,9%) и 283 — за счет отчленения притоков (61,1%).

Наибольшее количество отчленившихся ледников находится в бассейнах рек Череха и Баксана (истоки), что связано с наличием здесь таких крупных ледников, как Безенги, Дых-Су, Мижирги, Уллуаузна, Шхельды, Шаурту, Башкара и др. Все это

Изменение числа ледников в бассейне р. Терека за период с 1881—1890
по 1965—1969 гг.

Название реки	Число ледников		Увеличение (+) или уменьшение (-) числа ледников	Растаяло ледников	Распалось ледников	Образовалось в результате	
	на 1881—1890 гг.	на 1965—1969 гг.				распадения	отчленения
Малка (истоки)	13	12	-1	3	1	2	1
Баксан (истоки)	91	160	+69	18	18	54	51
Чегем	22	65	+43	4	3	11	39
Черек	99	182	+83	29	7	19	100
Урух	69	105	+36	16	7	22	37
Ардон	109	131	+22	34	10	29	37
Терек (истоки)	78	74	-4	24	7	16	11
Сунжа	72	68	-4	27	11	27	7
Всего	553	797	+244	155	64	180	283

сложные долинные ледники, конфигурация и размеры которых в последние годы претерпевают наибольшие изменения. Отчленение притоков происходит преимущественно от сложных долинных и долинных ледников. Например, от ледника Безенги в результате отчленения притоков образовалось 26 ледников, от ледника Уллаузна — 12, Шаурту — 12 и т. д. Однако чаще всего происходит отчленение небольших притоков, имеющих площадь 0,03—1,5 км². Отчленение более крупных притоков наблюдается пока редко (от ледника Карагом отчленился приток площадью 1,07 км², от ледника Майли — площадью 2,5 км²), но в ближайшие 50 лет может произойти отчленение крупных притоков от таких ледников, как Безенги (западная ветвь), Дых-Су (приток Айлама), Мижирги (ветвь Кундюм-Мижирги).

В бассейне р. Терека в нескольких случаях наблюдается образование ледников в результате отчленения не притоков, а верхней части области питания, обычно расположенной на крутой задней стенке цирка или кара, и распадаения ее на несколько ледников. Такое явление нами отмечено у ледников № 28, 32, 54 (бассейн р. Черек).

Распадение ледников наиболее развито в бассейнах рек Баксана, Ардона и Сунжи, в которых распалось по 10—18 ледников (см. табл. 155). Преимущественно распадаются долинные, карово-долинные и крупные каровые ледники, в основном расположенные на Боковом хребте или его северных отрогах. В отдельных случаях

происходит распадение сложных долинных ледников, расположенных как на Главном (Тана, Суаргомцити), так и на Боковом хребте (Адырсу, Кулак-Чегемсчмар и др.).

При распаде сложных долинных и долинных ледников их морфологический тип всегда изменяется — образуются долинные, долинно-висячие и каровые ледники (рис. 68). При распаде же каровых ледников их морфологический тип почти всегда сохраняется, в результате распада образуется два, а в некоторых случаях три каровых ледника (№ 489) и более редко — один-два висячих. Площадь ледников при распаде уменьшается весьма значительно, в отдельных случаях на 77—92% (Кору, Комитодах, № 1186), а длина — на 900—3000 м (табл. 156).

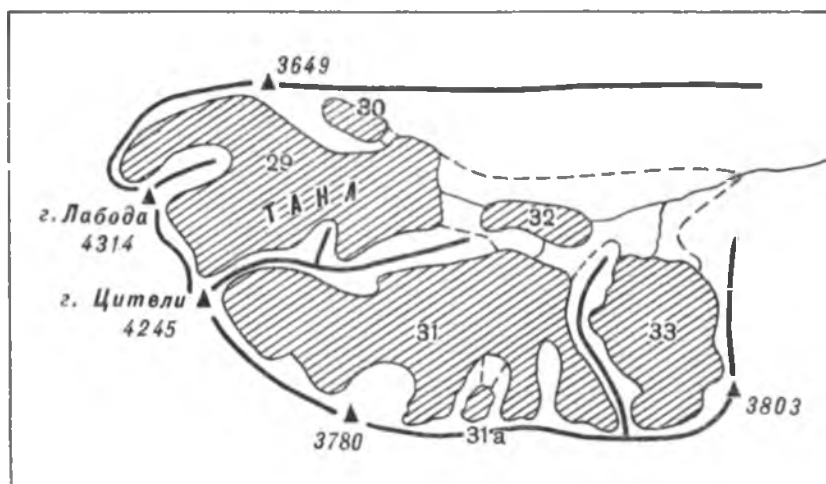


Рис. 68. Схема деградации ледника Тана.

Усл. обозн. см. рис. 25.

В бассейнах некоторых притоков р. Терека процессы распада ледников и отчленения притоков постепенно начинают прекращаться в связи с преобладанием в этих бассейнах ледников простых морфологических типов (висячих, каровых). Наиболее характерным в этом отношении является бассейн р. Сунжи, в котором за 1881—1969 гг. произошло не увеличение числа ледников (как для всего бассейна), а уменьшение. В дальнейшем в бассейне р. Сунжи можно ожидать распада только ледников № 35, 36, 48 и отчленения притоков только от ледников № 22, 28. Преимущественно же здесь будет происходить только исчезновение ледников, что и наблюдалось в 1881—1969 гг. в бассейне правого притока Асса, где за этот период растаяло 15, а образовалось в результате отчленения только 3 ледника.

Средние размеры ледников (дробность оледенения) также уменьшились за рассматриваемый период, при этом наименее всего в бассейнах рек Малки (истоки) и Терека (истоки), а наиболее — в бассейнах рек Чегема и Баксана (истоки). В целом же по бассейну средние размеры ледников уменьшились с 2,04 до 0,87 км² (табл. 157).

Изменение размеров ледников при распаде за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

Название распавшегося ледника или номер (по каталогу К. И. Подозерского [154])	Бассейн реки, в котором находится ледники	Морфологический тип распавшегося ледника	Число ледников об-разовавшихся после распада	Площадь, км ²			Величина отступа-ния основного лед-ника, м
				ледника до распада	ледников пос-ле распада	величина уменьшения	
496	Баксан	Карово-долинный	4	4,56	1,39	3,17	640
493	"	Сложный долин-ный	9	22,25	8,86	13,39	2660
487	"	Сложный долин-ный	5	15,73	5,35	10,38	1650
486	"	Сложный долин-ный	5	14,04	6,90	7,14	1650
489	"	Каровый	3	0,59	0,05	0,54	770
Кулак-Чегем-счимар	Чегем	Сложный долин-ный	4	15,79	12,15	3,64	2470
Кору	"	Долинный	3	12,19	3,23	8,96	1760
Танацете	Урух	Сложный долин-ный	4	15,42	8,54	6,88	3000
Суаргомцити	Ардон	Долинный	6	4,57	2,1	2,47	600
Комитодах	Сунжа	Карово-долинный	3	4,64	1,5	3,14	900
1186	"	"	3	1,80	0,48	1,32	1100

Таблица 157

Изменение средних размеров ледника за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

Название реки	Размеры ледников, км ²		Изменение средних размеров ледника	
	на 1881—1890 гг.	на 1965—1969 гг.	км ²	%
Малка (истоки)	5,05	4,66	0,39	7,7
Баксан (истоки)	2,58	0,83	1,75	67,8
Чегем	4,24	0,89	3,35	79,1
Черек	2,75	1,09	1,66	60,4
Урух	2,01	0,79	1,22	60,8
Ардон	1,44	0,56	0,88	61,1
Терек (истоки)	1,24	0,89	0,35	28,2
Сунжа	0,96	0,40	0,56	58,4
По всему бассейну	2,04	0,87	1,17	57,4

Изменение средних размеров ледников довольно хорошо согла-суется с изменением числа ледников по отдельным притокам Те-река: там где произошло наибольшее уменьшение средних разме-

ров ледника, отмечается и наибольшее уменьшение числа ледников [реки Чегем, Баксан (истоки), Ардон].

Так же хорошо прослеживается связь между средними размерами ледников и уменьшением площади оледенения бассейна. В тех бассейнах, в которых имеются ледники небольших размеров, произошло наибольшее уменьшение площади оледенения, и соответственно наоборот. Так, в бассейне р. Сунжи средний размер ледников 0,40 км², т. е. наименьший во всем бассейне р. Терека. Здесь же произошло и наибольшее уменьшение площади оледенения бассейна — на 60,1%.

Отступление ледников

Одновременно с уменьшением площади ледников и их распадом происходит уменьшение их длины. Определить величину отступления ледника значительно проще, чем подсчитать изменение его площади. Поэтому сведения об отступании (или наступании) имеются для многих ледников и не только за большие промежутки времени, но и за малые.

За отступанием ледников бассейна производили наблюдения многие исследователи на протяжении более 100 лет (Г. С. Хатисян [199, 200 и др.], А. А. Висковатов [32, 33], Н. А. Буш [23], П. В. Ковалев [99, 102, 103 и др.], Г. К. Тушинский [192, 195], Х. Я. Закиев [76, 78] и др.). Первые инструментальные наблюдения за отступанием ледников в бассейне были выполнены в 1863 г. Г. С. Хатисяном на леднике Девдоракский. Однако в период с 1863 по 1957 г. наблюдения за отступанием ледников производились от случая к случаю. Только в 1957 г. Московским университетом (ледники Эльбруса), Закавказским НИГМИ (ледники Казбека) и Харьковским университетом (ледник Башкара и некоторые другие) были начаты систематические наблюдения за некоторыми ледниками в бассейне р. Терек. С 1963 г. наблюдения за отступанием ледников производит Северо-Кавказское УГМС (Безенги, Мижирги, Сказка, Цея, Уилпата). Длительное время (с 1927 г.) за отступанием конца языка ледника Цея производит наблюдения Х. Я. Закиев. Результаты этих наблюдений опубликованы в нескольких работах [73 и др.].

Несмотря на то, что наблюдения за отступанием ледников производились от случая к случаю и характеризуют чаще всего небольшие промежутки времени, ценность их очень велика, так как только благодаря им мы можем судить о скоростях отступления ледников в отдельные годы (рис. 69).

По данным каталога ледников, составленного К. И. Подозерским [154], а также по топографическим картам съёмки 1881—1890 гг. нами для многих ледников бассейна получены величины отступления их языков. При этом для подавляющего числа ледников определение величин отступления производилось в полевых условиях в разные годы, в связи с чем и приводятся величины отступления на 1965—1969 гг.

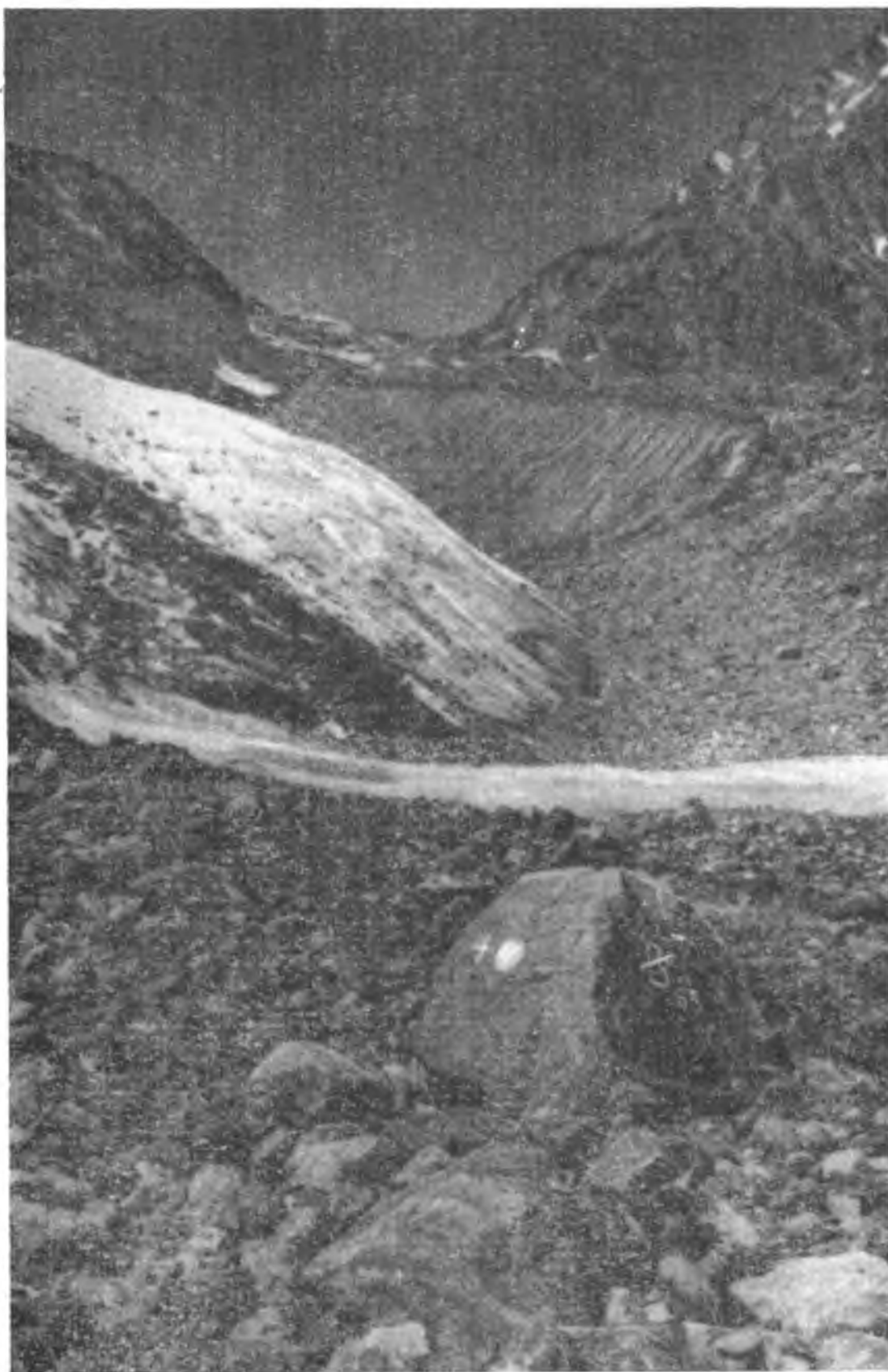


Рис. 69. Репер у конца ледника Нижний Кулак, от которого производится измерение величины отступления.

Величины отступления у ледников бассейна за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг. наблюдаются самые различные — от 3000 м (ледник Танацете в бассейне р. Урух) до 130 м (ледник № 5 в бассейне р. Черека). Средние скорости отступления изменяются от 36,2 до 0,2 м/год. По скорости отступления ледники бассейна можно разделить на две группы. К первой группе относятся ледники следующих морфологических типов: сложные долинные, долинные, карово-долинные, висячие долинные и ледники вулканических конусов; ко второй группе — каровые, карово-висячие, висячие каровые, висячие и присклоновые.

Скорости отступления у большинства ледников первой группы составляют 10—15 м/год, но у отдельных ледников они могут достигать как очень больших (25—36 м/год), так и небольших величин (2—10 м/год) (табл. 158). Наибольшая скорость отступления для ледников первой группы отмечена у ледников Танацете (36,2 м/год), Дых-Су (22,4 м/год), Ирик (21,2 м/год), Донос

Таблица 158

Величины отступления ледников первой группы

Название ледника	Морфологический тип	Годы	Число лет	Величина отступления, м	
				общая	в год
Шхельды	Сложный долинный	1887—1966	79	450	5,7
Шаурту	То же	1889—1965	76	1200	15,8
Безенги	"	1888—1966	78	1150,1	14,7
Дых-Су	"	1888—1966	78	1746,7	22,4
Агаштан	"	1888—1966	78	1230	15,8
Псыган	"	1888—1966	78	850	10,9
Караугом	"	1883—1966	83	1224	14,8
Цея	"	1890—1969	79	1028,2	13,0
Чегеткара	Долинный	1887—1966	79	150	1,9
Башкара	"	1887—1966	79	845	10,7
Штулу Западный	"	1888—1966	78	1540	19,6
Мосотацете	"	1883—1966	83	870,8	9,4
Танацете	"	1883—1966	83	3000	36,2
Сонгутидонцете	"	1883—1966	83	900	10,9
Сказка	"	1890—1969	79	693,6	8,8
Качу	"	1889—1969	80	510	6,4
Тебулос	"	1889—1969	80	930	11,5
Диклос	"	1889—1969	80	950	11,7
Уллучиран	Конических вершин	1887—1966	79	1300	16,5
Ирик	То же	1887—1966	79	1670	21,2
Терскол	"	1887—1966	79	1000	12,7
Большой Азау	"	1887—1966	79	1120	14,2
Уилпата	Карово-долинный	1890—1969	79	670,3	8,5
Козыцити	"	1888—1969	81	1130	14,0
Донос	"	1888—1969	81	1600	19,7
Фастфыдар	"	1882—1969	87	370	4,3

(19,7 м/год), а наименьшие — у ледников Чегеткара (2,1 м/год), Шхельды (5,7 м/год) и Качу (6,4 м/год).

Скорости отступления большинства ледников второй группы значительно меньше и составляют 3—8 м/год. Однако у некоторых из них они могут достигать 10—18 м/год, а в отдельных случаях и больше (табл. 159).

Таблица 159

Величины отступления ледников второй группы

Номер ледника	Название реки, в бассейне которой находится ледник	Морфологический тип	Годы	Число лет	Величина отступления, м	
					общая	в год
26	Баксан	Каровый	1887—1966	79	1420	18,0
29	Чегем	„	1889—1965	76	1140	14,9
3	Черек	„	1888—1966	78	800	10,2
15	Урух	„	1883—1966	83	380	4,6
11	Ардон	„	1890—1969	70	710	10,2
60	Кистинка	„	1882—1969	87	930	10,7
37	Сунжа	„	1888—1969	81	940	11,6
45	Черек	Карово-висячий	1888—1966	78	300	3,9
125	„	То же	1888—1966	78	100	13,1
34	Баксан	Висячий каровый	1887—1966	78	740	9,2
41	„	То же	1887—1966	78	650	8,7
5	Черек	„	1888—1966	78	130	1,7
14	Урух	„	1883—1966	83	410	4,9
49	Сунжа	„	1888—1969	81	1120	13,8
36	Черек	Висячий	1888—1966	78	240	3,1
13а	Урух	„	1883—1966	83	270	3,2
15	Сунжа	„	1888—1969	81	460	5,7
30	Ардон	Присклоновый	1888—1969	81	1840	21,1

Причиной больших скоростей отступления ледников первой группы является то, что их языки спускаются далеко вниз в долины, где отмечаются сравнительно высокие температуры воздуха. В связи с этим в области абляции наблюдается значительный расход льда, который не компенсируется привносом льда из области питания при существующих климатических условиях.

Как сказано выше, некоторые ледники отступают со значительно большими скоростями, чем другие. В рассматриваемом районе такими ледниками являются Большой Азау, Кулак-Чегемсчимар, Башиль, Штулу Западный, Танацете. Значительные величины отступления у них связаны с тем, что в период с 1881—1890 по 1965—1968 гг. от ледников произошло отчленение большинства притоков, в результате чего питание языков ледников резко уменьшилось. Так, от ледника Большой Азау отчленилось два притока, от ледника Башиль — три; ледники Кулак-Чегемсчимар и Танацете распались на четыре примерно равные части. В результате

отчленения притоков приход льда к языкам основных ледников резко уменьшился, и они постепенно превратились в мертвый лед. В связи с тем что расход льда здесь не компенсируется привносом льда из области питания, толщина льда на этих участках начинает резко уменьшаться. В это же время конец языка отступает с привычной для наблюдателя скоростью. Через несколько лет участок мертвого льда распадается на отдельные глыбы и исчезает полностью на протяжении нескольких сот метров.

После таких резких отступаний скорость отступления ледника может вновь на некоторое время уменьшиться, а потом вновь резко увеличиться. Наблюдается как бы скачкообразный характер отступления. За последние 80—90 лет отмечено по два-три таких скачка, а у некоторых ледников — даже по три-четыре (Кулак-Чегемсчимар, Безенги, Дых-Су) (табл. 160).

Таблица 160

Величины отступления ледника Дых-Су за 1860—1966 гг.

Годы	Число лет	Величина отступления, м		Исследователь
		общая	в год	
1860—1888	28	345	12,3	В. Д. Панов
1888—1910	22	405	18,4	П. Цирюльников
1910—1927	17	250	14,7	В. Н. Олюнин, В. Д. Панов
1927—1932	5	100	20,0	В. Н. Олюнин, В. Д. Панов
1932—1940	8	495	61,9	В. Н. Олюнин, В. Д. Панов
1940—1953	13	300	23,1	П. В. Ковалев
1953—1961	8	134,4	16,8	В. Д. Панов
1961—1966	5	62,3	12,5	В. Д. Панов
1860—1966	106	2091,7	19,2	„

Некоторые ледники первой группы отступают с небольшими скоростями. Так, например, ледник Штулу Восточный за 1889—1966 гг. отступил на 440 м (5,6 м в год), а ледник Чегеткара за этот же период — на 150 м (1,9 м в год). Кроме этих двух ледников имеется еще несколько, которые также отступают с небольшими скоростями (Уллуазна, Шхельды, Фастфыдар, Качу и др.). Причин медленного отступления этих ледников несколько. Первой и основной является наличие на поверхности языков мощного покрова моренного материала, который препятствует интенсивному таянию льда. Интересные данные в подтверждение этого вывода приводят в своей работе В. Ш. Цомая и И. М. Кисин [215] по наблюдениям на ледниках бассейна рек Терека (Гергети, Абано) и Сулака (Юго-Восточный, Беленги, Южный) (табл. 161).

Второй причиной небольших величин отступления ледников является их недавнее наступание, которое часто очень трудно установить. Примером такого ледника может быть Штулу Восточный. Наступание его произошло в период между 1888 и 1940 гг., по-

Зависимость скорости отступления ледников от степени покрытия
и мощности моренных отложений (по В. Ш. Цомая и И. М. Кисину [215])

Ледник	Степень покрытия поверхности ледника, %	Мощность моренных отложений, м	Средняя скорость отступления, м/год
Гергети	10	0,02—0,06	24—26
Юго-Восточный	80	0,10—0,20	23—24
Беленги	90	0,20—0,40	16—17
Южный	90	0,30—0,50	11—12
Абано	90	2,00—3,00	0

скольку в 1940 г. язык ледника оканчивался на 200 м ниже места его окончания в 1888 г. [138].

Другими причинами небольших скоростей отступления ледников первой группы являются следующие: а) высоко расположенный конец языка ледника (на высотах более 2400—2500 м), в результате чего таяние на нем небольшое (ледники Измылцы, Сказка, Уилпата, Западный Архонский и др.); б) ледник достиг стационарного состояния или близок к нему, в связи с чем приход и расход вещества почти одинаковы.

За период с 1881—1890 по 1965—1969 гг. в бассейне р. Терека ледники не только отступали, но некоторые из них наступали или стационарировались, что и было зафиксировано в 1911—1913 гг. Н. А. Бушем [23] для ледников Большой Азау, Шхельды, Кулак-Чегемсчмар, Шаурту, Безенги, Дых-Су, Мижирги; в 1931—1932 гг. С. П. Соловьевым и Е. И. Орешниковой [139] для ледников Уллучиран, Карачаул, Уллумабетдерку, Адырсу; в 1949 г. Х. Я. Закиевым для ледника Цея; в 1946—1949 гг. С. Л. Кушевым [121] для ледника Безенги; в 1960—1965 гг. В. Ш. Цомая [212, 218] для нескольких ледников горы Казбек (Майли, Девдоракский, Гергети, Абано) и в 1969 г. автором для ледника Уилпата.

Одним из наиболее активных ледников в бассейне р. Терека, который довольно часто наступает, является Девдоракский. Наблюдения за колебаниями его конца производятся с перерывами с 1863 г. Всего за 1863—1966 гг. ледник отступил на 50 м (табл. 162), при этом до 1880 г. он преимущественно наступал, а затем то отступал, то вновь наступал, оставаясь примерно на одном и том же месте.

Кроме непосредственно зафиксированных наступаний или стационарирования ледников, многие исследователи (С. Л. Кушев [119—121], Х. Я. Закиев [75, 77, 78 и др.], В. Н. Олюнин [138], Г. К. Тушинский [195], В. Д. Панов [143], В. Ш. Цомая [210, 212]) определяют наступание многих ледников бассейна по имеющимся в долинах конечно-моренным валам. Обычно между концами современных ледников и моренными валами, образовавшимися в период наступания 50-х годов XIX столетия, наблюдается еще пять—

Величина отступления или наступания (+) ледника Девдоракский
(по А. И. Духовскому [67], В. Ш. Цомая [213] и П. В. Ковалеву [101])

Год	Число лет	Величина отступления или наступания (+), м	
		общая	в год
1863-1864	1	+42,7	+42,7
1864-1865	1	12,8	12,8
1865-1866	1	+4,3	+4,3
1866-1867	1	+132,3	+132,3
1867-1868	1	+6,4	+6,4
1868-1869	1	+4,3	+4,3
1869-1870	1	+12,8	+12,8
1870-1871	1	+8,5	+8,5
1871-1872	1	+12,8	+12,8
1872-1873	1	+8,5	+8,5
1873-1874	1	+12,8	+12,8
1874-1875	1	+36,3	+36,3
1879-1880	1	21,3	21,3
1886-1887	1	+44,8	+44,8
1887-1890	3	17,0	5,6
1890-1891	1	23,3	23,3
1891-1892	1	+12,8	+12,8
1892-1893	1	32,0	32,0
1893-1904	11	+55,5	+5,1
1904-1905	1	6,4	6,4
1905-1909	4	+6,4	+1,6
1909-1910	1	4,3	4,3
1910-1911	1	+2,1	+2,1
1911-1912	1	6,4	6,4
1939-1946	7	+93,0	+13,1
1959-1960	1	0	0
1960-1961	1	24,9	24,9
1961-1962	1	6,7	6,7
1962-1963	1	+11,5	+11,5
1963-1968	5	0	0

семь конечно-моренных валов. Большинство исследователей считают, что эти валы образовались в 1860—1862, 1872—1875, 1885—1890 гг., 1911—1913, 1927—1932, 1937—1938 и 1946—1949 гг. При этом первые пять валов имеются в большей части долин, занятых долинными, сложными долинными и карово-долинными ледниками. Последние два вала, при этом чаще всего только один из них, имеются в долинах только некоторых ледников.

Наибольшее количество хорошо сохранившихся конечно-моренных валов имеется в долинах ледников Шаурту, Безенги, Мижирги, Дых-Су, Цея, Сказка.

В последние годы (1960—1970) отступление ледников продолжается. Наступание наблюдается только у некоторых ледников (Майли, Абано, Девдоракский, Гергети, Уилпата) и то в отдельные годы (с 1963 г. величины наступания ледников Майли, Абано и Чачский составили 4,6—44,0 м).

В 50—100 м ниже концов некоторых ледников имеются небольшие конечно-моренные валы, высота которых обычно не превышает 100—150 м. Эти валы образуются в результате сезонных колебаний конца языка: в холодный период ледник наступает, в теплый отступает, причем за год величина отступления больше (табл. 163). Наступание конца языка может происходить при этом не по всему контуру, а только по линии наибольших поверхностных скоростей.

Наличие сезонных колебаний у ледников позволило нам разделить ледники бассейна на активные и пассивные. К активным мы отнесли ледники, у которых имеются сезонные колебания, а к пассивным — у которых их нет.

В бассейне р. Терека преобладают пассивные ледники. Отличительной их особенностью, кроме отсутствия сезонных конечно-моренных валов, является плоский конец языка и отсутствие движения льда некоторой части языка (обычно на протяжении до 1000—1500 м). Примером таких ледников в бассейне р. Терека являются Шаурту, Безенги, Мижирги, Дых-Су, Штулу Западный, Караугом, Мидагравин, Качу и др. Отступление конца языка пассивного ледника происходит только за счет обрушения льда и таяния, величина которого зависит от степени закрытости конца языка моренным материалом и может изменяться в очень широких пределах.

Так, наблюдения за отступанием конца ледника Безенги за период с 23/VI по 25/VII 1960 г. показали следующее: а) отступление в районе грота оказалось равным 10 м; б) участки льда, закрытые мощным слоем поверхностной морены (50—150 см), отступили на 1—6 м; в) участки льда, слабо закрытые моренным материалом или совершенно открытые, отступили на 5—7 м. Среднее отступление по всему контуру за 31 день составило 3,1 м. Наибольшее отступление (10 м) отмечено для грота и связано в основном с обвалами льда. За период наблюдений произошло три крупных обвала грота, что привело сразу к отступанию ледника на 6—7 м.

Активных ледников в бассейне сравнительно мало. Кроме наличия сезонных конечно-моренных валов, у них конец языка всегда имеет высокую выпуклую, реже каплевидную форму (ледники Цея, Агаштан, Абано, Девдоракский, Гергети, Майли и др.). Величина отступления у этих ледников определяется не расходом льда за счет таяния и обвалов, а в основном величиной прихода льда из

Таблица 163

Сезонные колебания конца языка ледника Майли (по В. Ш. Цомая [213])

Период наблюдений	Величина наступания (+) или отступления (-), м
6 VIII 1960—17 VII 1961	+5,5
17 VII 1961—25 VIII 1961	-4,7
25/VIII 1961—19 VII 1962	+9,7
19/VII 1962—1/IX 1962	-6,9
1/IX 1962—28 IX 1963	+8,6

верхних частей ледника. Эту величину в первом приближении можно определить по поверхностной скорости движения льда, измеренной на расстоянии 100—200 м от конца языка ледника. Величина прихода льда из верхних частей ледника к концу языка от года к году зависит от накопления в области питания. Так, по наблюдениям Х. Я. Закиева и автора настоящей работы, на леднике Цея приход льда к створу на расстоянии 100 м от конца ледника был равен в 1965 г. 15,7 м, в 1966 г. 11,3 м, в 1967 г. 7,1 м и в 1968 г. 13,4 м. Величины прихода льда к концу языка у ледников Казбека (Майли, Девдоракский, Гергети) несколько больше, чем у ледника Цея, и равны 20—30 м в год [218].

Отступление ледников второй группы происходит более равномерно, у некоторых из них при этом отмечаются более высокие скорости, однако, например, у ледника № 2 (бассейн р. Череха) они связаны с тем, что этот ледник находится на северных отрогах Бокового хребта, где деградация оледенения происходит более интенсивно. Учитывая размеры, которые ледники второй группы, растаявшие к 1965—1969 гг., имели в 1881—1890 гг., можно с уверенностью сказать, что скорость их отступления не только не уменьшается с течением времени, а перед исчезновением даже увеличивается (табл. 164).

Таблица 164

Площади, длины и средние скорости уменьшения длины ледников, растаявших за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

Номер ледника по каталогу К. И. Подоцерского [154]	Площадь, км ²	Длина, м	Величина среднего годового уменьшения, м	Номер ледника по каталогу К. И. Подоцерского [154]	Площадь, км ²	Длина, м	Величина среднего годового уменьшения, м
557	0,10	530	6,1	483	0,39	1390	16,0
484	0,24	1020	11,7	466	0,16	680	7,6
478	0,09	400	4,5	460	0,31	680	7,6
439	0,11	450	5,0	398	0,76	1880	20,9
427	0,22	700	7,8	381	0,15	790	9,5
370	0,28	1110	13,4	310	0,34	1490	16,6
227	0,08	430	5,2	202	1,07	1070	13,1
188	0,91	2110	25,1	166	0,32	640	7,4
152	0,55	1370	15,7	123	0,55	1710	19,6

Как видно из табл. 164, годовые уменьшения длин растаявших ледников довольно значительны и достигают в некоторых случаях 25 м. Если учесть, что некоторые из ледников растаяли не в 1965—1969 гг. (поскольку мы не имеем точных сведений о датах их исчезновения), а на 10—15 лет раньше, то годовое уменьшение будет еще больше (до 20—40 м). По нашему мнению, такие величины годового уменьшения длины связаны с тем, что в определенный момент весь ледник превращается в неподвижный, «мертвый»

лед, имеющий незначительную мощность. Через несколько лет после этого неподвижный лед разваливается на отдельные глыбы, которые быстро исчезают.

Отступление каровых ледников происходит в основном за счет таяния льда. Значение обвалов льда невелико, что связано с небольшой мощностью этих ледников, а также с отсутствием в них гротов. В то же время отступление висячих, висячих каровых и висячих долинных ледников происходит преимущественно за счет обвалов льда, которые очень часто служат источниками дополнительного питания сложных долинных и долинных ледников.

Пульсирующие ледники

В бассейне р. Терека, как и в других ледниковых районах Советского Союза, имеется группа ледников, на которых регулярно происходят стремительные подвижки льда. Эти подвижки продолжаются недолго — от одного до трех месяцев. Но за это время язык ледника может продвинуться вниз по долине на несколько километров. В отдельных случаях в результате подвижек льда происходят обвалы (если ледник висячий или висячий долинный) либо в наступившей части скапливаются воды, которые прорвавшись, образуют катастрофические паводки. Такие ледники Л. Д. Долгушин [63] предложил называть пульсирующими. Наступания таких ледников обычно не согласуются с погодными условиями, но «... представляют собой не случайное явление, а закономерное выражение ритмичного характера движения ледников, обусловленного неустойчивыми динамическими условиями в самих ледниковых системах» [63, с. 298].

Есть пульсирующие ледники и на Кавказе, однако сведений о них очень мало. Наиболее полные данные о наступании имеются только для трех таких ледников: Хрумкол, Девдоракский и Колка. Кроме них, в бассейне р. Терека, по всей вероятности, к пульсирующим ледникам относятся Абано, № 49 (бассейн р. Фиадгон), 79 (бассейн р. Гизельдон) и Западный Штулу, о которых известно, что они наступали или что происходили катастрофические обвалы их языков. Несмотря на сравнительно небольшое число пульсирующих ледников в бассейне ущерб, наносимый ими народному хозяйству, может быть весьма значительным, а поэтому на их изучение нужно обратить особое внимание.

Наступание ледника Хрумкол. Долинный ледник Хрумкол (№ 86) находится в бассейне р. Черек к югу от горы Коштантау (5152 м) и к северу от ледника Дых-Су. Расположен он в труднодоступном и поэтому сравнительно редко для Кавказа посещаемом районе, в связи с чем о его режиме и колебаниях языка почти ничего не известно. Фирновая линия находится на леднике довольно высоко — на 3800 м, поэтому область абляции (4,3 км²) в полтора раза превышает область аккумуляции (2,9 км²). Ледниковый коэффициент равен 0,7. Экспозиция ледника юго-восточная.

За 1888—1966 гг. размеры ледника Хрумкол довольно значительно изменились: площадь его уменьшилась на 3,6 км², а язык ледника отступил на 2200 м, что составляет 26,3 м в год. За этот же период от ледника отчленились несколько притоков, на месте которых в 1966 г. находились небольшие ледники (№ 87—89, рис. 70).

По данным съемки 1888 г., конец языка ледника Хрумкол находился на расстоянии 300 м от левого борта ледника Дых-Су. К 20-м годам XX столетия расстояние между ледниками увеличилось до 600 м [118]. В то же время на карте, приложенной к книге

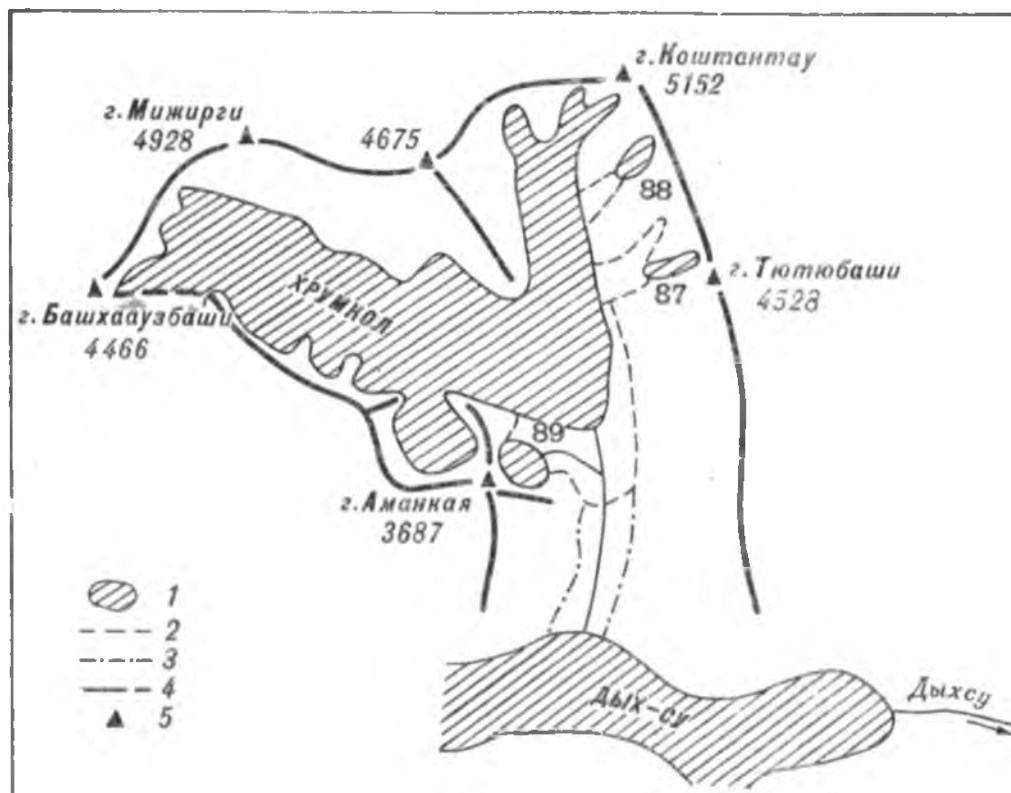


Рис. 70. Схема наступания ледника Хрумкол.

1 — контур ледников в 1966 г., 2 — то же в 1888 г., 3 — то же в 1925 г.,
4 — хребты и ледоразделы, 5 — вершины.

Э. С. Левина [126], показано, что ледник Хрумкол является притоком ледника Дых-Су. Таким образом, из сказанного видно, что произошло наступание ледника Хрумкол.

Точное время наступания ледника указывает И. Г. Кузнецов [118] — весна 1925 г. Посетивший ледник летом 1925 г. Кузнецов пишет: «Из ущелья Хрумкол широким фронтом выступает грязная масса льда, наползающая на ледник Дых-Су и отвесной стеной саженей 15—20 высотой обрывающаяся над последним. В противоположность обычным ледникам — притокам, сходящимся на нет и плавно сливающимся с главным ледником, здесь мы видим именно отвесный, лишь слабо выпуклый обрыв. Не оставалось сомнения, что ледник Хрумкол совсем недавно вышел из своей долины... Ледяная масса представляет тоже оригинальное зрелище: это смесь льда и каменных глыб, достигающих иногда круп-

ных размеров. Никаких сколько-либо правильных трещин на поверхности языка не имеется; агломерат льда и каменных глыб неправильно трещиноватый, как бы еще рыхлый, ямы, кривые расщелины, торчащие массы льда...» [118, стр. 4]. По словам местных жителей, наступание ледника произошло в апреле 1925 г. Общая величина наступания оказалась равной 600 м.

По мнению И. Г. Кузнецова [118], наступание ледника связано с многоснежной зимой 1924-25 г. и своеобразным рельефом как области питания, так и области абляции. Подобные наступания были, по всей вероятности, и раньше. Подтверждением служат доски, вмержшие в тело ледника Дых-Су, которые раньше находились в долине р. Хрумкол в непосредственной близости от конца ледника Хрумкол (досками были укреплены стены штольни).

После наступания в 1925 г. и до 1938 г. отступления языка ледника Хрумкол не наблюдалось, он узким потоком соединялся с ледником Дых-Су. В это время происходило только уменьшение его толщины. Затем началось интенсивное отступление, и 10/VII 1953 г. ледник Хрумкол находился от ледника Дых-Су на расстоянии 1000 м, т. е. ледник отступал со средней скоростью 67,7 м в год. За 1953—1966 гг. ледник отступил еще на 1400 м и находился от Дых-Су уже на расстоянии 2500 м (табл. 165).

Таблица 165

Величины колебаний ледника Хрумкол

Годы	Число лет	Величина наступания (+) или отступления (-), м		Исследователь
		общая	в год	
1888—1925	37	-300	-8,1	И. Г. Кузнецов
1925	—	+600	—	
1925—1938	13	0	0,0	П. В. Ковалев
1938—1953	15	-1000	-67,7	
1953—1966	13	-1500	-115,3	В. Д. Панов

В последующие годы, по нашему мнению, скорость отступления ледника должна уменьшиться и достигнуть величин, которые были отмечены в 1888—1925 гг., а возможно даже меньших, поскольку язык ледника в настоящее время (1966 г.) расположен на большей высоте, чем в 1888 или 1925 г.

Наступание ледника Девдоракский. Ледник Девдоракский расположен на восточном склоне вулканического массива Казбека. Этот ледник широко известен своими «обвалами», которые в последние 200 лет были отмечены в 1808, 1817, 1832 и 1842 гг. и известны в литературе как «казбекские завалы». Наиболее значительным из них был «обвал» 1832 г. «Обвалы эти представляют не что иное, как самые настоящие пульсационные наступания языка ледника. В связи с тем что язык ледника и долина

реки ниже ледника довольно крутые, во время наступаний происходит образование обвала, который чаще всего достигает р. Терека. Так, во время наступания ледника в 1832 г. в долину р. Терека в результате обвала была вынесена масса льда, снега и камней общим объемом около 15,5 млн. м³, которая, перегородив долину р. Терека, образовала плотину длиной около 2 км и высотой 100 м. Сток в р. Терек прекратился почти на 8 час. Расстаяла плотина только два года спустя.

Каждый из завалов сопровождался следующими явлениями: а) в ущелье слышен сильный треск от отделяющейся и падающей массы льда и камней, удары, подобные пушечным выстрелам, ясно доносились на расстояние до десятка километров; б) огромные массы обвалившегося льда, снега и камней, превратившиеся в ледяную лаву, устремляются с разрушительной силой вниз по ущелью; в) перед ледяной лавой проносится страшный воздушный вихрь, сметающий все на своем пути и причиняющий не меньшие бедствия, чем обвал ледника; г) ледяная лава останавливается либо перед барьером, каким является скала Масах, либо, исчерпав главную силу движения, как это было при катастрофе 1842 г., образует ледяной завал значительной высоты; д) ледяной завал преграждает на время путь потоку, образуя с верхней стороны завала озеро; е) после прорыва ледяной дамбы вся масса накопившейся воды вместе с обломками дамбы и оконечностью ледника, приподнятой водой, стремительно ринется вниз по узкому извилистому ущелью, превращаясь в сель; ж) сель, выйдя в устьевой участок ущелья, обрушивается на Военно-Грузинскую дорогу, преграждает течение р. Терека, вызывает подъем уровня воды и выход ее из берегов, сопровождаясь разрушением дорог и др.» [213, с. 43—44].

В последнее столетие пульсационных наступаний ледника Девдоракский не наблюдалось. Причиной их прекращения, по мнению многих исследователей (А. И. Духовский [68], Г. С. Хатисян [200], В. Ш. Цомая [212] и др.), является уменьшение размеров ледника — площади и объема. Уменьшение толщины в концевой части ледника привело также к уменьшению поверхностных скоростей движения льда, в связи с чем весь лед, поступающий в область абляции за год, в теплый период тает, и происходит дальнейшее уменьшение толщины ледника. Так, по наблюдениям В. Ш. Цомая и О. А. Дробышева [218], за 1967—1968 гг. на высоте 2380 м стояло 489 см льда, в то время как сверху поступило всего 337 см, т. е. поверхность ледника понизилась на 152 см (см. табл. 170).

Наступание ледника Колка. Ледник Колка относится к карово-долинному типу и находится на северном склоне Главного хребта к северо-востоку от горы Гимарайхох (4780 м). Ледник широко известен своими наступаниями, последние из которых были отмечены в 1902 и 1969 гг. В 1902 г. наступание произошло, по всей вероятности, в июне, поскольку 3/VII произошла так называемая Санибанская катастрофа: обвалом льда, снега и камней была завалена долина р. Геналдон на протяжении 12 км вниз от

ледника. Обвалов было два — 3 и 6/VII. Большим обвалом был первый. Обвалы представляли из себя настоящий сель, образовавшийся в результате прорыва озера, созданного наступившим ледником. Первым высказал это предположение П. В. Ковалев [101]. До него существовало мнение, что обвал произошел в результате обвалов снега и фирна с горы Гимарайхох, т. е. была снежно-фирновая лавина. Во время этой катастрофы был разрушен курорт Кармадон, расположенный недалеко от конца языка ледника Майли, при этом погибло несколько десятков человек. Потеряно несколько тысяч голов скота. Лед и снег в долине р. Геналдон после прошедшей катастрофы сохранялся около 12 лет.

В конце сентября 1969 г. началось новое наступление ледника Колка, которое продолжалось с перерывами до 9/I 1970 г. Всего за период с 18/IX 1969 г. по 9/I 1970 г. ледник продвинулся вниз по долине на 4635 м (табл. 166). Ледник продвигался вниз по долине не равномерно, а скачками: периоды быстрого движения по 200—300 м в сутки чередовались с задержками на несколько дней и недель. Можно предположить, что периодические резкие ускорения движения были связаны со скоплением воды в теле ледника и под ним, что облегчало скольжение ледника по ложу.

Таблица 166

Величины наступания ледника Колка в 1969—1970 гг.

Период	Число дней	Величина наступания, м	
		общая	сутки
(18/IX)—3/X 1969	16	1500	94
3/X—18/X 1969	15	500	33
18/X—22/X 1969	4	625	156
22/X—4/XI 1969	13	0	0
4/XI—24/XII 1969	50	2000	40
24/XII 1969—9/I 1970	16	10	0,6
18/IX 1969—9/I 1970	114	4635	41

В результате наступания ледник Колка полностью заполнил пространство между своими береговыми моренами в верхней части долины, а в нижней части — вначале частично, а потом и совсем перекрыл конец языка ледника Майли (рис. 71), сильно разрушив его на протяжении 100—150 м.

За время наступания площадь ледника Колка увеличилась на 1 км². Мощность льда в наступившей части в среднем равна 50—75 м, а общий объем наступившей части равен 50—75 млн. м³. Длина ледника за это же время увеличилась, как сказано выше, на 4635 м. Увеличение размеров ледника произошло за счет уменьшения толщины ледника (по состоянию на 18/IX 1969 г.).

По нашим наблюдениям, в области аккумуляции ледника четко прослеживается левая береговая морена, в пригребневой части которой видны куски льда, что дает возможность судить об уровне поверхности ледника до начала наступания. Эти куски льда находятся на 15—20 м выше поверхности льда, т. е. поверхность ледника Колка за период наступания понизилась на 15—20 м. Таким образом, в результате наступания вниз по долине вынесено 35—50 млн. м³ льда из области аккумуляции.

При наступании ледник Колка сильно раздробился и представлял в нижней и средней частях хаотическое нагромождение ледяных глыб, сильно загрязненных моренным материалом. В верхней

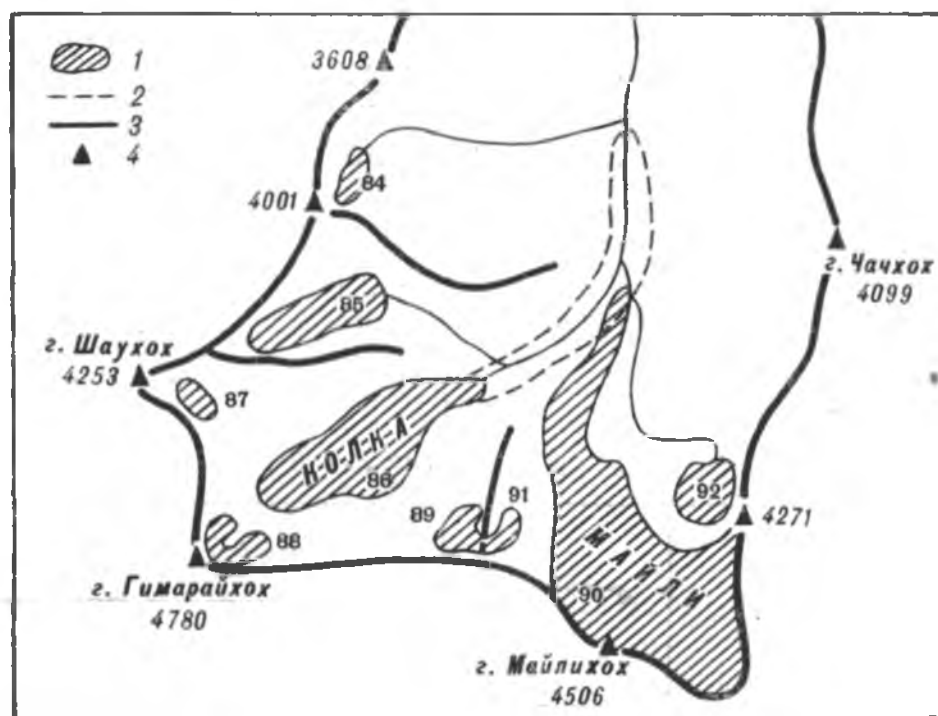


Рис. 71. Схема наступания ледника Колка.

1 — контур ледника в 1969 г., 2 — то же в 1970 г., 3 — хребты, 4 — вершины.

части поверхность ледника также значительно разбита глубокими трещинами. Преобладающее направление трещин поперечное. Однако и здесь участков льда, не претерпевших расколов, нет, хотя трещины имеют несколько упорядоченный вид (рис. 72).

Наступание ледника Колка (1969—1970 гг.) не привело к катастрофе, т. е. практически не было нанесено ущерба народному хозяйству. Однако он мог быть нанесен, если бы в период таяния 1970 г. не сложились благоприятные условия погоды. Теплый период май—сентябрь характеризовался невысокими температурами воздуха и небольшим количеством атмосферных осадков, в результате чего не произошло накопления вод в трещинах и пустотах ледника с последующим их прорывом и превращения в ледово-каменный сель, подобный 1902 г. За теплый период 1970 г. поверхность ледника Колка резко понизилась, почти полностью исчезли трещины. На поверхности ледника скопилось большое количество

обломков горных пород, которые вначале способствовали таянию, а в дальнейшем в связи с увеличением толщины слоя обломков стали замедлять таяние льда. В ближайшие годы будет происходить таяние наступившей части ледника, что приведет через 5—10 лет к ее полному исчезновению.

Причиной наступания ледника, по нашему мнению, явилась пульсация, которая связана с его морфологическими особенностями и особенностями прихода-расхода вещества для ледников такого типа. У подобных ледников всегда наблюдается несоответ-



Рис. 72. Поверхность ледника Колка во время наступания.

ствие прихода вещества и оттока его в область абляции, поэтому в области аккумуляции длительное время (50—70 лет для ледника Колка) происходит постепенное накопление вещества. Когда давление накопившихся масс снега и льда становится достаточным для того, чтобы преодолеть сопротивление языка ледника, происходит резкое увеличение скоростей движения льда с переходом от правильного (ламинарного) к глыбовому. В результате наступания ледника произошло понижение его поверхности в верховьях, что в свою очередь привело в начале января 1970 г. к равновесию между областями аккумуляции и абляции. Наступание ледника прекратилось.

В ближайшие годы будет происходить разрушение наступившей части ледника. В области питания начнется новое накопление вещества. Время между пульсациями для различных ледников неодинаковое. Так, для ледника Медвежий (Памир) оно оцени-

вается в 12—14 лет [63], в то время как для ледника Колка, по нашему мнению, оно равно 65—70 лет. Таким образом, следующее наступание ледника Колка можно ожидать в 2035—2040-х годах.

Подобные наступания ледника Колка, сопровождающиеся ледово-каменными селями, происходили в долине р. Геналдон, по видимому, и раньше. Очевидно, поэтому аулы Тменикау и Кани расположены не на дне долины, а высоко на склоне.

Изменение мощности и объема ледников

При уменьшении размеров ледников (длины, площади) происходит и изменение их мощности, а соответственно и объема. При этом в некоторых случаях оно может происходить неоднозначно, т. е. при общем уменьшении длины и площади ледника в области абляции будет наблюдаться увеличение мощности, а соответственно и объема. В то же время во многих случаях при наступании языков ледников не наблюдается увеличения ни мощности, ни

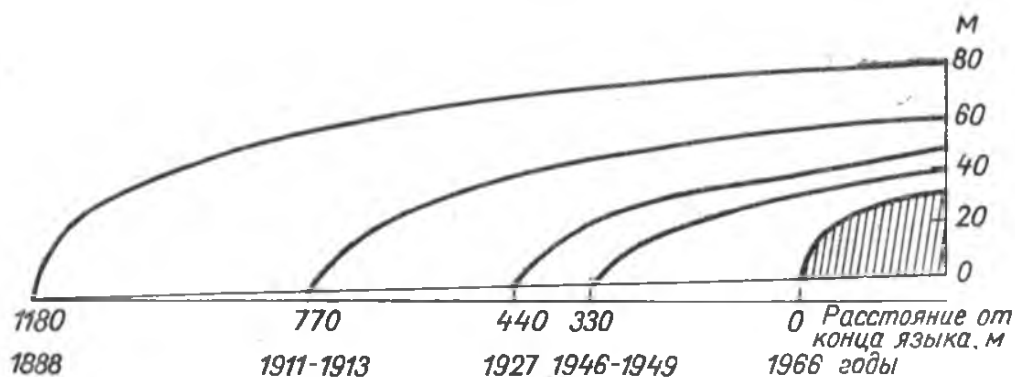


Рис. 73. Отступление и уменьшение мощности ледника Безенги за 1888—1966 гг.

объема ледника. Непосредственные наблюдения за уменьшением мощности имеются только для ледников Эльбруса (Большой Азау, Терскол, Ирик), Казбека (Майли, Девдоракский, Гергети, Абано, Суатиси Средний) и ледника Безенги (рис. 73).

Для некоторых ледников бассейна (Безенги, Дых-Су, Агаштан и др.) величины уменьшения мощности льда определены нами по высоте береговых морен и моренных террас оседания (рис. 74). Несмотря на то что точность определения величин уменьшения мощности ледников этим методом невелика (порядка ± 5 м), они представляют большой интерес, поскольку дают достаточно точное представление об уменьшении мощности ледников за довольно продолжительный промежуток времени.

Величины уменьшения мощности ледников достигают наибольших значений в концевых частях (10—60 м, или 13—71 см в год). По мере приближения к областям питания величины уменьшения мощности становятся меньше. В областях питания они составляют всего 1—10 м, что равно 3—13 см в год (табл. 167). Значительно большие величины уменьшения мощности наблюдаются у ледни-



Рис. 74. Моренные террасы оседания (в 1 км ниже ледника Безенги).

Уменьшение мощности (м) и объема некоторых ледников в бассейне р. Терека за 1888—1966 гг.

Название ледника	Расстояние от конца ледника, м						Среднее уменьшение мощности по всему леднику, м	Величина уменьшения объема, км ³
	250	1000	2000	3000	5000	10 000		
Безенги	45	40	30	25	20	5	4	0,16
Дых-Су	55	50	35	30	25	7	6	0,19
Штулу Восточный	19	5	3	1			3	0,08
Агаштан	35	30	20	15	5	3	5	0,08
Суган	42	34	27	12	4		13	0,06
Псыган	40	30	25	5	2		9	0,07

ков Эльбруса, где они достигают 2,5—3,8 м в год в нижних частях ледников (табл. 168).

Таблица 168

Понижение поверхности ледника Большой Азау за 1911—1957 гг. (по Е. С. Трошкиной [190])

	Высота, м абс.					
	2500	2600	2700	2800	2900	3000
Общая величина уменьшения толщины льда, м	175	115	78	62	50	30
Понижение поверхности, м/год	3,8	2,5	1,7	1,4	1,1	0,65

В отдельные годы у ледников Эльбруса величины уменьшения мощности могут достигать еще больших значений. Так, по наблюдениям на леднике Большой Азау, за период с 24/VI 1956 г. по 9/VII 1957 г. поверхность ледника понизилась на расстоянии 350 м от конца ледника на 4,0 м, на расстоянии 740 м на 3,5 м и на расстоянии 1050 м на 3,0 [18]. Такие же величины наблюдались и на леднике Ирик за более длительный период (табл. 169).

В последние десятилетия толщина подавляющего большинства ледников бассейна уменьшается и только у некоторых ледников, и то на непродолжительный период, она увеличивается, что и было отмечено А. В. Брюхановым [18] в 1957 г. для ледника Терскол, а В. Ш. Цомаея [212, 218] — для нескольких ледников Казбека.

Уменьшение толщины ледника Ирик (м) за 1956—1959 гг.
(по И. А. Лаппо [125])

Высотная зона, м	1956—1958 гг.	1958—1959 гг.	1956—1959 гг.	
			общая	в среднем за год
2610—2650	8,3	3,0	11,3	3,8
2650—2700	4,7	3,1	7,8	2,6
2700—2750	3,5	2,0	5,5	1,8
2750—2800	2,1	2,3	4,4	1,5
2800—2850	1,2	2,0	3,2	1,1
2850—2880	2,0	1,7	3,7	1,2

Величина повышения поверхности ледника Терскол в 650 м от конца языка ледника за период с 3/VII 1956 г. по 25/VII 1957 г. оказалась равной 1,5—2,0 м. По мнению Г. К. Тушинского [191], это «паводочная» ледяная волна, которая, однако, должна привести не к продвижению ледника, а только к увеличению числа обвалов концевой части, поскольку конец языка ледника Терскол находится на ригеле в висячем положении.

С 1960 г. Закавказский научно-исследовательский гидрометеорологический институт производит нивелировочные работы на поперечных створах некоторых ледников Казбека. Величины изменения высоты поверхности казбекских ледников приведены в табл. 170.

Таблица 170

Изменение высоты поверхности ледников за 1966—1968 гг. (по В. Ш. Цомая и О. А. Дробышеву [218])

Название ледника	Период наблюдений	Средняя высота поперечных профилей за период наблюдений, м		Изменение высоты поверхности ледника, см	Суммарная абляция, см	Привнос льда, см
		в начале периода	в конце периода			
Гергети	18/VII 1966—4/X 1968	3092,87	3092,40	—47	—1108	1061
Абано	5/IX 1966—6/IX 1968	3381,76	3379,14	—262	—751	489
Девдоракский	30/VII 1967—16/IX 1968	2383,79	2382,21	—152	—489	337
Майли	25/VIII 1966—11/IX 1968	2526,23	2524,87	—136	—993	857

Из табл. 171 видно, что за период с июля 1961 г. по сентябрь 1963 г. (на створе № 1 ледника Гергети — с августа 1960 г.) поверхность всех трех ледников повысилась, т. е. их мощность увеличилась. Величина увеличения за весь период оказалась равной

59—267 см (наибольшая у ледника Гергети на створе № 1, а наименьшая — у этого же ледника, только на створе № 2). В отдельные периоды отмечалось не только повышение, но и понижение поверхности.

На всех ледниках понижение поверхности наблюдалось в период абляции и обычно не превышало величины повышения поверхности за период аккумуляции. Наибольшее повышение за отдельный период было отмечено у ледника Девдоракский и оказалось равным 4,01 м (за 31/VIII 1961 г. — 24/VIII 1962 г.). По всей вероятности, повышение поверхности ледников было кратковременным и уже к 1966 г. прекратилось, поскольку на ледниках Гергети, Девдоракский и Майли за 1966—1968 гг. поверхность понизилась на 47—262 см (табл. 171).

Таблица 171

Изменение высоты поверхности ледников Казбека

Название ледника	Период наблюдений	Число дней	Высотная зона, м	Понижение (—) или повышение (+) поверхности, см	
				общее	среднее за сутки
Майли	17/VII—25/VIII 1961	39	2500—2550	+83	+2,13
	25/VIII 1961—19/VIII 1962	328		+119	+0,36
	19/VII—1/IX 1962	44		—111	—2,52
	1/IX 1962—27/VIII 1963	360		+220	+0,61
	27/VIII—28/IX 1963	32		—58	—1,81
	17/VII 1961—28/IX 1963	803		+253	+0,31
Девдоракский	22/VII—31/VIII 1961	40	2350—2400	—72	—1,80
	31/VIII 1961—24/VII 1962	327		+401	+1,23
	24/VII—6/IX 1962	44		—154	—3,49
	6/IX 1962—16/VIII 1963	346		—17	—0,05
	16/VIII—28/IX 1963	43		+3	+0,07
	22/VII 1961—28/IX 1963	800		+161	+0,20
Гергети (створ № 1)	13/VIII—25/IX 1960	43	3050—3100	—113	—2,62
	25/IX 1960—21/VII 1961	300		+248	+0,83
	21/VII 1961—21/VII 1962	365		+26	+0,07
	21/VII—8/IX 1962	49		—167	—3,40
	8/IX 1962—19/VII 1963	314		+151	+0,48
	19/VII—29/VIII 1963	41		+122	+2,96
13/VIII 1960—29/VIII 1963	1112	+267	+0,24		
Гергети (створ № 2)	20/IX 1960—28/VII 1961	311	2550—3600	+134	+0,43
	28/VII 1961—23/VII 1962	360		—178	—0,50
	23/VII—2/IX 1962	41		+49	+1,19
	2/IX 1962—1/IX 1963	364		+44	+0,12
	20/IX 1960—1/IX 1963	1075		+59	+0,06

Интересные данные об изменении мощности языка ледника Безенги получены нами в результате нивелировок, проведенных в 1961 и 1965 гг. За четыре года в отдельных частях языка ледника произошло понижение поверхности, а в других — повышение. При этом четко прослеживается чередование участков с понижением и повышением поверхности. Наибольшее понижение отмечено в 500 м от конца языка и равно 13,6 м, а наибольшее повышение — в 9,0 км и равно 9,1 м (табл. 172).

Таблица 172

Изменение высоты поверхности языка ледника Безенги за 1961—1965 гг.

Расстояние от конца языка ледника, м (на 1965 г.)	Величина понижения (—) или повышения (+), м		Расстояние от конца языка ледника, м (на 1965 г.)	Величина понижения (—) или повышения (+), м	
	общая	в год		общая	в год
500	—13,6	—3,4	5000	+1,0	+0,2
1000	—13,2	—3,3	5500	—0,2	—0,05
1500	—6,6	—1,6	6000	—4,2	—1,0
2000	—5,1	—1,3	6500	—5,6	—1,4
2500	—2,2	—0,5	7000	—5,1	—1,3
3000	—3,0	—0,8	7500	—5,8	—1,4
3500	+4,6	+1,2	8000	—4,1	—1,0
4000	+0,8	+0,2	8500	+0,4	+0,1
4500	+3,5	+0,9	9000	+9,1	+2,3

Величины уменьшения мощности можно определить и не производя непосредственных наблюдений на ледниках, а используя для этого материалы картографических съемок разного времени. Этим способом И. А. Лабутина [137] определила величины изменения размеров ледника Большой Азау за 1911—1959 гг. для участка языка ниже горизонтали 3000 м. Поверхность ледника на этом участке понизилась за 48 лет на 23 м в верхней части и на 142 м в нижней а объем льда уменьшился на 99,28 млн. м³, или на 2,07 млн. м³ в год (табл. 173).

По имеющимся данным об уменьшении мощности ледников мы определили величины уменьшения объема льда за период с 1881—1890 по 1965—1968 гг. (см. табл. 167). Однако оценить, какую величину составляет уменьшение от общего объема ледников, не представляется возможным, поскольку мы не знаем величин их мощностей. Наибольшие величины уменьшения объема отмечаются у крупных долинных ледников, таких, как Дых-Су (0,19 км³) и Безенги (0,16 км³). При этом величины уменьшения объема уменьшаются по мере увеличения абсолютных высот, что связано с уменьшением таяния льда и увеличением его привноса из области питания (табл. 174).

По нашим подсчетам, ледники бассейна р. Терека за период с 1881—1890 по 1965—1969 гг. в первом приближении уменьшились в объеме на 19,6 км³, т. е. в год на 0,24 км³. Из общего коли-

Изменение высоты поверхности и объема ледника Большой Азау
за 1911—1959 гг. [137]

Высотный интервал, м	Снижение высоты поверхности, м		Уменьшение объема льда, млн. м ³	
	общее	среднее за год	общее	среднее за год
3000—2900	23,0	0,5	1,95	0,04
2900—2800	58,5	1,2	5,45	0,11
2800—2700	81,0	1,7	18,66	0,39
2700—2600	142,0	3,0	34,38	0,72
2600—2500	—	—	27,90	0,58
2500—2400	—	—	10,94	0,23
2400—2325	—	—	—	—
Весь ледник	—	—	99,28	2,07

Таблица 174

Уменьшение объема ледника Ирик по высотным зонам за 1956—1959 гг.
(по И. А. Лаппо [125])

Высотная зона, м	Уменьшение объема, м ³			Среднее годовое уменьшение за весь период, м ³
	1956—1958 гг.	1958—1959 гг.	1956—1959 гг.	
2610—2650	223,880	159,120	383,000	127,667
2650—2700	368,200	210,550	578,750	192,917
2700—2750	327,175	180,150	507,325	168,108
2750—2800	189,300	200,625	389,925	129,975
2800—2850	99,975	147,650	247,625	82,542
2850—2880	73,590	57,225	130,815	43,605
По всему участку	1,282,120	955,320	2,237,440	745,814

чества потерянного ледниками льда 4,5 км³ приходится на участки долин, освободившихся ото льда в результате отступления, и 15,1 км³ — за счет уменьшения мощности ледников по всей их поверхности. Таким образом, видно, что только 23% уменьшения объема ледников происходит за счет отступления концов их языков.

Изменение высоты нижней границы ледников

Высота нижней границы ледников в бассейне р. Терека с 1881—1890 по 1965—1969 гг. повсеместно увеличилась. В среднем увеличение для всего бассейна составляет 150 м, изменяясь у отдельных ледников от 40 м (Девдоракский) до 700 м (№ 53, бассейн р. Черка).

Наибольшее увеличение высоты нижней границы отмечается у карово-долинных, простых долинных и висячих каровых ледников, а наименьшее — у сложных долинных и висячих (табл. 175).

Таблица 175

Изменение высоты нижней границы ледников с 1881—1890 по 1965—1969 гг.

Название или номер ледника	Морфологический тип	Высота нижней границы ледников, м		Увеличение высоты нижней границы ледников, м	
		на 1881-90 гг.	на 1965-69 гг.	общее	в год
Шаурту	Сложный долинный	2170	2220	50	0,7
Безенги	То же	1990	2080	90	1,2
Дых-Су	"	1930	2070	140	1,8
Караугом	"	1765	1830	65	0,8
Цея	"	2060	2200	140	1,8
Шхельды	Долинный	2210	2260	50	0,6
Башиль	"	2235	2500	265	3,5
Штулу Западный	"	2460	2680	220	2,8
Мосотацете	"	2510	2580	70	0,8
Танацете	"	2150	2460	310	3,7
Тебулос	"	2815	2890	75	0,9
Уллучиран	Конических вершин	2920	3010	90	1,1
Терскол	То же	2625	2940	315	4,0
Девдоракский	Висячий долинный	2290	2330	40	0,5
Гергети	То же	2830	2900	70	0,8
Уилпата	Карово-долинный	2440	3000	560	7,1
Козыцити	"	2910	3120	210	2,4
Кельбаши	"	2940	3335	395	5,1
53 (р. Черек)	Каровый	2600	3300	700	9,0
15 (р. Урух)	"	3130	3270	140	1,7
13 (р. Ардон)	"	3210	3280	70	0,9
33 (р. Баксан)	Висячий каровый	2610	2850	240	3,0
40 (р. Баксан)	"	2500	2920	420	5,4
36 (р. Черек)	Висячий	3780	3870	90	1,2
13а (р. Урух)	"	3245	3440	195	2,3

Значительное увеличение высоты нижней границы ледников (500—700 м) при сравнительно небольших величинах отступления (300—500 м) всегда связано со ступенчатым характером продольного профиля долин (Уилпата, Укю, № 40, № 53). В том случае, если в рассматриваемый период отступления такой ледник преодолел одну из ступеней, то высота нижней границы изменится довольно значительно, что и наблюдается, например, у ледника Уилпата (рис. 75).

Среди сложных, простых и висячих долинных ледников есть ледники, высота нижней границы у которых увеличивалась всего на 50—70 м (Шхельды, Караугом, Мосотацете, Девдоракский, Гергети). Причиной такого незначительного увеличения высоты является или небольшая величина отступания языка (Шхельды, Девдоракский), или незначительный уклон в приледниковой части долины (Шаургу, Караугом).

Годовые величины изменения высоты нижней границы разных ледников также колеблются весьма значительно (0,7—9,0 м). В отдельные годы они изменяются в еще более широких пределах, что хорошо видно на примере увеличения высоты нижней границы ледника Большой Азау за 1849—1966 гг. (табл. 176).

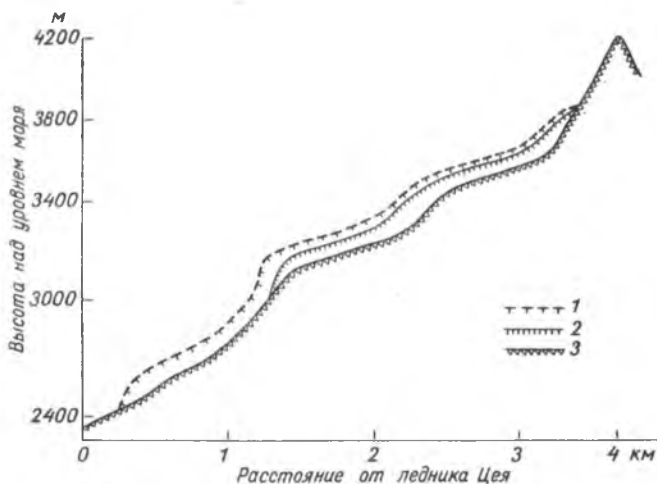


Рис. 75. Продольный профиль ледника Уилпата в 1890 и 1969 гг.

1 — поверхность ледника в 1890 г., 2 — то же в 1969 г., 3 — коренные породы.

Таблица 176

Увеличение высоты нижней границы ледника Большой Азау за 1849—1966 гг.

Годы	Число лет	Величина увеличения высоты нижней границы ледника, м	
		общая	в год
1849—1873	24	74	3.1
1873—1880	7	9	1.3
1880—1887	7	4	0.6
1887—1896	9	72	8.0
1896—1947	51	68	1.3
1947—1958	11	13	1.2
1958—1966	8	17	2.1
1887—1966	79	170	2.2
1849—1966	117	257	2.2

Заклучение

Река Терек — одна из основных рек Кавказа и крупнейшая на его северном склоне. Ее бассейн является главным узлом современного оледенения всего Кавказа. По состоянию на 1965—1969 гг., в бассейне 797 ледников общей площадью 694,76 км². Здесь же находятся и крупнейшие ледники Кавказа — Безенги и Дых-Су, длина которых достигает 12—16 км при площади 30—35 км².

Довольно значительное развитие современного оледенения в бассейне есть результат благоприятных орографических и климатических условий: сочетания значительных высот и крупных продольных котловин, цирков и каров с большим годовым количеством осадков (до 1000—1200 мм) и сравнительно низкими летними температурами воздуха. В то же время ледники в бассейне распространены неравномерно — основное их количество находится на участке между горой Эльбрус на западе и горой Казбек на востоке (93% площади и 88% числа всех ледников).

В бассейне преобладают (83,6%) ледники небольших размеров (площадь не более 1,0 км²). Ледников с площадью более 10,0 км² всего шесть. Средняя площадь ледника для всего бассейна равна 0,87 км², что почти на 60% больше, чем средняя площадь ледника в бассейне р. Кубани.

Наиболее распространенными являются висячие ледники, составляющие 32,4% числа всех ледников. Наибольшую площадь (26,0%) занимают сложные долинные ледники. По отдельным притокам Терека наблюдаются большие различия в распределении морфологических типов ледников: при движении к западу и востоку от бассейна р. Урух число морфологических типов уменьшается до четырех в бассейне р. Малки (истоки) и шести в бассейне р. Сунжи. Средняя высота фирновой линии для всего бассейна составляет 3530 м, повышаясь в общем с запада на восток. При этом наибольшие ее высоты отмечаются в бассейнах рек Чанты-Аргун и Шаро-Аргун (3570—3600 м), а наименьшие — в бассейне р. Урух (3370 м). Во всех случаях фирновая линия на северных склонах находится ниже, а на южных — выше.

Мощность льда ледников самая различная — от 10—20 м у висячих до 300—400 м у сложных долинных. Небольшие величины мощности наблюдаются у ледников, начинающихся с вулканических конусов Эльбруса и Казбека. Средняя мощность льда для всего бассейна составляет 95 м. Объем льда ледников, находящихся в бассейне р. Терека, равен 65,3 км³, что в переводе в слой воды составляет 56,2 км³.

Питание ледников бассейна происходит за счет атмосферных осадков, лавин и метелевого переноса. Доля атмосферных осадков в их питании составляет 38—70%, лавин — 5—13% и метелевого переноса — 30—49%. Величины аккумуляции на уровне фирновой линии на отдельных ледниках изменяются в весьма широких пределах — от 500 мм (ледник Микельчиран) до 2600 мм (ледник Караугом).

Бюджет массы большинства ледников бассейна в последнее десятилетие отрицательный, и сальдо равно 10—40 г/см² (для ледника Безенги за 1959—1970 гг. 22 г/см²). Только у некоторых ледников сальдо положительное, но, по всей вероятности, в среднем за несколько десятилетий оно в лучшем случае будет равно 5—10 г/см². Ледников, имеющих положительное сальдо бюджета за последнее столетие, в бассейне нет. В отдельные же годы положительное сальдо могут иметь даже те ледники, у которых в среднем за последние несколько десятилетий оно резко отрицательное.

Полученные сведения о размерах оледенения на 1965—1969 гг. позволили получить количественные характеристики изменения размеров оледенения за последние 80—90 лет. За период с 1881—1890 по 1965—1969 гг. площадь ледников в бассейне р. Терека уменьшилась на 433,04 км², что составляет 38,4% площади оледенения в 1881—1890 гг. Наибольшее уменьшение площади оледенения (на 60,5%) произошло в восточной части бассейна (р. Сунжа), а наименьшее (всего на 14%) — в западной (истоки р. Малка). Площадь отдельных ледников уменьшилась еще более значительно — в два-три раза.

Число ледников за это же время увеличилось на 244. При этом увеличение произошло в основном в центральной части бассейна. Происходило оно в результате распада единых ранее ледников на несколько и отчленения притоков. Всего в бассейне растаяло 155 ледников. Преобладает процесс отчленения притоков, в то время как распад ледников был менее распространен. В восточной части бассейна преимущественно происходит распад ледников, а в центральной и западной частях — отчленение притоков. При этом если в центральной и западной частях бассейна происходит распад довольно значительных ледников (площадь 5—10 км²), то в восточной — только небольших (площадь 1—2 км²). В дальнейшем можно ожидать, что в бассейне р. Терека начнется уменьшение числа ледников в центральной и западной частях.

Одновременно с уменьшением площади происходит и отступление ледников. Величины отступления наблюдаются самые различные — от 3000 м (ледник Тана в бассейне р. Урух) до 130 м (ледник № 5 в бассейне р. Черека). Средние скорости отступления изменяются от 36,1 до 0,2 м/год. Наибольшие величины отступления отмечаются у сложных и простых долинных ледников.

На общем фоне отступления некоторые ледники в отдельные годы наступали или стационарировали, что отмечено непосредственно рядом исследователей (В. Ш. Цомая, Х. Я. Закиев, С. Л. Кушев, С. П. Соловьев, В. Д. Панов). Наступания продолжались обычно всего несколько лет. Общая величина наступания незначительна и не превышает 10—30 м за весь период продвижения вперед. Кроме непосредственно зафиксированных наступаний или стационарирований ледников, многие исследователи по имеющимся в долинах конечно-моренным валам установили наступание многих ледников бассейна. Большинство из них считают, что эти валы образовались в 1860—1862, 1872—1875, 1885—1890, 1927—1932,

1937—1938 гг. и 1946—1949 гг., т. е. эти годы были годами активизации ледников.

Одновременно происходит уменьшение толщины и объема массы ледников, а высота нижней границы языков увеличивается. Однако в настоящее время еще нельзя сказать, когда же прекратится уменьшение размеров ледников, потому что сведений об их режиме имеется весьма мало, несмотря на большой объем разнообразных наблюдений, выполненных в последние десятилетия.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В. Исследование настоящих и древних ледников Кавказа. — Сб. сведений о Кавказе. Т. 1. Тифлис, 1871.
2. Авсюк Г. А., Котляков В. М. Дискуссионные вопросы современной гляциологии. — В кн.: «Гляциологические исследования», № 13. М., «Наука», 1964.
3. Авсюк Г. А., Кренке А. Н. Современное состояние проблемы взаимосвязи оледенения и климата и пути ее изучения. — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.
4. Агибалова В. В. Климатические районы бассейна Верхнего Терека. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 3. Харьков, 1961.
5. Агибалова В. В., Виленкин В. Л. Гергетский ледник. — Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 4.
6. Агибалова В. В., Виленкин В. Л. Ледники Суатиси в верховьях Терека. — Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 3.
7. Агибалова В. В., Виленкин В. Л. О Девдоракском леднике. — Изв. ВГО, 1962, т. 93, вып. 4.
8. Альтберг В. Я. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне р. Баксан в период 1925—1927 гг. — Изв. ГГИ, 1928, № 22.
9. Альтберг В. Я. О состоянии ледников северного склона Эльбруса и о гидрометеорологических условиях питания р. Малки. — Изв. ГГИ, 1929, № 23.
10. Альтберг В. К. Движение ледника Башкара. — В кн.: «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., Гидрометеиздат, 1936.
11. Бажев А. Б. Инфильтрация талой воды в фирново-ледяную толщу (по наблюдениям на Эльбрусе). — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 14. М., 1968.
12. Бажев А. Б., Бажева В. Я. Строение фирново-ледяной толщи на южном склоне Эльбруса. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
13. Беляев Г. К. Очерк развития рельефа Северо-Осетинской АССР. Орджоникидзе, 1962.
14. Беляев И. П. Гидрология дельты Терека. М., Гидрометеиздат, 1963.
15. Боровик Э. С. Состояние ледников в бассейне р. Баксан. — Сб. работ Ростовской ГМО, 1968, вып. 8.
16. Боровик Э. С., Кравцова В. И. (сост.). Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л., Гидрометеиздат, 1970.
17. Блинова В. Л. Гидрологические работы на южном склоне Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1959, № 9.
18. Брюханов А. В. О результатах обработки повторных фототеодолитных съемок 1956—1957 гг., выполненных на ледниках южного склона Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1958, № 2.
19. Брюханов А. В. и др. Движение и пространственное состояние ледников. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Эльбрус». М., 1962.
20. Бурман Э. А. Местные ветры. Л., Гидрометеиздат, 1969.
21. Бут И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1962, № 9.

22. Б у т И. В. К вопросу о поверхностной абляции горных ледников. — В кн.: «Успехи Советской гляциологии». Фрунзе, 1968.
23. Буш Н. А. О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах. — Изв. РГО, 1914, т. 50, вып. 9.
24. В а н е е в а О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом. — В кн.: «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., Гидрометеиздат, 1936.
25. В а р д а н я н ц Л. А. О новом способе подсчета депрессий снеговой границы в связи с изучением стадий отступления ледников горной группы Адай-хох в Центральном Кавказе. — Изв. РГО, 1930, т. 62, вып. 2.
26. В а р д а н я н ц Л. А. Простейший способ подсчета депрессий снеговой границы. — Изв. РГО, 1932, т. 64, вып. 6.
27. В а ж н о в А. Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа. Л., Гидрометеиздат, 1966.
28. В е й д е н б а у м Е. К. К истории Казбекских завалов. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1874, вып. 1.
29. В и л е н к и н В. Л. Современное оледенение бассейна реки Ардон (Северная Осетия). — Изв. Северо-Осетинского науч.-исслед. ин-та, 1956, т. 18.
30. В и л е н к и н В. Л., А г и б а л о в а В. В. Путешествие в Солнечную долину. — В кн.: «На просторах Родины чудесной». Харьков, 1959.
31. В и н о г р а д о в О. Н., Н о в и к о в а З. С. Об изучении движения ледников Эльбруса. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
32. В и с к о в а т о в А. А. О периодическом Казбекском завале. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1864, вып. 6.
33. В и с к о в а т о в А. А. Девдоракский ледник — Изв. РГО, 1865, т. 1, № 4.
34. В л а д и м и р о в Л. А. Ледниковое питание рек Грузии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 5.
35. В л а д и м и р о в Л. А. Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1964.
36. В л а д и м и р о в Л. А., Ч и д ж а в а д з е М. В., Ш е н г е л и я Р. Г. Ледниковое питание рек Большого Кавказа. — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.
37. В о л о ш и н а А. П. Особенности теплового баланса различных высотных поясов ледников (на примере Эльбруса). — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 7. М., 1963.
38. В о л о ш и н а А. П. Основные факторы, определяющие радиационный баланс ледниковой и обнаженной поверхностей (по наблюдениям на Эльбрусе). — В кн.: «Гляциологические исследования», № 13. М., «Наука», 1964.
39. В о л о ш и н а А. П. Климатические факторы зоны оледенения Эльбруса. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
40. В о л о ш и н а А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М., «Наука», 1966.
41. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л. Гидрометеиздат, 1967.
42. Г а р ф Б. А. Безенгийское ущелье. М., Географгиз, 1952.
43. Г в о з д е ц к и й Н. А. Физическая география Кавказа. Вып. 1. Большой Кавказ. М., 1954.
44. Г и г и н е й ш в и л и В. М., Н а п е т в а р и д з е Е. А., П а п и н а ш в и л и К. И. Атмосферные процессы как фактор колебания ледников Большого Кавказа. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 8.
45. Г о л о д к о в с к а я Н. А. Особенности таяния ледников южного склона Эльбруса летом 1962 г. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
46. Г о л о д к о в с к а я Н. А. Об изменении плотности поверхностного слоя снега в период таяния. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
47. Г о л у б е в Г. Н. Формирование речного стока в горно-ледниковых районах. М., «Наука», 1968.

48. Голубев Г. Н., Ускова Л. Г. Формирование стока рек северного склона Центрального Кавказа. — В кн.: «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчета». М., Изд. МГУ, 1967.
49. Гроссгейм В. А. О смещении главного водораздела Большого Кавказа. — Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 3.
50. Гуртовая Е. Е., Сулаквелидзе Г. К., Яшина А. В. Закономерности распределения снежного покрова на Большом Кавказе. — В кн.: «География снежного покрова». М., Изд-во АН СССР, 1960.
51. Гусев А. М. Эльбрус. М., Географгиз, 1948.
52. Давыдов Л. Г. Гидрография СССР. Ч. 2. Изд. ЛГУ, 1955.
53. Демченко М. А. К оледенению бассейна р. Чегем. — Науч. зап. Харьковского гос. пед. ин-та, 1946, т. 9.
54. Демченко М. А. Ледник Большой Азау. — Науч. зап. Харьковского гос. пед. ин-та, 1946, т. 9.
55. Демченко М. А. Отступление ледников в бассейне р. Чегем. — Изв. РГО, 1947, т. 79, вып. 5.
56. Демченко М. А. Ледник Шхельды. — Тр. геогр. ф-та Харьковского гос. ун-та, 1952, т. 1.
57. Демченко М. А. К истории физико-географических и особенно гляциологических исследований Большого Кавказа. — Тр. геогр. ф-та Харьковского гос. ун-та, 1957, т. 3.
58. Динник Н. Я. Эльбрус, его отроги и ущелья. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1880, т. 6, вып. 3.
59. Динник Н. Я. Горы и ущелья Терской области. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1884, кн. 13, вып. 1.
60. Динник Н. Я. Путешествие по Дигории. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1890, кн. 14, вып. 1.
61. Динник Н. Я. Поездка в Балкарию в 1887 г. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1890, кн. 14, вып. 1.
62. Динник Н. Я. Современные и древние ледники Кавказа. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1890, кн. 14, вып. 1.
63. Долгушин Л. Д. Пульсирующие ледники. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 14. М., 1968.
64. Дубинский Г. П., Снегур И. П. Физико-географические особенности верховьев р. Баксана и метеорологические наблюдения на леднике Башкара. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 3. Харьков, 1961.
65. Дубинский Г. П., Снегур И. П. Физико-географическая характеристика верховьев бассейна р. Урух и микроклиматические наблюдения на леднике Караугом. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 2. Харьков, 1961.
66. Дубянский В. В. Из жизни Девдоракского глетчера. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1915, т. 23, вып. 2.
67. Духовской А. И. Наблюдения за Девдоракским ледником в 1909—1912 гг. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1915, т. 23, вып. 1.
68. Духовской А. И. Исследования Казбекских ледников: Суатиси, Мна, Орцвери, Абано, Чачского и ледника Кибиша Кистинского ущелья в 1909—1913 гг. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1917, т. 25, вып. 1.
69. Ерохин П. М. Материалы по гидрологии бассейна р. Сунжи. Ростов-на-Дону, 1930.
70. Жуков Н. В. Наблюдения, произведенные над ледниками в центральной части Кавказского хребта. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1889, т. 10, вып. 1.
71. Жуков Н. В. Описание некоторых ледников в Сванетии. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1894, кн. 16.
72. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Л., Гидрометеиздат, 1946.
73. Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы и погода, снежный покров и таяние ледника в горах. — Уч. зап. Ростовского пед. ин-та, 1957, вып. 1.
74. Закиев Х. Я. О снеговой границе в горах. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 9.
75. Закиев Х. Я. Циркуляция атмосферы и колебания режима ледни-

- ков. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 9. М., 1964.
76. Закиев Х. Я. Очерки по оледенению Большого Кавказа. Ростов, изд. Ростовского ун-та, 1965.
77. Закиев Х. Я. Солнечная активность, циркуляция атмосферы и колебания режима ледников Большого Кавказа. — Геофизический бюлл., 1965, № 16.
78. Закиев Х. Я. Последнее оледенение Большого Кавказа. Ростов, Изд. Ростовского ун-та, 1969.
79. Закиев Х. Я., Котенко Л. Д. Радиационный режим северного склона Западного и Центрального Кавказа в зоне оледенения. — Сб. работ Ростовской ГМО, 1967, вып. 6.
80. Залиханов М. Ч., Акаева Л. А., Долов М. А. Высота «уровня 365» в Кабардино-Балкарской АССР. — Тр. ВГИ, 1965, вып. 4.
81. Занина А. А. Кавказ. Климат. Л., Гидрометеиздат, 1961.
82. Зюзин А. С. Суганский хребет. — В кн.: «Побежденные вершины. Ежегодник советского альпинизма, год 1949». М., Географгиз, 1949.
83. Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967.
84. Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. — Изв. ВГО, 1959, т. 91, вып. 3.
85. Иваньков П. А. Оледенение Эльбруса. — Изв. ВГО, 1960, т. 92, вып. 2.
86. Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., «Наука», 1966.
87. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л., Гидрометеиздат, 1937.
88. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
89. Кисин И. М. О ледниках Восточного Кавказа. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 9.
90. Книжников Ю. Ф. Стереофотограмметрическое определение поверхностных скоростей движения льда на ледниках северного склона Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1961, № 7.
91. Книжников Ю. Ф. Некоторые данные о движении ледников Эльбруса по материалам наземных стереофотограмметрических съемок. — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.
92. Ковалев П. В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. Харьков, 1957.
93. Ковалев П. В. Ледник Башиль. — Изв. ВГО, 1958, т. 90, вып. 1.
94. Ковалев П. В. Современное состояние некоторых ледников Центрального Кавказа. — Тр. геогр. ф-та Харьковского гос. ун-та, 1958, т. 4.
95. Ковалев П. В. Ледник Дыхау. — Изв. ВГО, 1959, т. 91, вып. 2.
96. Ковалев П. В. Ледник Безинги. — В кн.: «На просторах Родины чудесной». Харьков, 1959.
97. Ковалев П. В. Ледник Фытнаргин. — В кн.: «На просторах Родины чудесной». Харьков, 1959.
98. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Цедон. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 1. Харьков, 1960.
99. Ковалев П. В. Современное оледенение бассейна р. Баксан. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 2. Харьков, 1961.
100. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Урух. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 2. Харьков, 1961.
101. Ковалев П. В. Современное оледенение Казбекско-Джигарайского массива. В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)». Т. 3. Харьков, 1961.
102. Ковалев П. В. О динамике ледников Кавказа. — Тр. ЗакНИГМИ, 1963, вып. 13.
103. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение Большого Кавказа. — В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГД)». Т. 8. Харьков, 1967.

104. Ковалев П. В., Сербина З. П. О связи абляции некоторых ледников северного склона Большого Кавказа с метеорологическими факторами. — Тр. ЗакНИГМИ, 1970, вып. 45.
105. Коротун И. Н. Об отступании ледников в долине Баксана. — Вестн. Львовского ун-та. Сер. геогр., 1966, № 4.
106. Котляков В. М. Изучение снежного покрова лавин и ледников Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 5.
107. Котляков В. М. Особенности аккумуляции на ледниках в аномально снежные зимы (по исследованиям на Эльбрусе) — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.
108. Котляков В. М. Опыт подсчета запасов воды, аккумулярованной в горных ледниках Советского Союза. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 3.
109. Котляков В. М. Снежный покров земли и ледники. Л., Гидрометеодиздат, 1968.
110. Котляков В. М., Плам М. Я. Изучение вещественного баланса поверхности горных и покровных ледников. — Тр. ЗакНИГМИ, 1963, вып. 13.
111. Котляков В. М., Плам М. Я. О соотношении выпадающих и отложенных осадков на горных и покровных ледниках. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
112. Котляков В. М., Плам М. Я. Подсчет количества твердых осадков на горных ледниках и роль метелевого переноса в их перераспределении (по исследованиям на Эльбрусе). — В кн.: «Тепловой и водный баланс снежно-ледниковых толщ». М., «Наука», 1965.
113. Кравцова В. И. Гляциогеоморфологический очерк долины ледника Ирикчат (восточный сектор Эльбруса). — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1959, № 4.
114. Кравцова В. И. Карта мощности льда (атлас ледников Эльбруса). — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 13. М., 1967.
115. Кравцова В. И., Лосева В. Г. Изменение оледенения Эльбруса за 100 лет. — В кн.: «Успехи советской гляциологии». Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1968.
116. Красильников Ф. С. «Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта». Ежегодник Русского горного об-ва, 1913, № 9.
117. Кренке А. Н., Боровик Э. С., Рототаев К. П. Снегонакопление на ледниках Кавказа. — Тр. ЗакНИГМИ, 1970, вып. 45.
118. Кузнецов И. Г. Случай внезапного наступания одного ледника на Северном Кавказе весной 1925 г. — Вестн. геол. комитета, 1926, № 2.
119. Кушев С. Л. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. — Тр. ИГАН, 1952, т. 51, вып. 6.
120. Кушев С. Л. Синхронизация стадияльных и микростадияльных конечных морен последней стадии отступления ледников Кавказа. — Тр. Комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода, 1962, вып. 19.
121. Кушев С. Л. Безенгийское оледенение Центрального Кавказа. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1964, № 10.
122. Кучерявый П. П. Средний многолетний сток рек Северного Кавказа. — Сб. работ по гидрологии, 1961, № 2.
123. Лаппо И. А. Карта оледенения Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1961, № 7.
124. Лаппо И. А. Определение изменения пространственного состояния ледника (на примере ледника Ирик на Эльбрусе, 1956—1959 гг.). Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1961, № 7.
125. Лаппо И. А. Изменение пространственного состояния ледника Ирик за период с 1956 г. по 1959 г. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Эльбрус». М., 1962.
126. Левин Э. С. Перевалы Центрального Кавказа. М., «Физкультура и спорт», 1938.
127. Леонтьев Г. С. «Дождевые тени» за Скалистым хребтом Центрального Кавказа. — Изв. РГО, 1938, т. 70, вып. 2.
128. Лосев К. С. Роль лавин в бюджете массы ледников. — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.

129. Лосева И. А. Значение летних снегопадов как фактора аккумуляции и абляции ледников Эльбруса. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
130. Любомирова К. С. Влияние экспозиции и крутизны склонов на таяние ледников Эльбруса за счет прямой солнечной радиации. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
131. Льгов Г. К. Орошаемое земледелие Северного Кавказа. Орджоникидзе, Северо-Осетинское кн. изд., 1967.
132. Макаревич К. Г. и др. Оледенение Заилийского Алатау. М., «Наука», 1969.
133. Марков К. К. О происхождении морен в горах. — Зап. МГУ, 1946, вып. 2. География, кн. 2.
134. Маркович В. В. В поисках за вечным льдом. Изв. РГО, 1905, т. 41, вып. 4.
135. Маруашвили Л. И. О некоторых факторах изменения ледникового покрова Кавказа. — Изв. РГО, 1937, т. 69, вып. 2.
136. Михайловский В. Г. Горные группы и ледники Центрального Кавказа. — Землеведение, 1894, т. 1, кн. 1.
137. Оледенение Эльбруса. М., Изд. МГУ, 1968.
138. Олюнин В. Н. К истории оледенения юго-востока горной части Кабардинской АССР. — Тр. ИГАН, 1953, т. 58, вып. 10.
139. Орешникова Е. И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932—1933 гг. Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ. Вып. 5. Л., Гидрометеоздат, 1936.
140. О работе П. А. Иванькова «Оледенение Кавказа». — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. Вып. 8. М., 1963.
141. Пагирев Д. Д. Падение ледников с Гимарай-хоха. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1902, т. 15, вып. 3.
142. Пальгов Н. Н. О стоке талых вод с фирнового поля горных ледников. — В кн.: «Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Киргизский Алатау. Алтай». Вып. 4. Алма-Ата, 1964.
143. Панов В. Д. Динамика колебания ледника Безенги с 1820 по 1960 годы. В кн.: «Материалы 14-й научной студенческой конференции Ростовского университета». Ростов-на-Дону, 1961.
144. Панов В. Д. Длина ледника Безенги. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 9. М., 1964.
145. Панов В. Д. Ледники в верховьях Кубани. Л., Гидрометеоздат, 1968.
146. Панов В. Д. Современное оледенение р. Баддон. — Сб. работ Ростовской ГМО, 1970, вып. 11.
147. Панов В. Д. (сост.) Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 6. Бассейн р. Чегем. Л., Гидрометеоздат, 1971.
148. Панов В. Д., Боровик Э. С. (сост.). Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 8. Бассейн р. Урух. Л., Гидрометеоздат, 1971.
149. Панов В. Д., Псарева Т. В. (сост.). Каталог ледников СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Ч. 7. Бассейн р. Черек. Л., Гидрометеоздат, 1971.
150. Пиотрович В. В. Стаивание поверхности ледника и образование микрорельефа. — В кн.: «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., Гидрометеоздат, 1936.
151. Плам М. Я. Измерение температуры верхнего трехметрового слоя ледников южного склона Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1960, № 5.
152. Плам М. Я. Температура фирна и льда. Снежный покров. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Эльбрус». М., 1962.
153. Платунов Г. А., Сокольников В. М. Анализ стока рек ледникового питания. — В кн.: «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., Гидрометеоздат, 1936.
154. Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1911, т. 29, вып. 1.

155. Проценко В. Ф. Изменение количества выпадающих осадков с высотой на северном склоне Большого Кавказа. — Сб. работ Ростовской ГМО, 1967, вып. 5.
156. Попов Е. А. Некоторые черты режима ледника Ирик. — В кн.: «Исследование ледников СССР». Вып. 1. Л., Гидрометеиздат, 1934.
157. Псарева Т. В. Преобразование снежно-фирновой толщи и типы льдообразования на Эльбрусе. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.
158. Псарева Т. В., Цыкин Е. Н., Цыкина Г. Н. Экспериментальная 150-метровая буровая скважина на леднике Безенги. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 14. М., 1968.
159. Рейнгард А. Л. Заметка по поводу работы К. И. Подозерского «Ледники Кавказского хребта». — Изв. Кавказского отд. РГО, 1912, т. 21, вып. 2.
160. Рейнгард А. Л. Материалы к изучению ледникового периода на северном склоне Среднего Кавказа (исследования в бассейнах Ардона, Уруха и Терека). — Зап. Харьковского ун-та, 1912, вып. 2.
161. Рейнгард А. Л. Крестовый перевал Военно-Грузинской дороги. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1914, т. 22, вып. 1.
162. Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1917, т. 25, вып. 23.
163. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 8. Северный Кавказ. Под ред. А. Н. Алексеевой. Л., Гидрометеиздат, 1966.
164. Россиков К. Н. Состояние ледников и озер Центральной части северного склона Кавказского хребта. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1894, кн. 16.
165. Россиков К. Н. Состояние ледников северного склона Центрального Кавказа за 1893 и 1894 гг. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1896, кн. 18.
166. Рудаков Л. М. Динамика оледенения Эльбруса в историческое время. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1962, № 9.
167. Рудаков Л. М., Тушинский Г. К. Гляциогейоморфология. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Эльбрус». М., 1962.
168. Руководство по составлению каталога ледников СССР. Л., Гидрометеиздат, 1966.
169. Ржевский Б. Н. Геоморфологическая характеристика приледниковой части Безенгийского ледника. — В кн.: «Материалы 14-й студенческой конференции Ростовского университета». Ростов-на-Дону, 1961.
170. Рыжиков В. В. География Чечено-Ингушской АССР. Грозный, Чечено-Ингушское кн. изд., 1969.
171. Салацкий Н. Д. Очерк орографии и геологии Кавказа. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1866, т. 7, вып. 1.
172. Самойлович С. Р. Ледники Западной и Восточной Дигории по исследованиям 1932—1933 гг. — В кн.: «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., 1936.
173. Санеблидзе М. С. Казбекские ледники. — Тр. Тбилисского ун-та, 1956, т. 58.
174. Сафронов И. Н. Основные этапы развития рельефа Северного Кавказа. — Изв. ВГО, 1964, т. 96, вып. 5.
175. Сафронов И. Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов, 1969.
176. Сидорова Л. В. Зимний сток ледниковых рек Закавказья. — Тр. ЗакНИГМИ, 1963, вып. 13.
177. Соловьев С. П. О состоянии ледников Эльбрусского района и к вопросу о причинах их отступления. — Изв. РГО, 1933, т. 65, вып. 3.
178. Сочеванов В. Е. Процессы стаивания на поверхности ледника Башкара. — В кн. «Тр. ледниковых экспедиций 2 МПГ». Вып. 5. Л., 1936.
179. Стебницкий И. И. О высоте линии вечных снегов на Кавказских горах. — Изв. РГО, 1873, т. 9, вып. 5.
180. Стебницкий И. И. Заметка о распространении ледников на Кавказе. — Изв. Кавказского отд. РГО, 1877, т. 5, вып. 1.
181. Тареева А. М. Характеристика метеорологических и радиационных условий абляции на южном склоне Эльбруса летом 1962 г. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 10. М., 1964.

182. Темникова Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Л., Гидрометеиздат, 1959.
183. Темникова Н. С. Некоторые характеристики климата Северного Кавказа и прилежащих степей. Л., Гидрометеиздат, 1964.
184. Тельпук Н. А. К вопросу о состоянии и динамике ледника Мижирги. — В кн.: «Материалы науч.-теоретич. конф. Минского педагогического ин-та». Минск, 1965.
185. Троицкий Л. С. и др. Оледенение Урала. М., «Наука», 1966.
186. Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., Географгиз, 1954.
187. Тронов М. В. Ледники и климат. Л., Гидрометеиздат, 1966.
188. Трошкина Е. С. Особенности таяния ледников южного склона Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1958, № 2.
189. Трошкина Е. С. Изучение вещественного баланса горных ледников в период МГГ. — В кн.: «Гляциологические исследования», № 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
190. Трошкина Е. С. Эволюция оледенения Эльбруса и колебания климатических условий. — Тр. ЗакНИГМИ, 1966, вып. 20.
191. Тушинский Г. К. Послелавовое оледенение Эльбруса и его динамика. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1958, № 2.
192. Тушинский Г. К. Некоторые проблемы гляциологии, возникшие в связи с изучением Эльбруса и Хибин. — В кн.: «Гляциологические исследования в период МГГ», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
193. Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1959, № 4.
194. Тушинский Г. К. Мощность льдов Эльбруса. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1960, № 5.
195. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963.
196. Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением. — Информ. сб. о работах геогр. ф-та МГУ по МГГ, 1962, № 9.
197. Фролов Я. И. Результаты обследования ледников летом 1929 г. — В кн.: «Исследование ледников СССР». Вып. 1, Л., 1934.
198. Фролов Я. И. Ледники Чегемского ущелья. — В кн.: «Побежденные вершины. Ежегодник советского альпинизма, год 1951», М., Географгиз, 1952.
199. Хатисян Г. С. Казбекские ледники. Тифлис, 1888.
200. Хатисян Г. С. Казбекские ледники в период с 1862 по 1887 год. — Изв. РГО, 1889, т. 24, вып. 2.
201. Хмаладзе Г. Н. Влияние оледенения на средний и внутригодовой сток рек Большого Кавказа и методика его расчета. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 9.
202. Хмаладзе Г. Н. Особенности распределения запасов воды в снеге в горах Закавказья. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 9.
203. Ходзько И. И. Общий взгляд на орографию Кавказа. — Зап. Кавказского отд. РГО, 1864, кн. 6.
204. Ходос Э. Н. Расчет бюджета массы долинных ледников Большого Кавказа. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника обсуждения». Вып. 11. М., 1965.
205. Ходос Э. Н. К вопросу о роли различных условий циркуляции атмосферы в колебаниях ледников Большого Кавказа. — В кн.: «Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения». Вып. 12. М., 1966.
206. Хргиан А. Х. Ледниковый ветер. — Метеорология и гидрология, 1938, № 11—12.
207. Цомая В. Ш. Изменение скорости отступления ледников Кавказа в связи с потеплением климата. — Метеорология и гидрология, 1959, № 10.
208. Цомая В. Ш. К вопросу о движении ледников Кавказа. — Тр. ТбилНИГМИ, 1960, вып. 7.
209. Цомая В. Ш. Результаты нивелировочных работ на ледниках Казбекского оледенения. — Метеорология и гидрология, 1961, № 10.
210. Цомая В. Ш. Характерные черты режима отступления ледников Кавказа. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 9.

211. Цо мая В. Ш. Зависимость площади ледников и коэффициента пераномерности оледенения от физико-географических условий. — Тр. ЗакНИГМИ, 1963, вып. 13.

212. Цо мая В. Ш. Современный рост ледников Казбекского оледенения. — Тр. ЗакНИГМИ, 1965, вып. 19.

213. Цо мая В. Ш. Материалы гляциологических исследований. Казбек, Богосский хребет, Базар-дюзи, 1951—1963 гг. Тбилиси, 1965.

214. Цо мая В. Ш. Скорость движения ледников Кавказа и возможность ее определения по предшествующим метеорологическим факторам. — Тр. ВГИ, 1967, вып. 12.

215. Цо мая В. Ш., Кисин И. М. Об отступании ледников Центрального и Восточного Кавказа за последние 90—100 лет. — Метеорология и гидрология, 1959, № 5.

216. Цо мая В. Ш., Хмаладзе Г. Н. Руководство по гляциологическим работам в горах. М., Гидрометеиздат, 1960.

217. Цо мая В. Ш., Кисин И. М. Зависимость абляции от засоренности ледников. — Тр. ТбилНИГМИ, 1961, вып. 7.

218. Цо мая В. Ш., Дробышев О. А. Результаты гляциологических наблюдений на ледниках Кавказа. — Тр. ЗакНИГМИ, 1970, вып. 45.

219. Цыкин Е. Н. Маршрутное термозондирование и выделение гляциологических зон на Эльбрусе. — Геофизический бюлл., 1962, № 12.

220. Шихлинский Э. М. К вопросу о тепловом балансе горных ледников. — В кн.: «Вопросы географии Азербайджана». Баку, 1964.

221. Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария. — Изв. ВГО, 1961, т. 93, вып. 1.

222. Штебер Э. П. Ледниковые обвалы в истоках Геналдона. Терский сб., вып. 6. Владикавказ, 1903.

223. Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., Географгиз, 1947.

224. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

225. Шумский П. А., Кренке А. Н. Современное оледенение Земли и его изменения. — Геофизический бюлл., 1964, № 14.

226. Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа. Ч. 1. Большой Кавказ. — Тр. Науч.-исслед. ин-та географии, 1926, вып. 2.

227. Энергетические ресурсы СССР. Гидроэнергетические ресурсы. М., «Наука», 1967.

228. Burmester H. Rezent-glaziale Untersuchungen und photogrammetrische Aufnahmen im Baksanquellgebiet (Kaukasus). Zeitschr. f. Gletscherkunde, VIII, 1913.

229. Dechy M. Kaukasus. Berlin, Bd. 1—3, 1905—1907.

230. Freschfield D. The Exploration of the Caucasus. London, 1896.

231. Merzbacher G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. 1—2, Leipzig, 1901.

232. Rühle E. Morfologia glaejalend dorzeicza Czereku Balkarskiego w srodkowym Kaukasie. Przegląd geograficzny, t. 18, 1938.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
ЧАСТЬ I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА р. ТЕРЕКА	
Глава 1. Краткая физико-географическая характеристика бассейна	5
Основные черты орографии и рельефа	5
Климатические условия	18
Гидрография и режим стока р. Терека	39
Глава 2. Современное оледенение	49
Краткая история исследований оледенения бассейна	—
Распределение оледенения в бассейне	55
Морфологические типы ледников	64
Фирновая линия	71
Мощность и объем ледников	79
ЧАСТЬ II. ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ ПО ПРИТОКАМ р. ТЕРЕКА И ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ НЕКОТОРЫХ ЛЕДНИКОВ В XX в.	
Глава 3. Ледники бассейна р. Малка	83
Истоки р. Малка	84
Река Баксан	88
Река Чегем	116
Река Черек	127
Глава 4. Ледники левых притоков Терека	147
Река Урух	—
Река Ардон	162
Реки, берущие начало с восточного и южного склонов массива Казбек-Цитихох	186
Глава 5. Ледники правых притоков р. Терека	195
Реки, берущие начало с Водораздельного хребта	198
Река Кистинка	199
Река Армхи	201
Река Сунжа	201
ЧАСТЬ III. РЕЖИМ И ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ	
Глава 6. Режим ледников бассейна р. Терека и бюджет их массы	214
Питание ледников	—
Таяние снега и льда	224
Влияние летних снегопадов на таяние и питание ледников	230
Бюджет массы ледников	233
Движение льда ледников	241
Температурный режим ледников	251
Глава 7. Эволюция оледенения за последние 100 лет	253
Изменение площади и числа ледников	254
Отступление ледников	260
Пульсирующие ледники	269
Изменение мощности и объема ледников	276
Изменение высоты нижней границы ледников	282
Заключение	285
Литература	287

В. Д. ПАНОВ

ЛЕДНИКИ БАССЕЙНА р. ТЕРЕКА

Редакторы: О. Н. Потапова, Т. С. Шмидт. Техн. редактор Л. М. Шишкова
Корректор З. Т. Тимченко

Сдано в набор 16/VI 1971 г. Подписано к печати 15/IX 1971 г. Бумага тип. № 1 60×90^{1/16}.
Бум. л. 9,25. Печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 21,84. Тираж 570 экз. М-25385. Индекс ГЛ-75.
Цена 1 р. 27 к.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23. Заказ № 444.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Ленинград, Прачечный пер., д. 6.