

9145
K-17
11.25

С. В. КАЛЕСНИК

ГОРНЫЕ
ЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ
СССР

Г И Д Р О М Е Т Е О Н З Д А Т

ЛЕНИНГРАД • 1931 • МОСКВА

КОМИТЕТ СССР ПО ПРОВЕДЕНИЮ 2 МПГ ПРИ ГЛАВНОМ УПРАВЛЕНИИ ГИДРОМЕТЕОРО-
ЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ СССР ПРИ СНК СОЮЗА ССР

ИТОГИ РАБОТ ЛЕДНИКОВЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ 2 МПГ
1932 — 1933 Г.

Выпуск III

С. В. КАЛЕСНИК

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ СССР



~~1009g~~



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД — 1937 — МОСКВА

RESULTS OF THE WORKS
OF SECOND IPY GLACIAL EXPEDITIONS
IN 1932-1933

VOL. III

MOUNTAIN
GLACIER REGIONS OF USSR

BY S. KALESNIK

БИБЛИОТЕКА
Историко-Ученостного
Ин-та М. В. Давыдова

13161

LENINGRAD — 1937 — MOSKOW

1 2

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава I. Ледники Урала	9
Глава II. Ледники Кавказа	17
Рельеф Кавказа	17
Большой Кавказ	17
Малый Кавказ	22
Общие замечания о климате	24
Снеговая линия	29
Оледенение	34
Характерные черты кавказских ледников	44
Высота окончаний ледников	44
Типы ледников	45
Отношение области питания к области стока	55
Скорость движения ледников	56
Явления абляции	58
Колебания кавказских ледников	60
Глава III. Ледники Средней Азии	76
Рельеф Средней Азии	77
Некоторые замечания о климате	84
Снеговая линия	89
Оледенение	90
Характерные черты ледников Средней Азии	113
Типы ледников	113
Скорость движения ледников	124
Абляция	125
Колебания ледников Средней Азии	126
Глава IV. Ледники Алтая	132
Рельеф и климат	132
Снеговая линия	135
Общий обзор оледенения	136
Типы ледников	140
Состояние ледников	140
Глава V. Ледники Саура, Саян и Камчатки	142
Оледенение Саура	142
Ледники Саян	142
Ледники Камчатки	146
Глава VI. О причинах колебаний ледников в СССР	152
Заключение	163
Литература	166
Указатель ледников	179

1961

Гляциология — сравнительно молодая наука. Всего лишь полтора века отделяют нас от того времени, когда занялась ее заря над снежными вершинами швейцарских Альп. Но несмотря на краткость этого периода, изучение ледников успело выделиться в самостоятельную отрасль человеческого знания и сопровождалось накоплением огромного фактического материала, который ныне составляет прочный фундамент общего и регионального ледниковедения.

Изучение ледников в Альпах в первые же годы принесло богатые плоды. Близость глетчеров к населенным центрам весьма способствовала постановке систематических наблюдений и образованию контингента лиц, сделавших гляциологию своей специальностью.

В России ледниками начали заниматься только со второй половины минувшего столетия. Промедление это как будто заключало в себе и хорошие стороны: восприняв опыт европейских ученых, можно было, не повторяя их ошибок, направить исследования сразу по готовой колее. Однако условия для работы оказались в России иными, чем по ту сторону рубежа: в связи с труднодоступностью и дальностью ледниковых районов, в их освоение не удалось внести элементов планомерности и постоянства. Знакомство с ледниками носило случайный характер и осуществлялось не гляциологами, а людьми самых разнообразных профессий, — от натуралистов до простых любителей путешествий. Поэтому гляциология у нас и приобрела особый, главным образом описательный, уклон, который лишь отчасти оправдывался необходимостью предварительного выявления ледникового фонда страны. Единственным организующим началом в столь важном научном деле было Русское географическое общество, которое издавало инструкции, собирало сведения и снаряжало собственные экспедиции.

Отдавая должное энергии многочисленных исследователей, нельзя все же не прийти к выводу, что их усилия обогатили преимущественно гляциологическую статистику. Описание внешнего вида ледников и их размеров, установка и поверка марок, служащих целям учета колебаний концов глетчеров, — вот и все, что мы имеем, если не брать во внимание некоторых исключений. Материал с качественной стороны оставляет желать лучшего. Он дает понятие почти только о ледниковых языках,

ибо редко кто поднимался до фирновой массы, размеры глетчеров определялись приближенно, на глаз, метрическими инструментами, причем без соблюдения правил, и контролировалось от случая к случаю. Короче говоря, методика была самой несовершенной. Она и в Альпах не отличалась сложностью, но применяли гляциологи, например Тиндаль и Агассиз [284, 324]¹ инициации в гляциологии такую тщательность, которая граничила с искусством. Их принципы, к сожалению, у нас не принялись.

Несмотря на обширность полемизаций обобщающих работ, накопление сведений о ледниках шло относительно быстро. По свидетельству Фрешфелда, в «Географическом словаре» К. Джонстона, изданном в 1890 г., сказано, что существование глетчеров на Кавказе не достоверно [341, т. I, стр. 9]. Двадцать пять лет спустя А. Гейн, основываясь на современных ему данных, утверждал, что лед и снег на Кавказе занимают площадь всего в 120 кв. км, из которых половина приходится на Эльбрус [342, стр. 418]. А в 1911 г. из каталога К. Подозерского выяснилось, что льды эти покрывают пространство около 2000 кв. км [216]. За одну поездку по северо-западному Кавказу Н. Буш в 1897 г. открыл более 100 новых ледников [27]; столько же обнаружил и Б. Федченко в 1904 г. во время своего путешествия на Памир [320, стр. 235]. Подобных примеров можно привести немало.

Сильно изменился характер изучения ледников при Советской власти, открывшей для науки широкие горизонты. Перелом наметился в последние десять лет, коснувшись сначала организационной стороны, а затем и содержания. В некоторых местных управлениях Гидрометеорологической службы возникают отделы, включившие вопросы гляциологии в программу своей повседневной работы. Эпизодическим экспедициям (например Советско-Германской 1928 г.) придаются невиданно крупные масштабы. С другой стороны, иным становится и подход к леднику.

Ледник — это сложный продукт взаимодействия рельефа земной коры и ее жидкой и газообразной оболочки. Он прежде всего интересен сам по себе: его познание в равной мере включает элементы физики, климатологии, гидрологии, геологии и геоморфологии. На практике же изучение ледников у нас, да отчасти и за границей, вне зависимости от того, кто этим занимался, вылилось в изучение их аккумулятивной и выпахивающей деятельности (современной и прошлой). Причину этого понять нетрудно: геологические и геоморфологические изыскания не требуют сложной аппаратуры, да и формы рельефа, созданные глетчером, подчас доступнее и ближе, чем самый ледник. Таким образом геологический уклон в гляциологии, с точки зрения самодовлеющей науки о ледниках, был развитием по линии наименьшего сопротивления.

¹ Здесь и везде в дальнейшем цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка литературы, помещенного в конце книги.

Г. Альман [331] справедливо отмечает, что пути современного исследования ледников не дают нам в руки материала для суждения об условиях их жизни в полном объеме. Климатическая среда, питание глетчера, испарение и таяние его поверхности, режим вытекающих из него водных потоков, — одним словом все, что не ускользало от взора основоположников гляциологии, находится ныне в большом забросе. Как-раз на этих сторонах и надлежит теперь сосредоточить главное внимание. Подобная идея не только восстанавливает стихийно нарушенное равновесие; она объективно содержит в себе правильное стремление перевести гляциологию из области „чистой“ науки на службу практическим потребностям. Ледник как запас твердой влаги, определяющий поведение многих горных рек, получает все больший удельный вес в связи с проблемами ирригации и силового хозяйства.

Наиболее ярко выражена эта обновленная точка зрения в работах ледниковых экспедиций Комитета СССР по проведению Второго международного полярного года (2 МПГ). Ими одновременно были охвачены почти все крупные центры оледенения — Кавказ, Алтай, Памир и Тянь-шань, а также Урал; в оба сезона (1932—1933 гг.) на ледниках и в фирновых бассейнах функционировали временные метеорологические станции, а на леднике Федченко воздвигнута постоянная обсерватория; кроме того, в горных районах вообще увеличена сеть метеорологических стационаров и гидрометрических постов; впервые произведены многочисленные измерения абляции и быстроты движения глетчеров; обращено должное внимание на морфологию самих ледников, структуру льда, генезис поверхностных образований; несовершенная система марок уступила место инструментальной и фотограмметрической съемке концов ледников и т. п.

Значение экспедиций (2 МПГ) выходит далеко за пределы непосредственно полученных ими результатов. Они дали толчок к воскрешению ряда забытых вопросов, к критической переоценке старого наследия, возбудили интерес широкой общественности и, что самое важное, содействовали воспитанию первых в нашей стране (хотя и небольших еще) кадров молодых гляциологов. Факт этот — особенно ценный, так как эпоха „любителей“ уже сыграла свою роль. „Описание ледников как эффектных объектов, всегда охотно, но поверхностно и бессистемно производившееся путешественниками, должно уступить место планомерной, широко организованной, точной коллективной работе... Сумма предварительных данных, необходимых для ориентировки и выбора направления работ, уже достаточна, и дальнейшая деятельность в прежнем духе является мало продуктивной“... [Д. Мушкетов, 169, стр. 33].

Естественным завершением ледниковых работ 2 МПГ является необходимость уяснить себе хотя бы в крупных чертах всю эту „сумму предварительных данных“. Подобной задаче и посвящен очерк, предлагаемый вниманию читателей.

Идея общего обзора — не новая. В ледниковедческой литературе о Советском Союзе есть и каталоги ледников (Боржавского, Полозерского, Троицкого) и более или менее систематические региональные описания: для Средней Азии — Меридианера, Липского, Преображенского, Д. Мушкетова, Р. Финн-Стервальдера, Клебельсберга и др., для Камчатки — Динкина, Михайловского, Буши, Меридианера, Денис, Фридрихса, для Алтая — Сапожникова, Резниченко и т. п. Если принять во внимание, что сводки эти отчасти уже устарели и касаются только отдельных районов, а не всего СССР в целом, то даже составление еще одного справочника такого же типа (но объединенного и дополненного) могло бы иметь свое оправдание. Однако мы сочли целесообразным избрать иной путь и, ограничившись более скромной программой, дать пока лишь общую характеристику областей оледенения, как особых физико-географических комплексов, не пытаясь заменить ею ни каталогов, ни существующих описаний.

В очерке рассматриваются горные ледниковые области умеренных широт: Урал, Кавказ, Средняя Азия, Саур, Саяны и Камчатка. В него не вошли Советская Арктика и Якутия: по полярным ледникам самые свежие данные еще не опубликованы, а о ледничках северных отрогов Верхоянского хребта (Хоралах, Хорул-дан) имеются настолько неопределенные указания, что пользоваться ими преждевременно.

При описании каждого ледникового района предполагалось держаться плана, который в развернутом виде состоит из таких пунктов: рельеф и климат как основные предпосылки оледенения; количество ледников и занимаемая ими площадь; распределение ледников по участкам (с описанием наиболее интересных глетчеров); характерные черты оледенения; динамика ледников. Последовательное применение этой схемы встретило трудности, вытекающие из неполноты и крайней неравномерности имеющихся сведений; отсюда — невыдержанность намеченных пропорций и некоторая мозаичность изложения.

Автор отчетливо сознает, что помимо этого объективного недостатка очерк страдает и другими дефектами. Для его составления сделано вероятно не все, что можно и нужно было бы сделать.

Мы не задавались целью исчерпать литературу до конца, ибо для общих выводов отдельные пропущенные детали вряд ли существенны. Но рассеянность материалов по многочисленным изданиям, не всегда имеющимся в библиотеках или труднодоступным в силу того, что они имеются в единичных (и поэтому обычно занятых) экземплярах, делает неизбежным даже серьезные пропуски, особенно если учесть жесткий срок, отведенный на выполнение задачи. К тому же обработка этой литературы — занятие трудоемкое: приходится просматривать десятки страниц рассказов о частных обстоятельствах путешествия, прежде чем отыщется нужный факт или цифра.

Второй род ошибок мог быть допущен в способе „подачи“ материала. Стремление к объективности вынудило несколько перегрузить текст ссылками на источники. Вместе с тем, нельзя было не относиться критически к излагаемым сведениям. Путь этот вообще правильный, — вопрос только в том, где на нем следует остановиться? У нас нет уверенности, что в отдельных случаях мы не отклонились от золотой середины.

Считаю приятной обязанностью выразить признательность лицам, благодаря инициативе и содействию которых появление в свет этого очерка стало возможным: проф. Н. Н. Зубову, проф. В. И. Попову, И. А. Кирееву и в особенности заслуженному деятелю науки проф. Я. С. Эдельштейну за его ободряющее отношение к моей работе и за полученные от него советы и указания.

Уральские горы, тянущиеся почти в меридиональном направлении от Карского моря до Прикаспийских степей, служат условным рубежом между Европой и Азией. Около 2300 км разделяют Константинов Камень от холмов Мугоджар. Если же считать береговой хребет Пай-хой продолжением Урала на материке, то общая длина всей системы превысит 2500 км. При огромной своей протяженности Урал относительно очень узок, что и придает ему облик грандиозного каменного вала, разграничивающего два континента. В северных частях ширина всей цепи не больше 80 км, на юге она достигает 200 км.

В гляциологическом отношении интересен лишь Северный Урал ($68^{\circ}30'$ — 61° с. ш.) и отчасти Пай-хой. Средний Урал, расположенный в умеренных широтах (61° — 55° с. ш.) и отличающийся незначительной высотой (650 м) и мягким рельефом, не содержит никаких признаков современного оледенения. То же нужно сказать и об Южном Урале; хотя отдельные вершины его и вздымаются до 1600 м, но нигде не покрыты вечным снегом.

Пай-хой, характеризующийся отчетливым линейным простиранием, состоит из ряда узких невысоких кражей, вытянутых с юго-востока на северо-запад и отделенных друг от друга заболоченными поперечными и продольными долинами и тундрами [114]. Абсолютные высоты не более 625 м, а относительные — до 300 м. К Югорскому Шару горы понижаются, и последние скалы, обрывающиеся в море, имеют лишь 30 м высоты [56]. Очертания гор мягкие, закругленные, склоны пологие; до самых макушек гор заросли они травами и мхами. Только в центральных частях Пай-хоя, где изобилуют выходы изверженных пород, торчат каменные голые вершины, которым выветривание сообщило причудливые формы развалин циклонических построек.

О климате Пай-хоя никаких точных данных нет. Надо полагать, что он мало чем отличается от „климата песка“ (по образной классификации Кеппена), свойственного нашим тундрам. Зима здесь суровая, лето прохладное (температура самого теплого месяца ниже $+10^{\circ}$); атмосферных осадков около 250 мм в год, причем большая часть их выпадает летом; зимой снеговой покров ничтожен.

Незначительное количество осадков и приуроченность их к теплему сезону не благоприятствуют аккумуляции снега и льда: ледников в Пай-хое нет. Но для понимания ледниковых явлений Северного Урала имеет значение тот факт, что даже в Пай-хое, с его нерасчлененным рельефом, все же встречаются такие орографические условия, при которых снег летом целиком не растаивает; скопляясь в балочках, он держится подчас годами, образуя „наледь“, нижние части которых превращены в довольно плотный лед [114, стр. 40].

Северным Уралом принято называть участок от Константинова Камня до истоков Печоры, протяжением по меридиану в $7\frac{1}{2}$ градусов, т. е. около 850 км. В этих пределах его еще иногда подразделяют на Самоедский Урал ($68^{\circ}30'$ — 67° с.ш.) с наибольшими вершинами Нет-ю (1298 м) и Хайюды-пай (1245 м), Остяцкий Урал (67° — 64°) с вершинами Тельпос-из (1656 м), Сабля (1648 м) и Народная (1885 м) и Вогульский Урал, наивысшие точки которого — Нинчир-чаха, Койл и Хоса-нер — поднимаются до 1040—1140 м. Средняя высота Северного Урала, по Гофману [56, стр. 198], около 900 м (3000 фут.). Несмотря на это, хребет имеет альпийский облик: вершины его зубчатые, склоны крутые, долины обрамлены дикими живописными группами утесов. Северный Урал состоит из одного главного водораздела, сопровождаемого с запада короткими параллельными грядками. Над окружающими тундрами хребет поднимается до 600 м и более.

Снег в приполярном Урале выпадает в середине и второй половине сентября, и исчезает в конце июня [7]. Однако в июне бывает и „летний“ снег. Так как лето короткое, холодное, часто дождливое и туманное [261], то очень большие снежные сугробы в благоприятных условиях затенения сохраняются весь теплый сезон.

Значение Урала как климатической границы вряд ли велико. Можно только сказать, что на восточном склоне зимы суровее и длиннее, летние же условия по обе стороны хребта более или менее одинаковы. Осадков на западных склонах больше, чем на восточных, — годовое количество их, по видимому, не превышает 300—400 мм.

Ранние исследователи Урала отрицали существование ледников в этом районе. Хотя у полярного круга многие горы достигают значительной высоты, „одиноко, — пишет Э. Гофман [56, стр. 198], — ни одна из них не достигает области вечных снегов. На многих горах остаются снежные пятна в течение всего лета, но постоянной снежной шапки не имеет ни одна. Поэтому на всем хребте нет ни одного ледника, хотя в узких долинах и ущельях лежат во все лето толстые пласты снега“...

Сомнение в правильности подобной точки зрения впервые высказал С. Керцелли, посетивший в 1908 и 1909 гг. Большеземельскую тундру (бассейны рр. Адзвы и Каротайки) и хребет Пай-хой. Керцелли передает рассказ своего рабочего, хорошо знакомого с Северным Уралом: „...Есть у нас на Камне места,

где снег никогда не тает, и там уже не снег, а такой твердый лед, что его только топор берет, а снег и вода не может, потому что сверху заделаны мелкими изгибами, а внизу, где кончается лед, в нем большие дыры, как черныши, и оттуда вытекает речка. Длиною такие места бывают большие, а шириною — несколько таких мест в одну не меньше 100, верстами шириною“ [114, стр. 40]. Описание настолько характерно, что исследователем пришел к выводу о наличии в северных частях Урала „облачных, вероятно отмирающих ледников“.

Предположение Керцелли подтвердилось. В 1929 г. А. Е. Алешков открыл и описал первые ледники. В настоящее время (1936 г.) число известных на Урале ледников достигло 16, с общей площадью около 3 кв. км [4, 7]. Сосредоточены они в трех очагах, по обе стороны от 65-й параллели: 1) на Сабле, 2) в районе горы Народной и близлежащих отрогов Малая и Сабля и 3) на горе Хайме.

Сабля представляет горный гребень меридионального направления, состоящий из десяти заостренных пикообразных вершин, соединенных друг с другом зубчатыми и острокопечными перегибами. По восточному склону массива широко развиты простые и сложные кары и цирки, западный же отличается более мягкими очертаниями и сравнительно легкой доступностью. На Сабле имеется 7 фирновых ледников и 5 фирновых снежников общей площадью около 1,7 кв. км. Размеры поверхности ледников колеблются от 0,07 кв. км до 0,37 кв. км, а длина от 200 до 1000 м. Фирновые снежники еще меньше: 0,04—0,1 кв. км [5, 6]. Самый крупный из ледников — ледник Э. Гофмана — имеет и длину 1 км и занимает площадь 0,37 кв. км; оканчивается он на высоте 600 м. Головная скорость движения — 3—4 м. За время с 1929 г. по 1932 г. ледник сократился на 6 м. А. Алешков полагает, что отступление ледника длится уже около 100 лет [6].

Все ледники Сабля относятся к типу каровых и висячих, причем последние залегают как на стенках каров (карово-висячие ледники), так и на крутых склонах гор (собственно висячие). Экспозиция их — на северо-восток и восток. Ледники сложены слоистым фирновым льдом, за исключением ледника Гофмана, язык которого состоит из настоящего глетчерного льда.

На параллели горы Народной Северный Урал обладает наибольшей шириной. Здесь — это типичная горная страна, с хорошо расчлененным альпийским рельефом. В районе г. Народной расположено 6 миниатюрных ледников: Манси, Югра, 2 МПГ (т. е. ледник Второго международного полярного года), Балбан, Манарага и Лимбеко (первые пять — каровые, а последний — висячий [24]). Самый маленький из них — Балбан (всего 1800 кв. м), самый крупный — Манси (0,36 кв. км), по площади почти не уступающий леднику Гофмана. Манси типичный представитель уральских каровых фирновых ледников, характеризующихся отсутствием ледникового языка и совмещением областей питания и стока. Общая форма его полулунная, наибольшая ши-

рина 600 м, длина 500 м. Все леднички и фирновые снежники занимают кары, обращенные на восток и северо-восток. Концы ледников лежат на высоте 920—1200 м [5, 24]. В отроге Саледы (к северо-западу от г. Народной) на стенке кара восточной экспозиции находится ледничок Сале (Олений) длиной 60—80 м и шириной 60—70 м [7]. Один ледник обнаружен также и в отроге Малды. Таким образом в районе г. Народной зарегистрировано всего 8 ледников.

Наконец в 1933 г. А. Алешковым открыт ледник на восточном склоне г. Хайма (1490 м), входящей в систему Народо-Итьинского края, тянущегося к северо-востоку от р. Кожима до верховьев Ляпина. Этому висячему ледничку (ширина 180—220 м, длина 250—300 м), прилепившемуся к западной стенке кара, заполненного озерком, присвоено имя ботаника Б. Н. Городкова. В районе Хаймы отмечены также многолетние фирновые (снежные) пятна, спускающиеся до высоты 750—800 м.

Обобщая вышесказанное, можно прийти к выводу, что уральские ледники отличаются следующими чертами:

- 1) размеры их ничтожны;
- 2) все леднички самым тесным образом связаны с рельефом и условиями затенения, залегающие только в карах или на склонах северо-восточной и восточной экспозиции;
- 3) они сложены (за исключением ледника Гофмана), наскоро можно судить, целиком фирновым льдом;
- 4) дифференциация областей питания и стока отсутствует;
- 5) наконец надо полагать, что все эти леднички в сущности неподвижны, так как даже самый крупный из них — ледник Гофмана — обладает скоростью 3—4 м в год, т. е. не выше 1 см в сутки.

Если принять во внимание последнее обстоятельство, тогда невольно возникает сомнение, имеем ли мы право называть ледниками развитие на Урале постоянные скопления снега и фирнового льда, поскольку одним из основных признаков всякого глетчера должно быть наличие в нем внутреннего активного движения. Признак этот серьезнее, чем кажется на первый взгляд. Игнорирование его зачастую порождает недоразумения, иллюстрацией которых может служить предложенная недавно Г. Альманом классификация, где неподвижные ледяные и фирновые поля рассматриваются как образования, равноценные настоящим ледникам [332].

В близкой связи с затронутой проблемой стоят вопросы происхождения уральских ледников. Оба исследователя, которым мы обязаны описанием ледников Урала — А. Алешков и С. Боч — полагают, что все современные уральские глетчеры являются остатками мощного ледяного покрова, окутывавшего страну в эпоху древнего оледенения. В пользу этого говорит тот факт, что по мере движения вверх по речным долинам (по направлению к современным ледничкам) встречаются все более и более свежие морены, свидетели непрерывного отхода ледников из долин в каровые ниши. Однако вывод о реликтовом характере

современного оледенения Урала принят авторами не без колебаний и оговорок. Термин реликтовые ледники, — пишет С. Боч [24, стр. 139], — надо понимать преимущественно в том смысле, что они являются прямыми наследиями последней стадии той фазы альпийского оледенения, которая истинно была ледяной и виде морен в трогах Народо, Балбакты и Манерок. ... Но все ледники Урала могут быть отнесены к реликтам в каком-либо смысле этого слова. ... Некоторые фирновые пятна, находящиеся в зачаточном состоянии в момент регрессии льда, могли продолжать развиваться, образуя кар и кар-бы уходило в долины горы от надвигающегося теплого периода.

Бессспорно, что в широкой исторической перспективе ледники Урала, как впрочем и все современные ледники земного шара, суть реликты последнего четвертичного оледенения. Однако, действительно ли они являются остатками более обширного ледяного покрова? Есть ли достаточные данные для утверждения, что вещественная связь между древним ледяным панцирем и нынешними ледниками не прерывалась?

Материалы, опубликованные А. Алешковым и С. Бочем, показывают, что на генезис уральских ледников можно выдвинуть точку зрения, диаметрально противоположную той, к которой в конечном итоге примкнули оба автора. Уже С. Боч обратил внимание на отсутствие в ледниках древнего мертвого льда. Мы же считаем нужным подчеркнуть еще и то, что все леднички (кроме ледника Гофмана) целиком сложены фирновым льдом. Развитие ледников протекает по определенным законам. Прежде чем ледник окончательно сформируется, вещество его претерпевает цикл превращений от рыхлого снега через фирн и фирновый лед до пластического глетчерного льда. Но когда "зрелое" образование начинает отмирать, то обратного перехода — от глетчерного льда в фирновый, а затем в фирн и снег — не может быть. Стало быть, фирновый ледник нельзя рассматривать как реликт нормального глетчера: он есть зачаточная, эмбриональная стадия всякого ледникового организма. Нередко на этой фазе все дело и кончается, но при благоприятных условиях эволюция идет дальше.

Древнее оледенение Урала вряд ли сводилось к простому погребению страны под снегом и фирном. Многочисленные следы ледникового выпадания, описанные Алешковым и Бочем, свидетельствуют о работе настоящих ледяных потоков и покровов, а не рыхлых инертных скоплений. Таким образом если уральские ледники не остатки рыхлых фирновых масс, то следует полагать, что это эмбриональные образования, не связанные непосредственно с древним оледенением.

Сокращение четвертичного ледникового панциря шло очевидно по пути его распада и локализации уцелевших обрывков в определенных центрах; в этих местных центрах покровное оледенение выродилось в альпийское; постепенно сокращались и долинские ледники, отходя к верховьям (в цирки и каровые ниши) и отлагая серии стадияльных морен отступления; наконец

исчезли и последние участки мертвых льдов. Исчезновение это можно условно связать с наступлением вскоре после даунской стадии сравнительно сухого и теплого ксеротермического периода. После него происходит некоторое увлажнение климата, сопровождаемое понижением температуры, т. е. климат приближается к современному [18, стр. 78], и ледники на Урале возникают вновь, используя в качестве вместилищ прежде всего старые ледниковые формы рельефа, главным образом кары. Заполнение каров снегом влечет за собою их обновление и как бы реставрацию. Ледники еще невелики, состоят только из фирна и фирнового льда и вследствие этого почти неподвижны; признаки движения и дифференциации наблюдаются только у самого крупного из них — ледника Гофмана.

Все изложенное не более как схема. В действительности картина могла быть сложнее. Например, в случае неоднократных колебаний климата в постюрме и зачаточные ледники должны были бы то появляться, то исчезать. Небольшие размеры ледников вполне predisполагают их к такого рода неустойчивости.

Удивительная свежесть форм тех каров, которые ныне заняты фирном, объясняется повидимому тем, что работа снегового выветривания после ухода ледникового покрова в этом районе фактически вообще не прекращалась, а только приобрела сезонный характер; в „недействительных“ каррах, не содержащих постоянных скоплений фирна, она проявляется лишь зимою, в начале весны и поздней осенью, т. е. в течение всего того времени (почти 9 месяцев в году), когда в Северном Урале лежит снег.

В материалах Алешкова и Боча имеется ряд и других фактов, которые легко обратить в пользу мнения об эмбриональности уральских ледников. Принимая, что каждый слой фирновой толщи соответствует годичному слою отложения снега, исследователи делают попытку вычислить для отдельных ледников запасы фирна. На леднике Городкова А. Алешков насчитал 60—70 слоев. С. Боч насчитывает в леднике Манси 65 слоев, в Лимбеко — 40 слоев, в Манарага — 105 слоев и т. п. Если согласиться с авторами, что фирновые слои подобно ленточным глинам могут служить целям хронологии (а это вопрос еще открытый), тогда уральские леднички окажутся совсем юными, — возраст их определится от 40 до 105 лет!

Каковы же причины, обуславливающие возникновение ледников на Урале? При слабом знакомстве с климатическими особенностями Урала, вопрос этот не может быть сейчас решен окончательно. Тем больший интерес представляет теория, выдвинутая Алешковым [6]. Основными факторами накопления снегов в ледниковых районах Северного Урала Алешков считает преобладание северо-западных влажных ветров и сложный, изобилующий изрезанными и полными формами рельеф восточных склонов хребта (наличие древних каров, цирков и т. п.). Влажные ветры, упираясь в высокие массивы гор Сабля (возвышающейся над Печорской низменностью на 1000—1400 м), Народной

и Хаймы, поднимаются кверху, охлаждаются и выпадают в виде снега вблизи гребней гор. Затем ветер сдувает снег с вершин и несет его на восточные склоны, где, попадая в углубления, скапливается в виде тированных на восток или северо-восток каров, представляющих собой изоляции высокими стенками, на месте которых снег не только сохраняется, но и накапливается.

Весьма сходное явление было описано И. Вонсовичем [101] для горной группы Сельдур, расположенной в юго-восточной части Британской Колумбии. Обратив внимание, что западные склоны массива, отличающиеся интенсивнейшим оттаиванием и благоприятно ориентированные в отношении приносимых осадков воздушных течений, характеризуются большей высотой снеговой границы по сравнению с восточными склонами (на которых осадки беднее и ледники меньше), И. Вонсович предполагает, что господствующий западный ветер вызывает снег с западных склонов и переотлагает его в углублениях восточного склона. Так как многие из этих углублений лежат ниже климатической снеговой границы, то в них образуются ледники „климатически неоправданные“ (*klimatycznie nieuzasadnione*) (стр. 15—18).

Нетрудно видеть, что, придерживаясь взгляда на реликтовый характер ледников Урала, Алешков выдвигает теорию, которая объективно опять-таки является попыткой дать объяснение именно их эмбрионального облика: оперируя особенностями современного климата и рельефа, он рисует убедительную картину зарождения ледников, которые по условиям своего образования очень напоминают так называемые „навеянные“ ледники (*snowdrift-ice*).

В заключение остановимся еще на одной любопытной черте оледенения Урала, а именно на полном отсутствии связи этого оледенения с климатической снеговой линией. Высоту этой линии здесь определить нельзя, так как, несмотря на довольно значительные отметки отдельных гор, ни одна из них не несет покрова вечного снега.

Для суждения о том, какова могла бы быть здесь высота снежной границы, прибегнем к аналогиям, отдавая себе впрочем полный отчет в их шаткости. В Норвегии на широте 60—61°, т. е. на параллелях, соответствующих южной границе Северного Урала, снеговая линия на берегу моря лежит на уровне 1200 м, а внутри континента — на высоте 1450—1900 м [101, стр. 58]. В Аляске, примерно на той же параллели, снеговая граница на склоне гор, обращенном внутрь материка, проходит на высоте 1800 м. Учитывая континентальность климата Северного Урала и бедность этого района осадками, можно думать, что и тут снеговая линия не должна была бы опускаться ниже 1800—1900 м.

По А. Рейнгарду [236, стр. 254] для образования ледников надо, чтобы горы поднимались над снеговой границей по крайней мере на 200 м. Но ни одна из вершин Урала не удовлетворяет этому требованию: все выдающиеся точки хребта лежат ниже теоретической снеговой линии. С другой стороны, постоянные

снега и фирны приурочены на Урале вовсе не к горным хребтам, а к падам, возмущениям, — вообще исключительно к отрицательным формам рельефа, расположенным к тому же гипсометрически достаточно низко; фирновые пятна на Хайме спускаются до 750—800 м. в районе Народной ледники оканчиваются на высотах 920—1200 м, а в районе Сабли — 600—800 м. Следовательно на Урале нет климатической снеговой линии, а есть только орографическая снеговая граница, высота которой колеблется в среднем от 720 до 1070 м. В связи с этим и ледники здесь (пользуясь метким выражением Войсовича) „климатически неоправданные“, существующие как бы независимо от климата и даже вопреки ему, в силу одних только благоприятных условий рельефа. Условия эти позволяют снегам-перелеткам сохраняться на дне глубоких колодцев-каро, высокими стенками огражденных от проникновения солнечных лучей, и накапливаться здесь в течение многих лет.

У обычных ледников либо часть глетчера лежит выше климатической снеговой линии, либо (в случае зачаточного образования) весь ледник расположен выше этой линии. На Урале же ледники целиком лежат ниже ее. Поэтому, с точки зрения классической гляциологии, Урал вряд ли можно отнести к ледниковым районам в обычном понимании этого слова, — это скорее гляциологический паноптикум, ледниковая кунсткамера, в которой представлены „способы“ возникновения ледников на территории, характеризующейся весьма значительной отрицательной разностью оледенения.¹

Вероятно дальнейшими исследователями число „климатически неоправданных“ ледников на Урале будет увеличено как в старых (открытых А. Алешковым) очагах, так и в других местах хребта. Особенно вероятно нахождение ледничков в области, охватывающей истоки Уссы, т. е. от полярного круга до 68° с. ш., так как расположена она севернее известных центров оледенения, отличается в отдельных пунктах значительными для Урала высотами и обладает довольно сложным рельефом.

¹ Отрицательной разностью оледенения мы предлагаем называть разность отметок между истинной снеговой границей и точками рельефа, лежащими ниже ее [100].

ЛЕДНИКИ КАВКАЗА

Обширный перешеек, расположенный между Черным и Каспийским морями, по устройству поверхности естественно распадается на четыре области: Северный Кавказ или Предкавказье, которое Ставропольским плато (высотой до 800 м) делится на западное (бассейн Кубани) и восточное (дренируемое системами Кумы и Терека); Главный Кавказский хребет; Закавказье — западное (Колхидская низменность) и восточное (бассейн Куры и Аракса); наконец Малый Кавказ, включая сюда и Армянские нагорья.

По развитию оледенения наибольший интерес представляет Главный Кавказский хребет, а также некоторые горные группы Дагестана и Малого Кавказа.

РЕЛЬЕФ КАВКАЗА

Большой Кавказ. Главный Кавказский хребет тянется, в общем, с северо-запада на юго-восток. Более длинными и пологими склонами своими он обращен в сторону степей Предкавказья, а обрывистыми и крутыми — к Закавказью. Только грубо схематизируя можно говорить о Большом Кавказе как о единой горной цепи. Внимательное изучение его орографического строения показывает, что он состоит из многочисленных хребтов и отрогов, настолько сложно переплетающихся, что, как отмечал еще И. Ходзько [309, стр. 251], его подразделение и классификация представляет значительные трудности.

Гидрографической осью служит подораздельный кряж, носящий название собственно Главного хребта. Растянутость северного склона всей горной системы обусловлена тем, что параллельно и севернее водораздельного гребня идут длинные боковые цепи, тогда как к югу от него крупных продольных ответвлений нет. Ближайший к Главному продольный кряж носит название Бокового хребта. От Эльбруса, а по мнению некоторых авторов — от Адай-хоха [250], он тянется до Шах-дага, пересекаемый поперек ущельями Ардона, Терека, Ассы, Аргуна, Тушинской Алазани, Аварского Кой-су. Именно на нем

расположены многие самые значительные вершины Кавказа: Эльбрус, Казбек, Гимарай-хох, Адай-хох и др. Еще севернее лежит параллельная Главному и Боковому хребтам цепь Черных гор, нигде не доходящая до снеговой линии.

Характер расчленения южной стороны Кавказского хребта существенно иной. Между Анапой и Гаграми он состоит из контрфорсов, примыкающих к Главному гребню под прямыми углами. Далее к востоку южный склон слагается из коротких передовых цепей, круто падающих к Главному хребту и положе — к югу. В образовании этих цепей участвуют отроги, отделяющиеся от главного гребня под острыми углами и следующие от востока к западу, а также ветви этих отрогов, параллельные Главному хребту. Отметим здесь, во-первых, Бзыбский хребет, составляющий южную окраину продольной долины р. Бзыби, далее — Кодорский хребет по левому берегу р. Кодор; только немногие его вершины вблизи Главной цепи покрыты снегом. По левобережью р. Ингура идет Сванетский хребет, выше всего поднимающийся в своей средней части, изобилующей обледенелыми вершинами. Между ним и Главным хребтом расположена Сванетия, — котловина верховьев Ингура, в которой представлены наиболее характерные красоты Кавказа и где, по выражению Фрешфильда, ледяной Кавказ протягивает руку роскошным полям желтых лилий и колокольчиков.

Параллельно Сванетскому хребту на запад от горы Пасис-мта к среднему течению Ингура направляется хребет Лечхумский; он ниже Сванетского, изборозжен ущельями и своим изрезанным концом примыкает к Сванетской цепи.

Долина Риона с юга и востока ограничена Рачинским хребтом, соединяющимся с Главным в горе Зикар.

Восточнее меридиана Тбилиси (Тифлиса) от Главного хребта отчленяется ряд очень крутых, коротких (15—30 км), невысоких и сплошь покрытых лесом отрогов. Наиболее значительные из них носят наименование Карталинских и Кахетинских гор. В сторону Каспия как Главный хребет, так и его ветви становятся все ниже и ниже, заканчиваясь на Апшеронском полуострове грядями холмов.

К первым и наиболее простым, но зато и не отражающим всей сложности орографических взаимоотношений, классификациям хребта относится деление его на такие отрезки: Западный Кавказ (от устьев Кубани до истоков Бзыби), Средний или Центральный Кавказ (между истоками Бзыби, с одной стороны, и истоками Иоры и Алазани — с другой) и Восточный Кавказ [151]. Эта схема в общих чертах сохранена и в дальнейшем — например у В. Г. Михайловского [160] и Г. Мерцбахера [352], хотя границы отдельных участков несколько передвинуты. Классификация Михайловского, разработанная на основании только картографического материала (по односторонней карте), встретила в свое время ряд возражений, так как автор ее, не будучи лично знаком с Кавказом, допустил произвольное

разобшение естественных группировок и, наоборот, счел за единые элементы, в природе отчетливо обособленные. В этом отношении попытка Мерцбахера, который, подобно Фрешфильду, буквально открыл многие высокогорные области Кавказа, гораздо более совершенна: так как в нем учтена вся совокупность естественных исторических особенностей орографии и т. п.) и этнографическая (языковая) картина.

Вместе с Мерцбахером [352]¹ можно различать в Кавказском хребте три части: Понтийско-Абхазские Альпы, тянущиеся от Черного моря до Эльбруса, Центральный хребет (между Эльбрусом и Казбеком) и Восточный Кавказ.

В Понтийско-Абхазской системе выделяются:

1) Понтийские Альпы („Черноморская цепь“ Микеладзоского) — от Анапы до Тубинского перевала, расположенного немного западнее г. Фишт;

2) Абхазские Альпы — от Тубинского до Нахарского перевала.

В состав Центрального хребта входит:

1) группа Эльбруса и Донгуз-орун (между перевалами Нахикский и Бечо);

2) от Бечо до горы Пасис-мта — цепь Сването-Татарских Альп, в которой, в свою очередь, отдельными крупными элементами являются: массив Ушба, Лекзыр—Гвалда, группа Адыр-су (между перевалами Местия и Твибер), Тихтенген (между перевалами Твибер и Цаннер) и главная центральная группа Кавказского хребта — от перевала Цаннер до узла Пасис-мта;

3) далее на восток до перевала Годи-шик тянутся Дигорские Альпы, разделенные продольной долиной Харвеса на южную цепь (высшая точка г. Лабода, 4320 м) и северную, включающую и себя вершины Долах, Сугай и Гюльчи;

4) от перевала Годи-шик до прорыва Ардона располагается Мамиссенская группа (или группа Адай-хоха);

5) между ущельем Ардона и долинами Терека и Арагвы, т. е. между Военно-Осетинской и Военно-Грузинской дорогами, идут Осетинские Альпы. В них нужно различать Главный хребет и северный Боковой хребет (группа Казбек—Гимарай—Тепли).

Наковец в Восточном Кавказе мы имеем:

1) Хевсурские Альпы — от Военно-Грузинской дороги до горы Большой Барбалло;

2) Тушинские Альпы — от Барбалло до глубоких долин Андийского Кой-су и его притоков;

3) Дагестанские Альпы — от истоков Андийского Кой-су у Кодорского перевала до истоков Аварского и Кара-кой-су у горного узла Сары-даг;

¹ Перевод главы, касающейся классификации Кавказских Альп, сделанный К. Ганом (с примечаниями К. И. Подозерского), помещен в Известиях Кавказского отд. РГО за 1903 г. [158].

4) Самурские Альпы — от Сары-дага до Баба-дага и

5) Каспийскую цепь.

Длина Кавказского хребта около 1500 км, ширина же меняется в значительных пределах, доходя на меридиане Эльбруса до 100 км, а в Дагестане до 135 км [352].

Кавказ, подобно Альпам, принадлежит к типу молодых гор,¹ в строении и создании которых принимали участие как процессы альпийской складчатости, так и связанные с этой складчатостью орогенические движения. Довольно частые землетрясения, сильнее всего проявляющиеся в Закавказье, но в более слабой степени захватывающие, повидимому, и некоторые области Центрального Кавказа, свидетельствуют, что процесс формирования страны не закончен. По мнению Л. Варданянца, последние интенсивные горообразовательные подвижки имели место еще в начале вюрма [35, стр. 207—208].

В Понтийских Альпах или Черноморской цепи горная система начинается холмистыми грядами. У Новороссийска они поднимаются до 600 м, у Туапсе — до 850 м, но с истоков Шахе горы растут быстро и почти внезапно (около упомянутой реки до 2000 м, а в верховьях Бзыби до 3500 м). Средняя высота хребта от восточной границы Понтийских гор до перевала Чипэр-азау равна 3500 м, далее к востоку до г. Айламы хребет еще более повышается (4060 м). Гребень его здесь острый, дикий и величественный. Тут же сосредоточен ряд могучих и красивейших пиков Кавказа.

У перевала Чипэр-азау к Главному хребту примыкает почти меридиональный отрог со средней высотой в 4086 м [160]; в центре его находится высшая точка Кавказа — двуглавый Эльбрус, к которому, как гласит эллинская легенда, некогда по повелению Зевса был прикован Прометей. Обе вершины Эльбруса (западная — 5633 м, восточная — 5595 м), венчающие широкий конус этого гигантского потухшего вулкана, настолько плотно окутаны фирном, что напоминают издали сахарные головы. На северном склоне его, несколько ниже снеговой линии, на пространстве около 15 км в длину и 2—3 км в ширину, тянется пояс затвердевшей базальтовой лавы в виде черных скал самых фантастических очертаний [62, стр. 273].

К другим замечательным вершинам этого отрезка Кавказского хребта принадлежат: тонкая, резко обрисованная, необыкновенно изящная и причудливая по своим контурам, напоминающая полуразрушенный готический собор [95, стр. 182] Ушба (или Ужба, 4696 м), с такими крутыми склонами, что снег на них не держится; Тихтенген, поднимающийся до высоты 4679 м; правильный конус Тетнульда (4854 м); Катун-тау (4968 м), Джанга-тау (5038 м), Шхара (5186 м), Дых-тау (5198 м), Каштан-тау (5145 м) и другие. Некоторые из них обрамляют с севера своеобразную котловину верхнего Ингура [13, 279]. По выра-

жению Фрешфильда, Тетнульда и Ушба господствуют над Соединенной, как Юнгфрау и Беттергорн — над Бернскими Альпами [341, т. I, стр. 261]. По мнению того же автора [там же, стр. 261], центральная часть Кавказа напоминает Пеннинский Альп: многочисленные параллельные или поперечные хребты, скалистыми пиками выходящие в себе обширные долины, заполненные льдами и фирном. Даже перевалы достигают на огромной высоте 3200—3700 м.

На восток от горы Айламы хребет постепенно, но постепенно снижается: между Айламой и ущельем Ардона средняя высота его 3860 м (хотя отдельные вершины, например Ада-хад, и достигают 4646 м), от Ардона до Дарьяльской впадины — 3780 м. Высшая точка его на этом участке — Казбек (4484 м) — принадлежит Казбекскому массиву (между Флаг-доном и Дарьялом), слагающемуся из двух цепей, отстоящих одна от другой на 3—4 км и соединенных перемычками, которые образуют две обособленные впадины, занятые самыми большими в группе Казбека ледниками [81]. Направление южной цепи отмечается вершинами Цити-хох, Гимарай-хох и Казбеком, направление северной — Сырху-барзонд, Донченты-хох, Шау-хох, Чач-хох и другими. Во всей этой области Кавказского хребта, по свидетельству А. Рейнгарда [239], в орографии резко выражены черты гляциального цикла: выше снеговой линии — современного, ниже — древнего. Вершины гор зубчатые, многие — в виде трех- или четырехгранных пирамид (результат подкапывания их склонов отступающими карами и цирками фирновых полей). Действующие и пустые кары представляют обычное явление.

Далее к востоку по направлению к горе Барбало отметки гор падают до 3700 м, а в Дагестане — еще ниже. Мощные северные отроги Главного хребта и некоторые массивы однако выходят за пределы этого среднего уровня. Богосский хребет поднимается до 4140 м, Нукатль — до 3920 м, Дюльты-даг — до 4122 м. Водораздельный же гребень своей наибольшей высоты (4484 м) достигает в горе Базар-дюза [74, стр. 123—124]. Вследствие значительной высоты, отдельные горные группы, несмотря на сухость климата, несут на себе ледники и скопления фирна.

Подводя итоги беглому обзору Большого Кавказа, можно сказать, что и его абсолютная высота и характер рельефа благоприятствуют распространению ледников, поскольку этому не мешает климат. Девять горных великанов системы превышают Монблан, а вся ее центральная часть лежит, в среднем, не ниже 3500 м. Хребет отличается сильной расчлененностью. Сочетание продольных и поперечных гряд создает многочисленные котловины. Котловины эти, в которых, при надлежащей высоте, удобно накапливаться снегу, составляют замечательную особенность Кавказа; они весьма разнообразны и по размерам и по положению. Верховья всех речных долин заканчиваются большими цирками, а бока горных массивов изъедены карами.

¹ Д. И. Мухометов. Региональная геотектоника. Ленинград, 1935, стр. 242 и след.

Из обзора также следует, что, независимо от своей экспозиции, северный склон хребта по орографическим условиям представляет для развития ледниковых явлений гораздо большие преимущества, чем южный. Именно здесь мы видим крупные параллельные продольные цепи, тогда как с южной стороны они представлены слабо. Сверх того, северный склон положе. Согласно В. Сиверсу [263, стр. 179] он занимает площадь 80 000 кв. км, а южный — 60 000 кв. км.

Хорошие топографические предпосылки для развития ледников на южном склоне существуют лишь примерно до Карталинского отрога. Черноморское побережье в своей горной части образовано целой сетью диких ущелий и мелких поперечных и продольных долин; но, как мы видели, все это аннулируется незначительной высотой хребта. В гораздо лучшем положении оказывается Сванетия и верховья р. Цхенис-цхали и Риона. Восточнее меридиана Мамиссонского перевала и до Карталинских гор „преимущества“, вытекающие из устройства поверхности, уничтожаются самим же рельефом, так как от Рачинского хребта к югу отходит Сурамская перемычка, соединяющая Большой Кавказ с Малым и препятствующая распространению влажных воздушных течений из Западного Закавказья в Восточное. За Карталинскими горами вплоть до самого Каспия Главный хребет с южной стороны представляется крутым валом, отсылающим от себя лишь укороченные и невысокие апофизы. Здесь даже при надлежащих условиях современного климата рельеф препятствовал бы широкому развитию оледенения.

Малый Кавказ. Обратимся теперь к рассмотрению Малого Кавказа — горной страны, ограничивающей Закавказье с юга. Направление этой системы, растянувшейся на 600 км. от Черного моря до низовьев Аракса, параллельно Большому Кавказу, т. е. с северо-запада на юго-восток, хотя отдельные принадлежащие ей хребты имеют свои собственные направления, нередко значительно уклоняющиеся от общего [151, стр. 18 и след.].

Западный широтный участок, от моря до Тбилиси (Тифлиса), называется Аджаро-Триалетскими горами, или Месхийским хребтом. Длина 250 км, ширина 50 км. Наибольшие высоты (около 2700 м) приурочены к средней части; отсюда хребет понижается в обе стороны. Гребень его острый, склоны крутые (хотя северный все же положе южного) и рассечены множеством лесистых ущелий. С юга к Месхийским горам подходят почти меридиональные оконечности хребтов Понтийского и Арсианского. Последний (высота 2000—3000 м), отличающийся обрывистым западным и растянутым восточным склонами, резко очерченной линией уходит в Турцию; там севернее Эрзерума он получает наименование Думлидага.

С востока к Месхийскому хребту примыкает остальная система Малого Кавказа, состоящая в пределах СССР преимущественно из двух крупных цепей, идущих на юго-восток сперва параллельно друг другу, а затем постепенно расходясь: одна

(западная) тянется к Араксу, огибая озеро Гокча (Самур) с севера и юга, другая (восточная) тоже направляется к Араксу, но мимо северного берега озера. Обе цепи состоят из нескольких поперечными звеньями (хребты Бельбазлынский, Ганжинский и др.), благодаря чему здесь, как и в Большом Кавказе, тоже имеются более или менее заметные обширные платины. В Карабахе переплетение западной и восточной цепей образует весьма своеобразный запутанный узор, являющийся, как бы, служит Карабахское плоскогорье.

Западная цепь в разных своих частях вычленилась в следующие: Мокрые горы, Мисханский хребет, Аманганский, Палатинский. Мокрые горы, поднимаясь местами до 2100 м, а обычно до 2100—2500 м, обладают сравнительно пологим гребнем и пологими скатами. Примерно та же высота характеризует и остальные орографические элементы западной цепи, но гребень Мисханского хребта заостренный, склоны круче, ответвления его короткие. Аманганский и Палатинский хребты представляют ряд потухших вулканов, соединенных перемычками.

Восточная цепь состоит из хребтов Сомхетского, Ганжинского и Карабахского. Сомхетские горы вначале (на севере) имеют вид холмистой гряды (абс. высота около 1800 м, относительная 300 м) и только к югу повышаются до 2100—2400 м. Восточный склон длиннее западного. Ганжинский хребет, отделяющий от себя много отрогов, гораздо выше (до 3300—3600 м). В его строении — та же асимметрия: скат, обращенный к долине Куры, длиннее противоположного, спускающегося к озеру Гокча. Иззубренным и каменистым гребнем (2700—2800 м) отличается и Карабахский хребет.

Самым значительным в Закавказье, уступающим по высоте только Главному Кавказскому хребту, является Зангезурский хребет, который идет на юг от поперечного Гокчинского хребта по западной окраине Карабахского плоскогорья. Северная часть его — это скопление тупых и плоских у основания недействительных вулканических конусов, сливающихся друг с другом пологими седловинами из застывшей лавы. Зато в южной части гребень его дикий, узкий, иногда всего в несколько десятков шагов [151, стр. 27], увенчанный пиками высотой до 3700—3900 м (при средней высоте хребта на всем протяжении около 3000 м).

На крайнем юго-востоке Закавказье ограничено Талышским хребтом (до 2100 м), упирающимся своими контрфорсами в Каспийское море.

Особое положение в системе перечисленных горных поднятий занимают некоторые более или менее изолированные вулканические массивы. К северо-западу от Еревана (Эривани) располагается мощный андезитовый конус Алагеза (4095 м), к югу от Еревана (Эривани), на восточной оконечности Агри-дана — Арарат, тоже сложенный андезитами и трахитами и состоящий из двух вершин, сидящих на общем пьедестале: Большого Арарата, высотой 5155 м, и Малого Арарата — 3914 м.

Конус Алагеза разрезан баранкосами. По одному из них имеется доступ внутрь древней кальдеры, которая представляет собой три обширных террасы, лежащих ступенчато одна над другой и отделенных друг от друга крутыми уступами. Третья терраса расположена непосредственно под главнейшими вершинами Алагеза, которые окружают ее в виде четырех пирамид, разделенных понижениями [250, стр. 73].

Склоны Арарата пологи, каменисты, лишены растительности и безводны (в связи с рыхлостью слагающих его вулканических материалов). Малый Арарат оканчивается вверху несколькими второстепенными вершинками. Отдельные гребни и утесы на них изобилуют фульгуритами и просверлены иногда таким множеством отверстий, что сделались совершенно поздраватыми [250, стр. 38; также 199, стр. 441]. Пробитые молниями на-вылет скалы описаны А. Пастуховым и для Алагеза [200, стр. 92].

Сравнивая Малый Кавказ с Большим, мы прежде всего должны отметить, что в общем первый значительно ниже. Наивысшие точки большинства хребтов здесь не превосходят 2700—2800 м, а средняя высота и того меньше. Исключения составляют Ганжинский и Зангезурский хребты (лежащие, впрочем, далеко от распределяющего влагу Черного моря и отделенные от него сетью горных поднятий) да массивы Арарата и Алагеза. Во-вторых, при довольно сложной иногда расчлененности цепей Малого Кавказа (особенно в западной части), они чаще всего отличаются узкими гребнями и обрывистыми склонами, — черта, которую, с точки зрения условий для развития оледенения, нельзя считать положительной. В случае же асимметричного строения некоторых хребтов (например Армянского, Сомхетского, Ганжинского), их более крутые скаты оказываются обращенными на запад или юго-запад, т. е. как раз в ту сторону, откуда могут приходить влажные воздушные течения, а лучшие приемники и аккумуляторы атмосферных осадков (пологие склоны) расположены под ветром.

Таким образом, даже при совершенно одинаковом климате (чего на самом деле нет), оледенение Малого Кавказа должно быть, в силу особенностей его рельефа, менее интенсивным, чем в Большом Кавказе.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О КЛИМАТЕ

Климатическая индивидуальность любой территории на земном шаре определяется ее географической широтой, степенью удаленности от моря и абсолютной высотой. Первая обуславливает температурные особенности, вторая — влажность, а третья является причиной образования вертикальных климатических зон и, таким образом, как бы корректирует влияние географической широты, а отчасти и влияние близости моря. Тем более велики эти коррективы, если отвлеченное в известной мере понятие абсолютной высоты мы конкретизируем

в форме крайне сложного и расчлененного рельефа. Значение рельефа, как мощного климатообразующего фактора, общеизвестно.

Положение Кавказа предопределяет разнотипность и весьма разнообразных и отличных друг от друга климатов. И если для его местностей, расположенных на высоте 2000—2500 м, уже имеются некоторые данные, позволяющие судить об этом многообразии, то районы высшей горной страны и всей этой областью неведомого и прекрасной работы Н. Фигуровского [302] обзор климатов Кавказа останавливается на альпийской зоне, у порога снежного мира. Поэтому так важно, для которого знакомство с первоначальной оледенения обязательно при решении самых важных вопросов, поставленных в более широкое затруднение, и чтобы не остаться вовсе без ориентации, вынужден широко применять метод наведения и экстраполяции.

Климатологические выводы, полученные этим путем, представляют собою не столько материал, сколько рабочую гипотезу. Некоторым утешением может служить лишь то, что с высокой мозаикой климатов должна упрощаться, стремясь, как к пределу, к некоторой монотонности. В этом отношении человек, который бы всю жизнь провел на вершинах Кавказского хребта, никогда не спускаясь в долины, имел бы больше оснований для жалоб, так как никакой остроумный анализ не привел бы его к уразумению истинной пестроты климатических условий низин, плоскогорий, горных ущелий и котловин.

Кавказский перешеек в целом — это область, лежащая на рубеже морских и материковых воздействий, — теплого Черного моря с одной стороны, и сухого и сурового Евразийского континента — с другой. Сочетание этих влияний с устройством поверхности самого Кавказа и дает целую гамму режима теплоты и влаги.

Как сказывается рельеф на горизонтальном распределении метеорологических элементов?

Наиболее существенны здесь два орографических направления: меридиональное и с северо-запада на юго-восток. Яркой иллюстрацией значения последнего служит Главный хребет, мешающий проникновению в Закавказье сравнительно холодных северо-восточных материковых ветров. В связи с этим средние годовые температуры по северную сторону хребта градуса на три ниже (а зимние — почти на 6° ниже), чем по южную: на Кубани 10—12°, в Ставропольских и Терских степях 9—11°, а в бассейне Куры 12—15°; зима в Предкавказье характеризуется средними температурами до -4 и -5°, а в Восточном Закавказье +1°. Только там, где высота гор незначительна (у Новороссийска), холодным течениям удается зимою „обналичиваться“ на побережье в виде урагана („бора“).

Главный хребет по отношению к Предкавказью играет уже отрицательную роль, задерживая идущие с юга тепло и осадки. Ветры с Черного моря отражаются к юго-востоку, т. е. в За-

падное Закавказье в ущерб Западному Предкавказью; восточные ветры с Каспия тем же хребтом отклоняются к северо-западу, т. е. в Дагестан, в ущерб Восточному Закавказью.

Меридиональные орографические направления в широком масштабе свойственны Малому Кавказу и поперечному Сурамскому кряжу. Последний не позволяет черноморской влаге распространяться далеко на восток. Поэтому, хотя Черноморская и Прикаспийская низменности и обладают почти одинаковой средней годовой температурой, амплитуда между средними зима и лета в Колхидских равнинах составляет около $18-20^{\circ}$, а за Сурамом — $24-28^{\circ}$, — разница, обусловленная прежде всего увеличением сухости по мере удаления от основного источника орошения (Черного моря). Каспий — уединенный, замкнутый бассейн, вправленный в раму степей и пустынь, — имеет для климата чисто местное значение, достаточно выпукло проявляющееся, впрочем, только на восточных склонах и у подножия Талышинского хребта, в богатой осадками (до 1200 мм) Ленкоранской низине. Зато в Прикаспийской низменности осадков выпадает в год не более 200—300 мм, в бассейне среднего течения Куры — 300—500 мм.

Почти вся атмосферная влага, собираемая с огромных просторов Черного моря, конденсируется над небольшой (40 000—50 000 кв. км) территорией Западного Кавказа: в Новороссийске 700 мм, в Сухуми свыше 1200 мм, в Абастумани около 600 мм [316], в Кутаиси — 1300 мм, Поти 1500—1600 мм, а в Батуми до 2500 мм.

Увеличение сухости климата в восточном направлении наблюдается и севернее Главного хребта: на Кубани осадков бывает 450—600 мм (ближе к горам — до 700 мм), по среднему и нижнему Тереку — 200—450 мм и лишь местами (в западной части) — до 600 мм [см. 44, 151, 301, 302].

Помимо общих условий, на распределении осадков отражаются и локальные особенности рельефа: Сванетия, загороженная Сванетским хребтом, несмотря на свое высокое положение и близость к морю, получает всего 800—900 мм¹ ежегодно, Ереванская котловина, стиснутая кольцом гор, — 150—300 мм и т. п.

В степном Предкавказье наибольшее количество осадков приходится на лето (июнь, июль), наименьшее — на зиму, в Восточном Закавказье максимум в мае и сентябре, минимум в январе и летом. Между Новороссийском и Джубгой самые дождливые месяцы — ноябрь и декабрь, сухие — май и август. Во всем же остальном Западном Закавказье (по побережью) бездождного периода, в сущности, нет, но особенно много влаги выпадает здесь осенью (кое-где — летом) и зимой.

Как и во всякой горной стране, на Кавказе широким развитием пользуются местные воздушные токи, вызываемые температурными контрастами между морем и сушей, возвышенностями

и низинами: на берегу — бризы, у подножия хребтов — фены, в ущельях — горные и долинные ветры. В общем изоморфны этим бризы как бы „перерастают“ в подобие муссонов. В частности, это весьма характерно для Черноморского побережья, где зимой господствуют северо-восточные сухие течения (с Иранской цепи), а летом с запада и юго-запада дует влажный южный ветер.

Что касается вертикального распространения метеорологических элементов на Кавказе, то здесь можно констатировать проявление общих законов изменения климата с высотой. Средняя годовая температура низменностей, лежащих не выше 300 м над уровнем океана, равняется $10-15^{\circ}$ (амплитуда между средними месяцами $18-30^{\circ}$), в горных лесах Центрального Кавказа (800 м и более) она падает до $4-8^{\circ}$ (с амплитудой $19-22^{\circ}$), а в зоне альпийских лугов (между 1800—2400 и 2900—3500 м абс. выс.) в ее нижней полосе — от 0 до 4° , а в верхней (ближе к снеговой границе) — около 0° и меньше. Самый теплый месяц нижней полосы альпийской зоны имеет среднюю температуру $10-14^{\circ}$, самый холодный — -6° ; в верхней полосе соответственно от 0 до $+10^{\circ}$ и от -10 до -15° , причем годовой минимум перемещается на февраль, максимум — на август (амплитуда между ними $21-26^{\circ}$).

Цифры эти характеризуют вполне конкретные географические области. Более отвлеченно процесс убывания температуры по вертикали выражается градиентом, величину которого для Кавказа принимают в среднем $0,5$ на каждые 100 м поднятия.¹ Градиент этот в зависимости от времени года меняется: например на леднике Баш-кара летом он составлял $0,51-0,52$, а зимою — $0,23$, т. е. вдвое меньше [224]. На колебание градиента может влиять и температурная инверсия, — явление в горах нередкое, но, к сожалению, еще слабо изученное.

Увеличение осадков с высотой в известных нам пределах устанавливается вполне отчетливо. Мы уже упоминали, что в степях Кубани их годовое количество — 450—700 мм. В альпийском же поясе западной половины Центрального Кавказа, примерно до Крестового перевала, дождя и снега выпадает свыше 1200 мм (изогия 1200 мм доходит по хребту даже до горы Барбало). Восточная половина альпийской зоны Центрального Кавказа беднее влагой — здесь от 500 до 800 мм (по сравнению, однако, с 200—450 мм в Терских степях). В высокогорных районах Малого Кавказа: Месхийский хребет, Понтийские и Арсианские горы — от 700—800 мм до 1200 мм и более; область и Арсианские горы — от 700—800 мм до 1200 мм и более; область от Месхийского хребта до хребта Помбак — 600—700 мм; Сомхето-Карабахская цепь — 500—700; Агридаг, Арарат, Алагез и хребты к югу от Гокчи — менее 500 мм.

Максимум осадков в альпийском поясе приходится на поз-

¹ Но на больших высотах — до 1500 мм (по суммарному дождемеру в верховьях р. Лайла за 1932—33 г.) [249].

¹ А. Каминский, приводя давление воздуха к уровню моря, избирает, путем многих сопоставлений, температурный градиент в $0,6$ для всех сезонов [108, стр. 55—59].

ною весну или начало лета. Зимой ложится глубокий снег, который сохраняется до мая или даже до середины июня [302]. Увеличение осадков в вертикальном направлении хорошо иллюстрируется данными станций, расположенных на Военно-Грузинской дороге, как это видно из табл. 1, заимствованной у Г. Танфильева [283, стр. 92—93].

Таблица 1

Систон	Название станции	Высота станции в м	Годовое количество осадков в мм
Северный склон	Ларе	1068	781
	Кабек	1112	723
	Сиси	1829	677
	Коби	1987	1192
Перевал	Крестовая	2380	1683
Южный склон	Гузаур	2204	1477
	Масты	1470	1350
	Пассанаур	1104	964
	Ашавур	1000	735

Прямые или косвенные указания на аналогичные факты довольно обильны. На Сулакской высокогорной станции (Дагестан) с 1930 по 1933 г. вблизи ледников Адада-шюхгель годовая сумма осадков достигала 1000 мм. По В. Пиотровицу [206], в фирновых бассейнах тех же ледников (3600 м) осадков было больше. Е. Попов и В. Сочеванов [224] сообщают, что на станции Усеяги (долина Баксана) с 18 августа 1931 г. по 6 августа 1932 г. дождемер показал 764,5 мм, а за то же время на конце ледника Баш-кара (в 10 км от ст. Усеяги) суммарный дождемер дал 944,7 мм. На этом же глетчере в промежуток 1 августа—19 сентября 1933 г. зарегистрировано у конца 146,5 мм, на фирновом поле — 319,1 мм, т. е. 219%.

Свидетельства, которые как будто противоречат описываемой закономерности, немногочисленны. У Н. Динника, например, мы находим утверждение, что по предгорьям Северного Кавказа (600—750 м абс. выс.) выпадает влаги гораздо больше, чем в горах (1200—2100 м): в Орджоникидзе (Владикавказе) дожди очень часты, а поля горцев-осетин нередко страдают от засух [65, стр. 332—333]. Возрастание осадков с высотой, конечно, не беспредельно; процесс этот имеет свою границу. Но на Кавказе она, насколько известно, лежит не ниже 2500 м. И в данном случае дело, видимо, не в гипсометрии, а в местных особенностях рельефа, препятствующих доступу сырых ветров к сельскохозяйственным осетинским угольям.

Для жизнедеятельности ледников весьма важно, что понижение количества осадков идет как бы параллельно с пониже-

нием температуры. Благодаря этому на известном уровне сохраняется в воздухе водяной пар в течение круглого года выделяется преимущественно в виде снега. Живые гидроморфы в формировании ледников не участвуют, так как в связи с их подвижностью не могут аккумуляроваться и быстро уходят на высокогорных районах вниз.

Чрезвычайно любопытны, несмотря на их ограниченность, наблюдения Л. Варданяна [37] над летними таяниями в горах. В августе—сентябре 1926 г. снег спускался до высоты 2500 м и ниже, в сентябре—октябре 1927 г. — до 2300 м, в начале октября 1928 г. — даже до 550—600 м, в 1929 г. (июль и сентябрь) — до 2000 м и в начале октября 1931 г. — до 1500 м. Пространства между изогипсами 3000—3500 м даже в самые теплые месяцы года покрыты снегом не менее 20—35% этого времени, а на уровне 3500—3800 м белая пелена держится все лето; не успевает стаять снег от предыдущего снегопада, как отлагается новый.¹

Летние снегопады заметно влияют на положение снеговой границы. По мнению того же исследователя, если бы на Кавказе снег бывал только зимой, а летом таял, то высота снеговой линии равнялась бы около 4500 м. Так как снеговая граница, как мы увидим впоследствии, опускается значительно ниже, — это может служить косвенным доказательством, что твердые атмосферные осадки в горных областях выпадают и летом.

Из всего изложенного, повидимому, вытекает следующее:
1) Наиболее благоприятны для оледенения климатические условия в западных частях Большого и Малого Кавказа.

2) По мере движения на восток, в связи с усиливающейся сухостью и континентальностью климата, условия эти делаются все хуже.

3) Положительные черты климата Западного Кавказа могут быть аннулированы морфологическими особенностями рельефа (крутизной склонов, слабой расчлененностью, отсутствием удобных для накопления фирна бассейнов) и недостаточными абсолютными высотами.

4) Отрицательные климатические черты Восточного Кавказа могут быть отчасти компенсированы возрастанием абсолютных высот.

Как в конечном итоге взаимодействуют все эти различно направленные (т. е., по существу, векторные) в процессах оледенения факторы, лучше всего проследить по положению снеговой линии.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ

Высоту снеговой границы на Кавказе начали определять одновременно с изучением ледников. Данные по этому вопросу

¹ В конце статьи автор дает краткую программу наблюдений над снегопадами, осуществление которой горными метеорологическими станциями могло бы дать весьма интересные результаты.

распылены в статьях и заметках многих путешественников. Одна из первых попыток сводного обзора (1873 г.) принадлежит И. Стебницкому, использовавшему наблюдения Абиha, Радде, Кунфера, Коленати, Ходзько и других [277]. Задача Стебницкого упрощалась тем, что он оперировал цифрами, основанными главным образом на измерениях помощью приборов, т. е. имел дело с величинами более или менее сравнимыми, если пренебречь погрешностями инструментов.

В настоящее время подобное предприятие наталкивается на значительные трудности, в связи с весьма широким развитием косвенных методов определения снеговой линии (Парча, Брюкнера, Гефера, Гесса, Куровского и т. п.). Каждый способ имеет свои недостатки и преимущества, и ни один не приобрел всеобщего признания. Поэтому применение того или другого из них обусловлено причинами самого разнообразного свойства: степенью его простоты, субъективным убеждением относительно его точности, характером подлежащего обработке картографического материала и т. д. Ни количественных формул перехода, ни коэффициентов корреляции между отдельными методами не существует, так что сопоставить сведения, полученные столь неодинаковыми приемами, это еще не значит уяснить себе истинную картину положения снеговой границы.

Увеличение объема материала, касающегося высоты нижнего предела вечных снегов на Кавказе, шло двумя путями: инструментальным и теоретическим. Стало быть, о равноценности его говорить не приходится. Но, за отсутствием выбора, мы вынуждены опереться на эти неоднородные и, в сущности, мало сравнимые результаты, чтобы иметь представление если не о величинах, то хотя бы о порядке величин.

Впрочем, в этом отношении Кавказ находится еще в лучших условиях, чем другие ледниковые районы СССР, так как для значительной его части есть карта снеговой линии Г. Гесса [344, стр. 76—81] и превосходные работы А. Рейнгарда по тому же вопросу, основанные на наиболее новых и точных планшетах одномоментной съемки и выполненные по методам Куровского и Э. Рихтера. Работы эти охватывают Западный Кавказ между Эльбрусом и Марухом [238] и Средний Кавказ — верховья Уруха, Ардона и Риона [240]. К каждой статье приложена карта в масштабе 1:210 000, на которой линии одинаковой высоты снеговой границы¹ проведены через 100 м.

В дальнейшем мы будем придерживаться преимущественно данных Рейнгарда.

Положение снеговой линии в западной части Главного Кавказского хребта иллюстрируется табл. 2.

Рассмотрение табл. 2 показывает, что снеговая граница повышается с запада на восток, хотя поднятие иногда сменяется

¹ Изогляцигидсы, — если пользоваться терминологией Альмана, хотя последний относит это название только к линиям, соединяющим отметки, полученные по способу Парча-Брюкнера (см. H. Altmann: Present glaciation round the Norwegian sea. Geogr. Ann., 1933, вып. 4).

Таблица 2

Снеговая линия в Западном Кавказе
(по А. Рейнгарду)

Название долины	Высота снеговой линии м	Название долины	Высота снеговой линии м
I Северный склон		Витши-гобе	3450
Квагил	2750	Эльбрус (среднее)	3700
Марух	2940	" северный склон	3900
Верховья Схауата	2970	" западный склон	3750
Средняя часть Схауата	3070	" юго-восточный	3810
Кти-теберда	3120	Юго-восточные отроги	
Б. Марна	3140	Эльбруса	3430
М. Марна	3160	Баксан	3240
Азрев	2980	Юсенги	3260
Б. Хатипира	2760	Адил-су (западная часть)	3360
Халжиобей	3080		
Бадун	2890		
Гараши-кол (Тебердинский)	3100	II Южный склон	
До-ут	3230	Главный хребет к западу от Марухского перевала ¹	2816
Кичкине-кол (Учкуз)	3220	Хребет Таймаз	2660
Мазар	3050	Верховья Чхалты	2930
Гондарай	3000	Чхалта	3000
Индрукой	3130	Ашани	2880
Джаллак-кол	3300	Птыш	2730
Учкузани-пачи	3210	Хецквара	2650
Гараши-кол (Кубанский)	3320	Клыч	2860
Узун-кол	3120	Гвандара	2770
Черю-кол	3250	Секен	3090
Кичкине-кол (Кубанский)	3200	Далаар	3010
Уладу-хутыб	3100	Истоки Ненскыры	3140
Алиб-к-ульген	3090	Ненскыра (средняя часть)	3090
Амлауа	2970	Накра	3190
Домбаи-ульген	2860	Догра	3210
Конахыр	3010	Мульхра	3100—3300
Бу-ульген	2770	Группа Тетнульд-Шхара	3200 ²
Чотча	2950	Ингур	3200 ²
Клаухор	2850		
Кичи-муруджу	3180		
Уладу-муруджу	3020		
Назалаи-кол	3210		
Уладу-о-чен	3270		
Уладу-хурзун	3310		

¹ Против Чедымского хребта, по Подозерскому [214, стр. 194].
² По М. Дешу.

Кроме того снеговая линия поднимается также и с юга на север: на южном склоне Главного хребта она лежит ниже, чем на северном, а на Главном хребте — ниже, чем на параллельных ему северных боковых цепях.

Отдельные местные депрессии высоты снеговой линии (на фоне нарастания к востоку) приурочены к районам, окружающим перевалы Главного хребта, что видимо стоит в связи с наличием усиленной тяги воздуха через эти перевалы.

И здесь снеговая граница повышается к востоку, за исключением промежутков между горными массивами. На северном склоне поднятие составляет 100 м, а на южном — 300—350 м. Благодаря этому, большая разница между отметками линии на обоих склонах, констатируемая для Западного Кавказа, сильно сглаживается, и в центральной его части, в пределах Главного хребта, нижняя граница вечного снега лежит, в среднем, на одинаковой высоте как на северной, так и на южной стороне.¹ Тем не менее, если взять весь этот район в целом, то можно попрежнему обнаружить поднятие снеговой линии с юга на север: ниже всего — в цепи Халаца-Зикара, выше — в Главном хребте и еще выше — в Суганской цепи.

Наши сведения о снеговой линии в других областях Кавказа, к сожалению, более отрывочны и случайны. На леднике Зарамг (бассейн Ардона) она лежит на высоте 3460 м [241], на юго-восточном склоне Казбека (ледник Орцвери) — 3602 м, а на восточном (ледник Абано или Гергетский) — 3377 м [81]. Те же, примерно, отметки снеговой границы характеризуют и горный Дагестан: на северо-западном склоне Богосского хребта — 3500—3550 м, на юго-восточном 3600—3650 м, в районе Шалбуздага

¹ По Михайловскому [160, стр. 164], восточнее Мамиссонского перевала снеговая линия на южном склоне лежит на 100 м выше, чем на северном.

В системе Малого Кавказа только на четырех массивах лежат вечные снега: на Алагеше и Арарате, где высота снежной линии около 4000—4250 м, и на горах Капуджих (3929 м) и Казан-даг (3724 м) в Загезурском хребте.

Общий ход снеговой границы на Кавказе подобен тому, который наблюдается во французских Альпах, где высота ее колеблется от 2700 м до 3000 м, увеличивается по мере продвижения на восток по той же причине, что и на Кавказе; западная часть этих Альп находится под влиянием морского климата, восточная — под влиянием континентального [357].

Любопытно, что в классификации снеговых границ, предложенной Пашингером [358], Кавказский перешеек пришлось поделить* между двумя типовыми категориями: западная и средняя часть его отнесены к „альпийским горам“ (у которых абсолютная высота снежной линии 1000—3000 м, относительная — 2000 м), а восточная область, равно как и Армения — к „высокогорным районам“ (абс. выс. снеговой линии до 3000—6000 м, относительная — очень небольшая, до 1000 м). Сама по себе классификация, ввиду ее несовершенства, большого интереса не возбуждает, но факт „двойственности“ Кавказа (с точки зрения гляциологических явлений) в ней подмечен правильно.

ОЛЕДЕНЕНИЕ

Из того, что мы теперь знаем о рельефе Кавказа, его климате и положении снеговой границы вытекает, что Кавказ должен быть весьма крупным центром современного оледенения. К этому выводу пришли не сразу. Понадобилось три четверти века, чтобы усилия многих путешественников — как русских, так и иностранных — раскрыли перед нашими взорами всю панораму грандиозного мира льда и вечных снегов.

Первая большая сводка об оледенении Кавказа сделана Н. Динником в его статье „Современные и древние ледники Кавказа“ [66]. Однако она очень быстро устарела, и подвести итог всем более новым данным выпало на долю К. И. Подозерского, который, опираясь на одноверстные карты, составил каталог ледников Кавказа, изданный в 1911 г. в Тбилиси (Тифлисе) [216]. Как и всякая крупная работа, этот труд не свободен от мелких недочетов, но это вина не столько автора, сколько материала, с которым он имел дело. Некоторые ошибки были отмечены А. Рейнгардом [236, стр. 254 и др.], указавшим, например, что Кионская цепь не доходит до снеговой линии и там поэтому нет ни одного ледника, тогда как у Подозерского их показано семь; что вряд ли имеются ледники в истоках р. Беллагидон (по каталогу их два); что пропущены некоторые глетчеры в бассейне Уруха и т. п. Позднейшим исследователям, например Григору [57] и другим, случалось тоже находить небольшие ледники, не зарегистрированные в каталоге. Но все эти поправки ни в какой степени не меняют общей картины, столь выпукло с помощью цифр выявленной Подозерским, и не умаляют значения тщательной и ценной работы составителя.

Материал каталога нами несколько перегруппирован и сведен в табл. 4, которая дает представление об оледенении Главного Кавказского хребта. При пользовании таблицей необходимо

Таблица 4

Оледенение Главного Кавказского хребта

Система реки	Число ледников			Площадь оледенения в кв. км		
	I разр.	II разр.	Всего	I разр.	II разр.	Всего
I. Северный склон						
(от востока к западу)						
Шах-мбаз (Кусар-чай)	—	8	8	—	5	5
Самур	2	6	8	2	4	6
Амурские Койсу	2	51	53	5	22	27
Андинские Койсу	10	35	45	19	24	43
Аргунь	16	23	39	48	13	61
Асса	1	20	21	1	5	6
Терек	89	198	287	542	101	643
Чегем	10	7	17	89	4	93
Ваксан	33	46	79	144(*)	27	171(*)
Малка	6	5	11	7(*)	2	9(*)
Улау-кун (Кубань)	20	135	155	53(*)	42	95(*)
Тедерия	15	73	88	49	24	73
Ахсуз	2	40	42	15	8	23
Марух	1	13	14	4	3	7
Б. Залезух	9	51	60	21	18	39
Б. Лаба	1	16	17	2	8	10
М. Лаба	2	30	32	4	12	16
Белая	—	7	7	—	3	3
Эльбрус	(17)	(5)	(22)	144	—	144
	219	764	983	1 142	325	1 467
II. Южный склон						
(от запада к востоку)						
Мзымта	—	3	3	—	3	3
Бзыбь	—	10	10	—	4	4
Кодор	6	115	121	15	60	75
Ингур	36	138	174	282	51	333
Цхенис-пахали	17	82	99	62	26	88
	59	348	407	359	144	503
Итого	278	1 112	1 390	1 501	469	1 970

иметь в виду следующее. Цифры в скобках (число ледников Эльбруса) не суммировались в общий итог, так как они уже вошли один раз в общий счет при распределении ледников по речным системам. Значки (*) показывают, что данная площадь берется без учета площади тех ледников, которые стекают с Эльбруса (хотя эти ледники в соседнюю графу „число ледников“ и вошли), так как при общем фирновом поле границы между отдельными ледниками Эльбруса установить было нельзя. Площадь оледенения Эльбруса (независимо от речных систем) выделена особо, причем вся она условно отнесена к площади ледников I разряда (хотя на Эльбрусе есть ледники более мелкие). Площади оледенения, вычисленные у Подозерского в квадратных верстах, переведены в квадратные километры (принято, что 1 кв. в. = 1,14 кв. км) и немного округлены до целых километров.

Особенно крупное расхождение между цифрами Подозерского и других исследователей получается при исчислении оледенения Эльбруса. По Михайловскому [160], пространство, занятое снегом и льдом на этом высочайшем массиве Кавказа, превосходит 200 кв. км (а не 144 кв. км), а количество ледников достигает 80, — из них 15 ледников I разряда (против 17, указанных Подозерским) и 62 ледника II разряда (вместо 54 Подозерского).

В тексте, сопровождающем опубликованную в 1935 г. карту Эльбруса [325], число ледников указано в соответствии с данными Михайловского, но площадь ледяного покрова (150 кв. км) дана по Подозерскому. К сожалению, мы лишены были возможности сделать проверку обоих мнений (путем планиметрирования точных карт). Сопоставление же указаний других авторов в этом вопросе не имеет решающего значения, так как цифры, сообщаемые ими, не являются результатом собственных измерений, а представляют лишь цитаты из Подозерского или Михайловского. Что же касается количества ледников, то при своеобразном характере оледенения Эльбруса оно всегда будет спорным, пока не удастся сколько-нибудь достоверно расчленить общее фирновое поле и его отдельные лопасти.

Таким образом общее число зарегистрированных в Большом Кавказе ледников достигает 1400, а площадь оледенения равна почти 2000 кв. км. По количеству все ледники распределяются так: 20% ледников I разряда и 80% — II разряда. Из всей поверхности льдов и снегов в 2000 кв. км ледники I разряда занимают 76%, а глетчеры II разряда — 24%.

Степень интенсивности оледенения северного и южного склона можно выразить табл. 5, которая совершенно отчетливо указывает на гораздо более широкое развитие ледников на северном склоне по сравнению с южным.

По ряду характерных особенностей Кавказ напоминает Альпы. Было бы ошибкой простирасть это сравнение очень далеко, но в отношении оледенения аналогия напрашивается сама собой. Ледников в Альпах меньше, чем на Кавказе — около 1200, но

Таблица 5

	Северный склон	Южный склон
Число ледников		
а) Общее — в % от всего числа ледников		
Б. Кавказа	11	39
б) Ледники I разряда — в % от всего числа ледников I разряда Б. Кавказа	10	21
в) Ледники II разряда — в % от всего числа ледников II разряда Б. Кавказа	68,5	21,5
Площадь оледенения		
а) Общее — в % от всей площади оледенения		
Б. Кавказа	74	26
б) Занята ледниками I разряда — в % от всей площади ледников I разряда Б. Кавказа	76	24
в) Занята ледниками II разряда — в % от всей площади ледников II разряда Б. Кавказа	69,5	30,5

пространство, занятое ими, значительно: по Г. Альману [330] оно составляет 4140 кв. км. Однако надо иметь в виду, что площадь Главного Кавказского хребта равна 145 000 кв. км [263, стр. 179], а площадь Альп — 220 000 кв. км [303, стр. 136]. Иными словами, на Кавказе ледники занимают 1,36% всей его поверхности, а в Альпах — 1,88%, т. е. разница получается не очень большая.

Точных сведений о размерах оледенения в системе Малого Кавказа нет. Лишь для Алагеза А. Пастухов определяет площадь всех его снежных полей в 5,1 кв. версты (т. е. около 5,8 кв. км) [200, стр. 88].

Если подвигаться от западного конца Кавказского хребта к востоку, то первыми вершинами, на которых имеется постоянный снег, будут Фишт и Оштен. Как ни странно, характер оледенения этого форпоста снежных полей Кавказа до сих пор служит предметом споров. По данным Н. Динника [67, стр. 357] на Оштене (высота 2808 м) не менее шести мелких глетчеров, по Подозерскому — только один височий фирновый [215], а по последним исследованиям Г. Григора [57] там нет ни одного ледника, а лишь фирновые поля на северо-западном склоне, питающие истоки р. Пшехи. Сведения Григора и Подозерского можно считать совпадающими (фирновый ледник = фирновое поле). Утверждение же Динника основано повидимому на ложной предпосылке (от нее он впоследствии отказался),¹ что названия Фишт и Оштен представляют синонимы и относятся к одной горе, а не к двум разным [67, стр. 402—403]. Если принять это во внимание, то противоречия объясняются просто, так как на

¹ См. [68], примечание на стр. 1 и 2.

Фиште, более массивном, чем Оштен, более расчлененном ущельями, оврагами и карами, есть несколько ледников, приуроченных главным образом к северному склону. Это висячие, каровые, а также небольшие „ледники ущелий“ (Schluchtgletscher), залегающие в расселинах между скалистыми выступами горы [Буш, 28] и спускающиеся до высоты 2150 м [57].

Первый ледник на южной стороне Кавказского хребта лежит к западу от вершины Псеашхо в истоках р. Пслух, правого притока Мзымты.

Далее к востоку до Марухского перевала площадь оледенения повсеместно увеличивается, но сплошного снежного покрова на гребне хребта еще нет. В бассейнах Белой и Лабы на северном склоне и Мзымты и Бзыби — на южном развиты исключительно мелкие ледники II порядка (впрочем, по Лабе имеется 2—3 долинных ледника). На северном склоне Чедымского кряжа, служащего водоразделом Бзыби, Гумисты, Келасури, Ашткела и отчасти Чхалты, имеются только фирнглетчеры [214]. Довольно значительное увеличение оледенения наблюдается уже вблизи Марухского перевала — в бассейнах Зеленчука, Маруха и Кодора; ледники в этой части хребта покрывают пространство свыше 125 кв. км, причем на северном склоне насчитывается, среди множества мелких, десятков долинных глетчеров, а в истоках Кодора — 6.

Между Марухом и Эльбрусом основная масса ледников сосредоточена на северном склоне Главного хребта, где они образуют почти непрерывную цепь, соприкасаясь и часто совершенно сливаясь друг с другом своими фирновыми бассейнами [238]. В верховьях системы Аксаута, Теберды и Кубани ледники занимают до 200 кв. км (не считая Эльбруса), на южном склоне — гораздо меньше. В боковом отростке южного склона — Панавском хребте — имеются лишь ничтожные леднички, привязанные к высшим точкам кряжа вокруг горы Ходжал [Вебер, 38].

Эльбрус — самый мощный ледниковый узел Кавказа. Огромная высота, правильность форм и ледяные латы этого гиганта давно привлекали внимание людей, и они изделили вершину разнообразными эпитетами: Куска-маф (черкесск.) — „гора, приносящая счастье“; Аш-гамахо (черкесск.) — „священная вершина“; Джин-падишах (тюркск.) — „повелитель духов“, аналогично среднеазиатскому Хан-тенгри; Ашхама-хуа (кабард.) — „гора света“; Ял-буз (груз.) — „снежная грива“; Минги-тау — „тысячная гора“; Альборс — „высокая гора“. Последнее (иранское) название привилось в литературе, но у кавказских горцев вершина более всего известна под именем Минги-тау.

Самые значительные массы льда одевают восточный и юго-восточный пологие склоны Эльбруса [Поггенполь, 208, стр. 207]. Из общей площади его оледенения на восточный склон приходится около 50%, на западный — 34% и на северный — 16%.

Ледники Эльбруса, если их сравнивать с другими ледниками Кавказа, не выделяются своей величиной; это всего лишь небольшие отростки и лопасти единой фирновой шапки массива.

На севере с Эльбруса стекают глетчеры Улуу-ниран (5,1 км), Кара-чаул (3,9 км), Улуу-коя (2,6 км), Улуу-мимет-лерку (3 км), Микель-чиран (3,1 км) и двуротый Кынгыр-сырт (4,5 км). На восточной стороне — Ирик (5,8 км), Терсод (3,7 км), на южной — Гара-башы (3,2 км), Малый Алау, Большой Алау (4,3 км), Чалур-азау; наконец на западной — Улуу-кюм, Киндотан (10,1 км) и Битюк-тюбе. В последнее время Н. Поповым [225] сделана попытка „расчленить“ сплошной ледяной покров Эльбруса, отыскав на нем ледораздельные линии. В результате применения очень интересной методики, автору удалось обнаружить на юго-западных склонах Улукавскую группу ледников, площадью 3,8 кв. км, бассейн Б. Алау — 23 кв. км, М. Алау — 5,5 кв. км и бассейн Гара-башы — 5 кв. км.

Восточнее Эльбруса (до Казбекского массива включительно) оледенение хребта достигает своего максимума. В системах Баксана, Чегема, Череха, Уруха, Ардона и Терека льдами занято более 900 кв. км, а в верховьях Ингура и Цхенис-пхали — около 350 кв. км. Таким образом на этом участке сосредоточено свыше 60% оледенения всего хребта.

Наиболее значительные ледники в верховьях правых притоков Баксана — Шхельды и Адыр-су. Полная длина первого (вместе с фирном) определяется Подозерским в 10,1 км (по Михайловскому — 9 км), а площадь в 8,7 кв. км; длина второго 7,2 км, площадь 22,3 кв. км. В бассейне Чегема лежат крупные ледники Шаурту или Шкулан (длина 8,3 км, площадь 15,8 кв. км) и Сгнмар или Кулак-чегем (длина 6,8 км, площадь тоже 15,8 кв. км). В системе Череха находится самый длинный ледник Кавказа — Безинги (Безенги), берущий начало из фирновых полей в районе вершин Шхара, Джанга-тау, Катин-тау. Он сливается из двух главных потоков: западный, более короткий и узкий, отходит от Катин-тау, восточный — от Джанга-тау. По Михайловскому, длина ледника 19,6 км. Подозерский же исчисляет ее в 13,6 км (при площади в 45,4 кв. км) и отводит этому глетчеру (по длине) третье место среди остальных ледников Кавказа (после Дых-су и Караугома и наравне с Лекзыром).

Изучая литературу о ледниках Кавказа, да и других районов СССР, мы неоднократно наталкиваемся на массу противоречий и неясностей, когда вопрос касается „места“ того или иного глетчера. Объясняется это тем, что мерой, определяющей значение ледника в ряду других, является самая ненадежная и произвольная — длина. Каждый автор эту величину понимает по-своему. Одни берут ледниковый язык, без области питания; пользование этим методом предполагает наличие сведений о положении фирновой границы. Другие измеряют длину по кратчайшей линии (прямой) от конца языка до задней стенки фирновой мульды, — голый математический прием, при котором совершенно не учитывают, что ледник есть своеобразный и под-

¹ Размеры — по Михайловскому [160, стр. 176], причем дается только длина ледниковых языков, без фирна.

час резко очерченный морфологический индивидуум. Третьи, наконец, дают максимальную цифру, какую только можно получить измерением. Самое правильное было бы, конечно, сравнивать ледники по их массам (к сожалению, этому способу, из-за отсутствия материалов, еще долго предстоит оставаться без употребления) или по их площадям. Если же последние неизвестны, то следует в основу сравнения класть наибольшую длину глетчера.

Просмотр каталога Подозерского приводит к выводу, что длина многих ледников составителем преуменьшена, так как он обычно считает ее по кратчайшему расстоянию и только для сложных ледников приводит иногда несколько вариантов (по западной ветви, по восточной ветви и т. д.). Потому длина Безинги, вычисленная от конца ледника до Джанга-тау, и определена в 13,6 км. В то же время восточный рукав глетчера от вершины Шхара до осевой части главного потока тянется около 7 км. Значит, если взять расстояние от Шхиры по оси глетчера до его конца (а для этого конечно много естественных оснований), то длина Безинги получится около 20 км.

У нас не было возможности сделать пересчеты для других ледников. В дальнейшем поэтому мы пользуемся уже готовыми цифрами, приглашая читателя однако не принимать их как абсолютно точные.

По соседству с Безинги, немного к востоку, лежит ледник Мижирги-чирзи длиной 8,2 км и с площадью в 15,7 кв. км. Еще восточнее — ледник Уллу-ауз (длина 7,6 км, площадь 12,9 кв. км).

В области верховьев Черема Балкарского наиболее значительные ледники — Агаштан или Фытнаргин (длина 7,7 км, площадь 23,6 кв. км) и Дых-су (длина 15,3 км, площадь 48,4 кв. км).

Крупными размерами отличаются и некоторые ледники Дигории. Среди них прежде всего нужно назвать Карзугом (длина 14,9 км, площадь 35,3 кв. км), спускающийся ниже всех других ледников Кавказа и оставивший далеко позади своего конца сосновый лес [64, стр. 90], ледники Тана (длина 7 км, площадь 15,4 кв. км) и Сонгути (длина 7,3 км, площадь 13,7 кв. км), — все в бассейне верхнего Уруха.

С группы Адай-хоха на север стекает Цейский ледник (длина 9 км, площадь 18,3 кв. км), оканчивающийся в одной из самых красивых и живописных долин Кавказа.

Оледенение Казбекского массива слабее, чем на Эльбурсе¹, и отличается несколько от эльбурсского также и по характеру. Из работ А. Духовского [80, стр. 2] следует, что мнение, будто фирновый покров Казбека трудно распределить между отдельными глетчерами — неверно; границы казбекских ледников „обнаруживаются отчетливо, причем ледники эти являются по отношению друг к другу только переметными“. К ледникам собственно Казбека относятся: Суатиси, Мна, Оривери, Абано,

Девдоракский, Чацкий и Майлийский. При этом ледники Оривери, Абано и Оривери являются старыми и новыми кратеры Казбека.

Номенклатура ледников на Кавказе не имеет законности, как данные об их размерах. Группа Казбека тому, пожалуй, самый яркий пример. Ледник Оривери известен так же как Гертеуский, а то же время название „Гертеуский“ присваивается и леднику Абано (вероятно потому, что реки, текущие по Абано и Гертеусу, сближаются вместе выше селения Гертеус). Глетчер и исток Гешал-дона называется Сандалским, Тмен-хасским, Гешалдонским, Кермалдонским и Майлийским. Ледник в истоках Гизал-дона носит имена: Цити, Милуракий, Гизал-дон, Джангаринский [209]. Ледник Оривери называется еще и Чхери [227] и т. д.

Наиболее значительные из перечисленных ледников Казбекского массива: Оривери (длина 7 км, площадь 7 кв. км), Гешалдонский (длина 7 км, площадь 24,6 кв. км) и Цити (площадь 19,5 кв. км).

Только одна область по южную сторону Кавказского хребта не уступает по развитию ледников соответствующим его северным склонам. Это — Верхняя Сванетия, замкнутая горная котловина, куда имеют доступ лишь западные и юго-западные влажные ветры. Снеговая линия здесь лежит ниже, чем на северном склоне. Особенно интенсивно оледенение в истоках р. Долра и в районе вершин Ушба, Сары-кол-баши и Тетнульда. Наравне с многочисленными ледниками II разряда, имеются и крупные долинные, — очень сложные, ветвистые, с многочисленными притоками. Особого упоминания заслуживают ледники Ушба (длина 6,8 км, площадь 10,8 кв. км), Чалаат (9,2 км; 11,25 кв. км), Лекзыр (13,6 км; 38,4 кв. км), Твибер (10,4 км; 43 кв. км) и Цан-нер — длиной 12,1 км. Площадь последнего 40 кв. км, а вместе с ледником Нагеб — 47,4 кв. км. На Сванетском хребте (или, по Мерцбахеру, в группе Лайла), окаймляющем верхнее течение Ингура с юга, ледники развиты вблизи массива Лайла и далее на восток до меридиана истоков Мухры, стекающей на юго-восток в систему Цхенис-цхали.

По направлению от Казбека к Каспию оледенение Большого Кавказа резко уменьшается, особенно на южном склоне, где ледники почти совсем исчезают. Но и на северном склоне и боковых его отрогах оно также незначительно. Вся покрытая льдами площадь восточнее системы Терек составляет около 150 кв. км, из которых 130 кв. км приходится на бассейн Аргуна и обоих Кой-су (Аварского и Андийского). Здесь отметим глетчеры на Тебулос-мта, Качу и др. В Богосском хребте, который служит водоразделом для обоих Кой-су, ледники концентрируются в его более высокой северной части, в группе Аддала-шюхгель (4205 м), между вершинами Тиан-чегелатль и Ижена-мээр, где горы на 600—650 м возвышаются над снеговой линией [90].

Последние льды Кавказа лежат уже в бассейне Самура и Кусар-чая, занимая всего около 10 кв. км. На Базар-дюзю

¹ В. Дубинский (и некоторые другие авторы) объясняет это крутизной склонов Казбека [77].

К. Богданович описывает два ледника на северном склоне — Муркар (длина около 2 км) и Тихицар (длина около 1 км); по данным А. Пастухова их там больше [21, стр. 72—74]. Плоская вершина Шах-дага, круто обрывающаяся во все стороны отвесными стенами, покрыта фирновым полем (около 3,5 кв. км), которое отделяет от себя небольшой язык на север [1]. Кроме того есть еще маленький ледник в верховьях стекающей с Шах-дага речки Гявдан-вац [198]. На изолированном пике Шалбуздаг отмечены скопления фирна, а на Тфан-даге — ледник.

В Малом Кавказе ледники встречаются лишь как исключение, что обусловлено либо недостаточной высотой хребтов и их неудобной конфигурацией, либо сухостью климата. В Понтийских горах, но за пределами СССР, а именно в Лазистане, к юго-востоку от Трапезонда Л. Кренек [349] обнаружил два ледника, по типу напоминающих небольшие глетчеры Восточных Альп; длина одного 1 км, второго около 2,5 км; суммарная площадь их по видимому не превышает 2—3 кв. км.

О размерах фирновых полей Алагеза (или Алагеца, что в переводе означало бы „божий глаз“) мы уже упоминали (5,8 кв. км). Алагез заканчивается четырьмя вершинами, которые вместе с соединяющими их седловинами образуют кратер, несколько вытянутый с северо-запада на юго-восток (длина кратера 2 км, ширина немного меньше, а глубина около 500 м). С юго-восточной стороны в кратере имеется брешь, дающая начало ущелью, по дну которого струится Дадалю-чай, вытекающий из вечных снегов, лежащих внутри кратера. Скопления снега расположены под южной и западной стенками кратера, а также на северных склонах юго-восточной и северной вершин. Но самое значительное скопление в голове ущелья Гюзал-дара; тут между северной и западной вершинами в обширной мульде есть небольшой ледник [200, стр. 87—88].

На Малом Арарате ледников нет, здесь кое-где наблюдались только многолетние снежные сугробы. Зато вся вершина Большого Арарата (по-армянски Мазис, т. е. большой, величественный; по-персидски — Когину, т. е. гора Ноя) покрыта толстым и крепким слоем мелкозернистого фирна. Судя по односторонней карте, на Арарате имеются 4 более значительных ледника и около 25 мелких.

Из ледников Арарата самый известный в литературе — ледник Якова или Ахурийский, имеющий в длину около 2 км [199, 278, 242] и питающийся льдами, которые сползают со всей северной половины вершины Арарата. Эти льды нависают над большой кальдерой и почти ежедневно падают в нее. Из кальдеры, где лед вновь сплавляется, вытекает в ущелье Якова очень узкий и крутой глетчер, настолько засыпанный обломками, что на конце его растет трава и даже мелкий кустарник. Вследствие северной экспозиции, глубины кальдеры, известной у местного населения под названием буз-хане или саруц-хане („ледяной погреб“) [42], глубины долины и защищенности льда мореным покровом, Ахурийский глетчер спускается очень низко — до

высоты 2000 м, т. е. более чем на 2 км ниже вертикали излому за пределы снежной линии [312].

В заключение нашего обзора приведем перечень наиболее крупных ледников Кавказа, расположенных на юго-востоке, и их площадей (табл. 6).

Таблица 6

Название	Площадь в кв. км	Название	Площадь в кв. км
Дых-су	48,4	Геманцон	21,0
Безинги	45,4	Цити	19,5
Тинбер	43,0	Цейский	18,3
Паннер	40,0	Шавру	15,8
Авандар	38,4	Стимар	15,8
Караутом	35,3	Машарги-чиран	15,7
Алаштан (Фышаргин)	23,6	Тана	15,4
Адыр-су	22,3		

Первое место среди ледников Кавказа, таким образом, принадлежит Дых-су, хотя он по длине и уступает Безинги. Это место конечно далеко не бесспорное, поскольку, например, Н. Михайловский [160, стр. 156] полагает, что площадь Безинги простирается до 55 кв. км.

Изучение оледенения Кавказа приводит к заключению об особенно выпуклой роли орографических условий в картине распределения глетчеров. Пример Кавказа не просто подтверждает общезвестное положение, что рельеф в образовании ледников имеет значение наряду с климатом. Здесь мы видим нечто большее: рельеф — не пассивный, а чуть ли не руководящий фактор. Несмотря на более низкий уровень снеговой линии на южном склоне, ледников там меньше вследствие сравнительной крутизны и обрывистости склонов. В то же время северная сторона хребта спускается к степям более полого, рядом террас и наклонных плоскостей.

Значение морфологических особенностей выступает отчетливо и в частных случаях: южный обрывистый склон Адай-хоха несет небольшие ледники, а на северном имеются огромные резервуары фирна, дающие начало крупным глетчерам (Цейский ледник).

Оледенение Кавказского хребта не вполне равномерное. Оно характеризуется наличием ряда „узлов“, в которых рельеф по отношению к общим климатическим условиям играет как бы роль линзы, собирающей в один „фокус“ все те элементы, которые способствуют возникновению ледников. Наиболее заметные центры оледенения находятся на пересечении Главного хребта с самыми высокими его отрогами: группы Эльбрус и Донгуз-орун, меридиан Местийского перевала, группы Тихи и Донгуз-орун, меридиан Местийского перевала, группы Тихи-тенген, Шхара, Дых-тау, Лабода и Суган, Мамиссонская, Казбекская. Этим и объясняется, как это подчеркнул еще В. Михай-

ловский, что значительная часть ледников северного склона берет начало на отрогах Главного хребта, тогда как ледники южного склона спускаются главным образом с гребня Главной цепи.

Мы указывали, что на южном склоне благоприятная для развития ледников орографическая обстановка существует лишь до Карталинского хребта. И действительно, к востоку от горы Барбало глетчеры с южного склона почти исчезают. В этом есть доля и климатических воздействий, но если вспомнить, что на северной стороне на том же отрезке ледники еще имеются, то значение рельефа станет бесспорным.

Утверждение это вовсе не направлено к разграничению "сферы влияния" климата и рельефа в процессах оледенения. Цель его, скорее, напомнить, что в любом конкретном климате данного места (особенно если это горная страна) рельеф является очень важной *составной* частью почти в буквальном смысле этого слова. Подобно тому как абстрактный феномен снеговой границы становится видимым лишь с помощью рельефа [100], так и отвлеченное понятие климата обретает реальное бытие тоже только при участии рельефа (и в широком и в тесном его понимании) земного шара.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ КАВКАЗСКИХ ЛЕДНИКОВ

Высота окончаний ледников. Опираясь на цифровой материал каталога Подозерского (к сожалению, не очень многочисленный), а также отчасти на сведения других авторов, можно составить общее представление о высоте того уровня, до которого спускаются ледники Кавказа. Для массива Фишт Григор [57] называет цифру 2150 м, на южном же склоне глетчеры II порядка в верховьях Мзымты спускаются до 2515 м, в верховьях Бзыби их концы лежат на высоте 2639—3008 м.

Дальнейшее распределение высот концов ледников представлено в табл. 7. Символы I и II при названии речной системы показывают, что речь идет о ледниках I или II порядка. Цифры в скобках представляют средние значения высот, выведенные однако не из крайних величин, приведенных в таблице, а из всех отметок, которые для данного бассейна имеются в каталоге Подозерского.

Прежде всего констатируется общее поднятие концов ледников по мере движения с запада на восток. Но для северного склона даже в этой грубой схеме можно уловить одну особенность: поднятие совершается не непрерывно, а чередуясь с понижениями. По средним высотам ледников I порядка видно, что первое понижение имеет место в бассейнах Малки и Баксана, второе в системе Терека (включая сюда Черек и Урух). Если исходить из более мелких, по сравнению с нашими, подразделений, то картина становится еще интереснее. Опираясь с цифрами, которые в своем абсолютном значении подчас сильно не совпадают с нашими, Михайловский тем не менее сделал анало-

Таблица 7

Бассейны южного склона		Бассейны северного склона	
Кодор I	2084—2500	Табарда I	2700—3000 (2850)
II	2443—3375	Уллу-пан I	2700—3000 (2850)
		II	2800—3200 (3000)
Ингур I	2300—2750	Малка I	(2750)
II	2610—2900	Баксан I	2310—3450 (2880)
		Черек I	(2827)
Цхенис-цхени	2190—2915	Терек I	1700—3177 (2438)
		II	2700—3450 (3075)
		Аргун I	(2850)
		Анлийское Кой-су	2520—2934
		Аварское Кой-су	(3296)

гичные выводы, что придает всему явлению характер определенной закономерности [160, стр. 165].

В цепи Сването-Татарских Альп (Сванетские Альпы Михайловского) нижняя граница ледников правильно понижается к востоку от бассейна Баксана к бассейну Череха. Поднявшись затем метров на 300, она вновь понижается, достигая наименьшего среднего значения в районе массива Кальтбер. То же самое мы наблюдаем и между горными группами Тепли и Казбека. Михайловский объясняет это тем, что "гребень Главного Кавказского хребта повышается в пределах каждого из этих трех отрезков к востоку и притом повышается гораздо быстрее, чем снежная линия, так что на востоке, где сосредоточены главные вершины каждой из трех частей, область вертикального распространения снегов на 300—500 м более, чем на западе" (стр. 166).

Типы ледников. Более трех четвертей кавказских ледников принадлежат к так называемым ледникам II порядка.

Разделение на ледники I порядка (*glaciers de premier ordre*) и ледники II порядка (*glaciers de second ordre*) предложено Соссюром в его работе "Voyage dans les Alpes" (Neuchâtel, 1779, t. I, § 521). Первые расположены в более или менее глубоких долинах, которые, хотя и лежат высоко, окружены еще более высокими горами; вторые же располагаются не в долинах, а на склонах гор. К этому Л. Агассиц [329, стр. 3] добавляет, что ледники I порядка характеризуются небольшим уклоном (3—10°), а глетчеры II порядка — значительным (от 15 до 50° и более).

Однако термин "ледник II порядка" в его практическом применении потерял теперь тот генетический смысл, который вкладывали в него старые гляциологи, в особенности Агассиц, утверждавший, что "les grands glaciers (т. е. I порядка) sont un phénomène mixte, à la fois orographique et climatologique", тогда как глетчеры II порядка "sont un phénomène de climato-

logie purement et simplement* (стр. 12).¹ В русской ледниковедческой литературе принято во II разряд относить ледники, руководствуясь чисто формальными основаниями, например большим уклоном, в силу чего некоторые типичные в других отношениях долинные глетчеры, отличающиеся крутым падением, относятся ко второй категории. Допускается также и еще большее искажение первоначального смысла термина, когда ледники „сортируются“ по длине: короткие — во II разряд, длинные (например свыше 2 км) — в I разряд.

Легко понять, что к этой искусственности прибегают в первую очередь авторы каталогов, вынужденные в своей трудной работе руководствоваться не литературой (кстати еще мало-численной и часто неудовлетворительной), а топографическими картами, снабжающими составителя лишь статистическим материалом. Крупные ледники, на основании их общей конфигурации, можно еще с некоторой достоверностью отнести к какой-нибудь типичной группе (простой долинный, сложный долинный, переметный и т. д.), но в отношении малых ледников затруднения становятся очень большими. Если же карта не имеет горизонталей, тогда нельзя даже судить о крутизне падения ледника, и приходится руководствоваться чисто геометрическими (более или менее произвольными) нормами.

В связи со всем этим, мы лишены возможности раскрыть подлинное содержание термина „ледник II порядка“ для каждого ледника в отдельности. Констатируется лишь картина количественного преобладания в оледенении Кавказа мелких ледников, причем на общем фоне оледенения эти леднички, несмотря на их огромное число, играют роль второстепенную и подчиненную. Это просто аксессуар мощной ледяной брони Кавказа, столь же неизбежные во всяком крупном живом ледниковом центре, как неизбежны бухточки и заливы на океанском побережье.

Громадное большинство кавказских ледников II порядка относится к ледникам висющим и каровым, т. е. расположенным либо просто высоко на склоне горы, либо в нишах (карах), врезанных в эти склоны. В западной части Кавказа — до Марухского перевала — эти формы ледников являются почти единственными представителями кавказского оледенения. В центральной части они перемежаются с крупными долинными глетчерами, развиваясь там, где эти последние развиваться не могут, а в Восточном Кавказе снова получают перевес в ледниковом ландшафте, но отличаются некоторыми чертами от висячих и каровых ледников Западного Кавказа. Это отличие состоит главным образом в том, что признаки отступления, в стадии которого находятся почти все ледники, в Восточном Кавказе выражены особенно резко; тамошние глетчеры производят впечатление

¹ „... Крупные ледники представляют собою явление смешанное, одновременно орографическое и климатическое...“. Ледники II порядка „суть производные только одного каюмата...“.

умирающих и ютятся в теневых частях древних обширных цирков [90]. На всем восточном склоне Богосской цепи, и на горе Кеме имеются только каровые ледники.

Наиболее развитой формой ледников, относящихся к Кавказу, еще к ледникам II порядка, являются „течиные“ или „течинные ушелей“. Есть указания на существование их в Богосском хребте [90], но повидимому они гораздо более типичны для Западного Кавказа, находясь в прямой зависимости от особенностей расчленения альпийского рельефа. Ледники эти занимают обычно узких „щелей“ между горными массивами или в глубоких расщелинах скал. В работе Н. Буша [28] подобные ледники отмечены в районе Фишта, в истоках Ву-ульгена и Улау-мургу-чу (в системе Теберды), в верховьях Улау-кама и притоков Чхалты.

До некоторой степени промежуточным звеном между упомянутыми типами ледников и ледниками долинными является так называемые возрожденные глетчеры. Несколько можно судить по литературе, распространение их на Кавказе весьма ограничено (впрочем эта форма ледников вообще весьма редкая и в других странах). К наиболее типично выраженным относится описанный О. Знаменской [90] ледник Багутли в Богосском хребте. Он стекает двумя ступенями, причем в месте перегиба продольного профиля образовался разрыв, отделивший нижнюю часть глетчера от верхней. Обе половины живут самостоятельно: верхняя питается более или менее нормально, а нижняя — обвалами льда с верхней части. При этом нижний участок повидимому уже не активен и состоит из мертвого (неподвижного) льда.

О весьма оригинальном леднике, близком вероятно по своему характеру к возрожденным глетчерам, сообщает Н. Динник [69, стр. 69]. В верховьях восточного истока Уруштена находится ледник Псезашхо, который лежит в котловине, с трех сторон окруженной горами и открытой только к западу. В летнее время над ним вовсе нет фирна, который бы мог питать его; поэтому летом глетчер сильно уменьшается и на половине своей длины образует перерыв, разделяясь на верхнюю и нижнюю часть выступом скалы, которая до этого скрыта под льдом. Жизнь этого ледника гораздо сложнее, чем обыкновенного возрожденного; это своего рода „ледниковый хамелеон“, принимающий, в зависимости от сезона, различный облик.

Часть казбекских ледников — это, по выражению Л. Варданяца [34, стр. 56], ледники „полурегенерированные“; они тоже, (например Дзариу) скалистым порогом разобщаются по продольному профилю на два отрезка, из которых нижний живет за счет постоянных мелких обвалов и лавин, падающих с ледяной стены верхней половины ледника.

На северном склоне Базар-дюзы в Дагестане имеется ледник Муркар, совершенно лишенный фирнового бассейна и потерявший связь с расположенным выше него фирновым полем, облекающим вершину; от него остался один язык, причем мощность льда в головной части всего 30 м, а наибольшая

толщина льда — при самом устье ледяной массы. Впечатление такое, что ледник сокращается не от конца к началу, а наоборот, с головы. К. Богданович [21, стр. 72—73 и 76], не считая возможным отнести это странное образование к „возрожденным“ ледникам, ввиду его крупных размеров (длина около 2 км), называет его „мертвым ледником“, хотя и обладающим еще некоторым поступательным движением.

Группа долинных глетчеров Кавказа довольно разнообразна. Большой интерес представляют ледники без нормального цирка, питающиеся короткими ветками фирна и лавинами (ледник Башкара в системе Баксана) или только лавинами (Чегет-карачирван, некоторые ледники в Дагестане и т. п.). Для обычных долинных ледников это не характерно. Черта эта свойственна так называемому „туркестанскому“ типу глетчеров. Есть основание думать, что некоторые ледники Дагестана, относимые их исследователями к „ледникам ущелий“ (Зигитли, Багутли, Бичуга на северо-западном склоне Богосской цепи) [90], являются именно ледниками туркестанского типа.

У глетчеров последней категории обвалы льда и снега с их склонов и окружающих вершин составляют как бы главный источник существования. Но лавины в жизни и других ледников Кавказа имеют повидимому гораздо большее значение, чем это считали до сих пор. Сошлемся для примера на ледник Шхара в Сванетии. Его верховья, обрамленные почти отвесными стенами горы Шхара, не образуют циркообразного расширения; на них „с трудом“ удерживаются три ледяные ветви (стоят почти вертикально), слагающие собою ледник [249]. Роль обвалов льда в питании ледника здесь, естественно, огромная. Острый альпийский рельеф, крайне расчлененный, с обрывистыми вершинами, способствует возникновению лавин. В области высоких снеговых полей Кавказа обвалы происходят непрерывно, и общая сумма вещества, влитая таким путем в питательные резервуары ледников, конечно, очень велика. Из-за большей крутизны Кавказских хребтов, лавины здесь гораздо чаще, чем в Альпах.

Отсутствием подчас нормально выраженных областей питания характеризуются не только долинные ледники, но и фирнглетчеры, например на южном склоне хребта западнее Маруха [214, стр. 194—195].

Особую категорию на Кавказе составляют ледники с сильно редуцированными цунгами, близкие в общем к типу „котловинных“ ледников. У некоторых глетчеров Эльбурского района бассейны накопления осадков и частично область абляции заключены в обширные цирки, причем язык по сравнению с фирновым полем развит слабо (ледники верховьев Юсенги) [186]. Если процесс отступления зашел очень далеко, тогда такие ледники почти переходят в группу мульдовых или каровых (Осука, Тинав-чегелатль в Богосском хребте) [90].

Только что описанные разновидности ледников I порядка носят в себе признаки более или менее резко выраженного

угасания, отчетливо выделяющиеся даже на фоне исключительного сокращения ледников Кавказа. Этому рода ледниковые образования свойственны преимущественно восточный и юго-восточный Кавказского хребта.

Переходя теперь к тем ледникам, которые, несмотря на отступление, сохраняют все же свой нормальный, хотя и несколько измененный облик долинных глетчеров, отметим прежде всего „страдальческую“ подчиненную роль в оледенении Кавказа урстьевых долинных ледников, т. е. таких, у которых нет боковых притоков. Беглый взгляд на карту крупного масштаба убеждает нас в этом. Характерной чертой Кавказского оледенения является преобладание сложных ледников (как Шхельды, Адыр-су и другие).



Рис. 1. Схема ледника Лекзыр.

Многие ледники со своими ответвлениями производят впечатление грандиозной ледяной сетки, накинутой на горные массы. Благодаря же тому, что крупные их притоки подчас впадают в главный ледник вблизи конца последнего (Твибер, Цаннер) — у нас не получается той картины „реки с ее притоками“, которую дает нам большинство альпийских ледников. Ледники Сванетии в этом отношении особенно типичны [86, 249]. Простых ледников с замкнутыми индивидуализированными бассейнами питания здесь очень мало (ледник Алиш — их редкий представитель); весьма характерны зато сложные ледники (результат сложно расчлененного рельефа верховьев долин), чаще всего с тупыми, словно обрубленными концами, сильно засоренными мореной.

Лекзыр (рис. 1) состоит из трех главных, крестообразно расположенных ветвей: меридиональной (с севера на юг), западной и самой крупной восточной; при этом каждая ветвь тоже является сложным ледником.

Огромное фирновое поле Цаннера лежит в котловине между вершинами Тихтенген и Тетнульд; западные отроги горы Ляльвер разделяют это поле на два бассейна, откуда, соответственно, и вытекают два главных потока ледника — северный и южный.

Еще сложнее ледник Твибер, в котором различают три части: Лычат — верхняя часть (цирк под главным хребтом) берет начало под вершиной Бодорку, течет сперва на запад, а затем круто на юг; Дзынал — средняя часть; собственно Твибер — нижняя часть. На всем этом протяжении ледник принимает ряд притоков, из которых главные: Сери, Асмаши, Тот, Ирет, Ласхедар и Китлод.

Подобные „сетеобразные“ ледники лучше всего представлены на южном склоне Кавказского хребта. Северному же склону, вообще говоря, свойственен несколько иной тип, напоминающий в плане букву Т с очень длинной горизонтальной

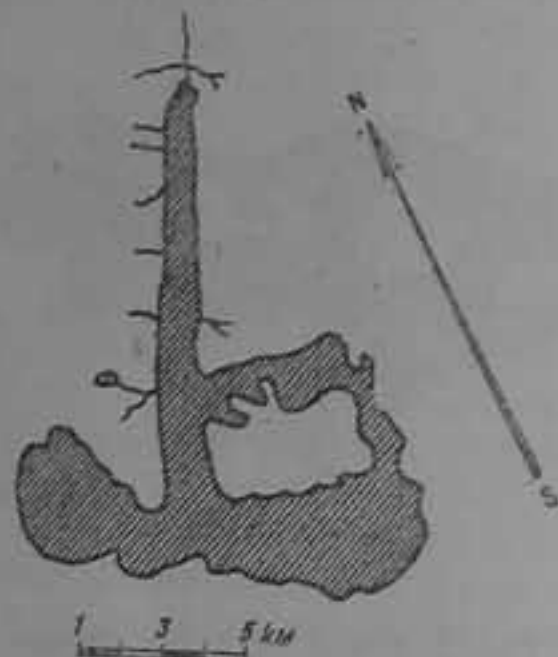


Рис. 2.

чертой и короткой вертикальной. Вертикальной черте соответствуют ледниковые языки, выползающие почти под прямым углом из сильно развитых под гребнем гор в виде длинных борозд областей питания (рис. 2). Такие глетчеры имеются и в Западном Кавказе, где например ледник горы Псы-оанха (питающий Уруштен, левый приток Малой Лабы), имеющий в длину 1 км, вытекает из фирнового поля, протянувшегося вдоль по хребту на 2 км [57]. Но в особенно крупном масштабе они выражены в Центральном Кавказе. Здесь фирновые бассейны один за другим следуют параллельно гребню, и размеры этих полей настолько огромны, что даже в Альпах, за исключением, может быть, Юнгфрау и Финстерааргорна, трудно встретить им подобные [34], т. 1, стр. 34. Фирновые бассейны растянуты вдоль хребта на многие километры: у Тана, Мижирги-чирана и Уллу-озена на 8 км, у ледника Цити на 8—10 км, у Цейского на 11 км, у Караугома и Адыр-су на 14 км, а у Безинги даже на 22 км. Цунги при этом очень короткие — иногда всего 2—5 км.

Таким образом план сложного кавказского ледника — как сетеобразного, так и Т-образного — очень мало напоминает

план сложного ледника в Альпах. Описанные формы настолько характерны именно для Кавказа, что, если не бояться обобщать гляциологию дополнительной терминологией, им можно было бы присвоить название „кавказского типа“ ледника.

В западной части Кавказа строение ледников более простое. Например у ледников Марухского, Бу-улагушского, Амаранского, правого Тебердинского — снеговые и фирновые языки длинные [38]. Но в направлении к Эльбрусу картина меняется, и мы видим слабо развитые цунги при огромных фирнах. Это явление Н. Буш ставит в связь с увеличением сухости климата в направлении с запада на восток.

Моренные накопления на кавказских глетчерах повидимому не столь гипертрофированы, как на ледниках Туркестана. Мы уже упоминали о значительной засоренности саянских ледников; громадные боковые и конечные морены сопровождают ледники Дигории [82, стр. 13]; в Эльбрусском районе ледник Шхельлы, начиная от слияния всех ветвей и до конца, покрыт обломками горных пород; на его сплошной каменной оболочке растут даже карликовые сосны, чахнувшие впрочем из-за недостаточного развития корневой системы [186]. Но все это не выходит за пределы того, что свойственно более или менее каждому долинному леднику.

Зато другая черта заслуживает быть отмеченной: сравнительно большой уклон ледников и обилие переломов продольного профиля, вызывающих многочисленные ледопавы. Таких ледников, как Марухский, по которому в 1877 г. прошел к перевалу отряд генерала Бабица вместе с легкой горной артиллерией [65, стр. 327], на Кавказе немного.¹ Ледники же с хаотически изборозженной поверхностью — самое обычное явление. Поперечные разломы преимущественно локализируются на переходе льда из области питания к цунгу. Резкий уступ ложа, создающий ледопав, оказывается иногда отчасти (Уллу-чиран на Эльбрусе) или полностью обнаженным. Последнее приводит уже к образованию возрожденного глетчера. В явлениях сокращения ледников, по справедливому мнению Е. Орешниковой [186], обнажение уступа из-под льда имеет большое значение: ледник начинает отмирать в двух местах — на конце и в середине, и разрыв массы глетчера может произойти еще раньше, чем нижняя часть ледника успеет отойти (отступить) до уступа.

Особенно замечательны по своей красоте, ширине и высоте ледопавы Караугома. Фрешфильд, лично изучивший многие ледники Кавказа, Альп и Гималаев, констатирует, что ледопавы эти по грандиозности превосходят все, что он когда-либо видел.

Мир ледников — изумителен; недаром средневековые ученые называли их чудесами природы. Своеобразны и незабываемы

¹ Конечно этот переход не обошелся без жертв: погибло немало людей и лошадей, скатившихся в пропасть. [Буш, 26.]

ландшафты фирновых полей, где „звездное спокойствие ночи нарушается гулом низвергающихся ледяных утесов, падение которых становится видимым благодаря внезапной вспышке бесчисленных огней“ (Фрешфильд). Но еще более, чем светящиеся лавины, приковывают взоры путешественника именно ледопады: „ледяной хаос неопишуемой дикости; каждая трещина — ледяная пропасть с лазурными сводами и толстыми бледно-зелеными сталактитами... тонко вычерченные минареты с готическими арками; колонны из чистого аквамаринового льда... хрупкие воздушные мосты, точно сделанные из матового венецианского стекла... все это создает поразительную картину, которой подвижной экран тумана с блуждающими тенями и редкими световыми пятнами сообщает прелесть полярной феерии“ [Поггенполь, 210, стр. 35].

Кавказские глетчеры очень мало похожи на плоские, ровные, почти горизонтальные ледники восточной части Центрального Тянь-шаня (на южном склоне Терской-алатау вблизи ледника Колпаковского), в частности на ледник Петрова, по которому в 1933 г. я вместе с группой своих товарищей по работе и выючным караваном мог проехать верхом около 11 км, ни разу не слезая с коня.

Весьма естественно, что при описании характера оледенения Центрального Кавказа, многие ледники являются пережитками. В некоторых местах снежное покрывало гор можно без всякой натяжки рассматривать как единый питательный бассейн, из которого черпают материал глетчеры противоположных склонов. Установить точно линию „ледораздела“, не прибегая к искусственным построениям, здесь иногда почти невозможно. Общность фирновых полей замечается даже у некоторых маленьких ледников, например у ледника в истоках р. Узбуш (левый приток Бзыби), перебрасывающегося также и в систему р. Келасури.

Богданович [21] попутно указывает, что Шах-даг с его ледяным полем на плоской вершине, нависшим над крутыми обрывами склонов, напоминает в миниатюре (4 кв. км) скандинавские ледниковые вершины; естественная убыль льдов на нем может происходить и происходит путем обвалов.

Наконец к особому типу следует отнести оледенение Эльбруса и отчасти Казбека. И другие горные массивы имеют некоторое сходство с Эльбрусом по характеру ледяного покрова: группа Ляльвер — Джанга-тау — Шхара, Тихтенген, отчасти Донгуз-орун. Но сходство это больше в прошлом, чем в современности: их ледяная броня уже распалась. На Эльбрусе представлен комплекс ледников вулканических конусов, которые из общего фирнового купола лучеобразно текут во все стороны по ущельям, врезанным в склонах горы. Языки их впрочем не отличаются большими размерами: это просто короткие лопасти, ледяная бахрома по краям снежного моря, обособляющаяся от последнего лишь на высоте около 3000 м. Казбек меньше и круче; процесс разобщения льдов зашел здесь довольно далеко, и можно

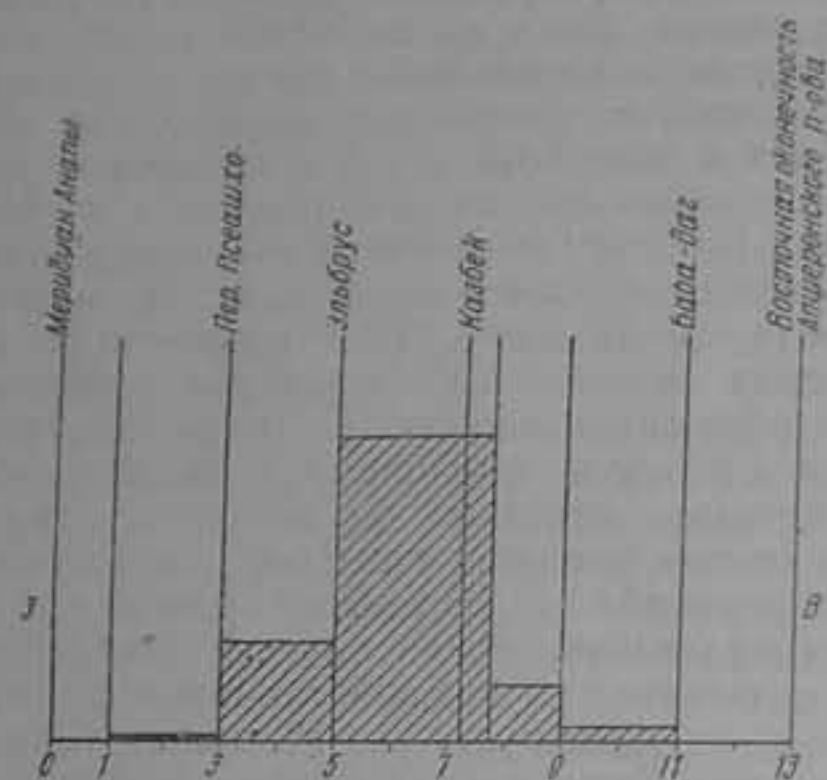
наметить даже границы областей питания отдельных этнических, чего для Эльбруса сделать нельзя.

При сопоставлении всех известных и предполагаемых характеристик трудно основательно отвлечься от впечатления, что на Кавказе общий процесс отступления ледников (об этом см. выше) идет в этих ледниках в разных фазах из *андалузийского* развития. На рис. 3 представлены относительные размеры оледенения в Главном Кавказском хребте: максимум в центральной части и убывание от нее как в западном, так и в восточном направлениях.

То же самое схематически изображено и на рис. 4 в виде сплошной линии (контур, очерченный ею, лаштрирован), прерывистая же кривая отображает идеальный ход эволюции отдельных ледниковых образований. При движении к востоку мы встречаем сперва ледники эмбриональные (каровые, вислячие), затем вполне сформировавшиеся глетчеры, достигшие подчас высших ступеней развития (долинные), и наконец ледники, отмеченные уже печатью угасания (котловинные, туркестанского типа). Вторая кривая смещена несколько к западу относительно первой; точка перегиба ее находится примерно в районе Эльбруса (Е). Следовательно, общий процесс отступления к западу от Эльбруса налагается на ледники эмбриональные и нормальные, к востоку от Эльбруса — на ледники отмирающие. Вот почему в Восточном Кавказе сокращение глетчеров происходит особенно быстро: там оно началось еще в то время, когда в остальной части хребта прогрессивная фаза оледенения продолжалась.

Каровые и вислячие ледники Восточного Кавказа не похожи на аналогичные западные формы. Все примеры „возрожденных“ глетчеров не случайно локализируются в Восточном Кавказе: общий облик этих ледников убедительно говорит за их образование именно в регрессивную стадию оледенения, потому что их нижние участки, отделенные уступом от вышележащих, являются зачастую скоплениями если и не совсем мертвого, то все же инертного или мало активного льда. Вспомнив о широком развитии ледопадов на глетчерах Кавказа, представим себе, что уменьшение ледников пошло бы более энергичными темпами, чем это наблюдается сейчас. Тогда, вероятно, Кавказ превратился бы в изумительную ледниковую область, в которой „возрожденные“ ледники (регрессивной стадии) заняли бы господствующее положение. На ледопадах некоторых современных ледников уже замечается частичное обнажение скалистых уступов из-под льда.

Единственный пример „возрожденного“ ледника на Западном Кавказе (Псеашхо), в силу своего своеобразия только подтверждает нашу мысль: он имеет очень мало общего с полурегенерированными глетчерами восточных районов. Ледники „котловинного“ типа, „туркестанские“, с укороченными языками или наполовину атрофированными областями питания, — все это располагается в области нисходящей ветви нашей второй (эволюционной) кривой.



Расстояние от Анапы в градусах долготы.

Рис. 3. Размеры оледенения различных частей Кавказского хребта.

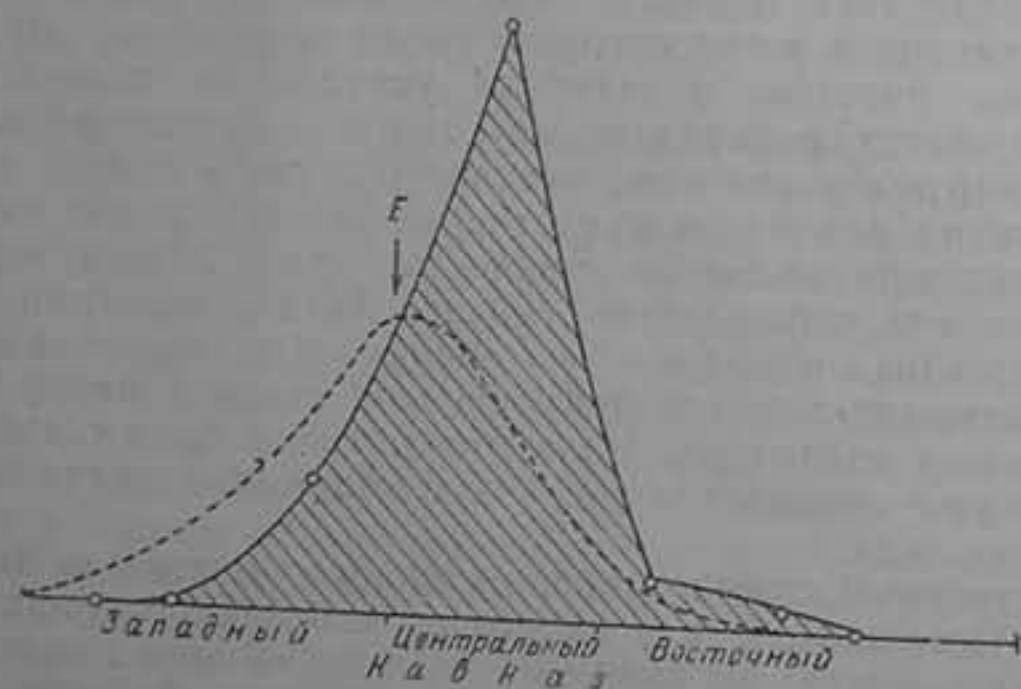


Рис. 4.

В отношении оледенения западная половина Кавказа — это еще Альпы, но восточная — это уже Туркестан.

Отношение области питания к области стока. Для характеристики всякого ледника большое значение имеет численное соотношение (по площади) между областью питания (f) и областью абляции (z), т. е. его «ледниковая формула», получающая свое окончательное выражение в ледниковом коэффициенте» [99].

В свое время Н. Бун [28] указал, что на Кавказе у ледников I порядка отношение величины снегового поля к величине стока в западных районах меньше, чем около Эльбруса. Интересные цифровые данные приводит А. Рейнгарт [238, стр. 305] (см. табл. 8; в первом столбце — отношение площадей фирна и цунга, без учета скал, окружающих область питания; во втором столбце приняты во внимание и скалы).

Таблица 8

Название ледников	$f : z$	
Марухский	1,3	—
Джаловчатский	1,1	1,6
Аманаузский	1,4	2
Алибек-ульген	0,8	1,9
Белала-кая-джане	1	1,8
Западный Алибек	0,8	1
Аксаутский	1,2	2,6
Озенги-чат-баши	0,7	1,4
Чегет-кара-чиран	1	2,6
Тебердинский	0,9	2,2
Бу-ульген	1,8	3
Чотча	0,7	1,6
Птыш	2,3	2,8

Площади питания и стока нередко равны, а иногда первая меньше второй — черта особенно выпукло намечающаяся у ледников, окруженных очень высокими и крутыми гребнями и вершинами (Чотча).

Верховьям Баксана свойственны ледники с сильно редуцированной областью питания, на что обратил еще внимание Бурместер, назвавший такие глетчеры (не совсем правильно) «бесфирновыми».

У казбекских глетчеров ледниковый коэффициент равен у Орцвери 3,93, у Абано — 1,21 [81].

По О. Баклунду [12] у дагестанских ледников долины Кила (Тинди) языки длиннее по сравнению с фирном, чем в долине Ихс (Хварши, Кваршинка); в первом случае отношение области питания к области цунга равно 2,7:1, во втором — до 5,5:1. Ледник Осука в системе Кваршинки имеет ледниковый коэффициент 4,67 [90].

К сожалению, цитированные материалы очень немногочисленны, и на их основании трудно делать какие-нибудь выводы. Общеизвестно, что в Альпах ледниковая формула имеет вид $f:z=3:1$, т. е. площадь питания втрое превышает площадь языка (иначе, ледниковый коэффициент $K=3$). Однако ознакомившись с цифрами, приведенными хотя бы у Г. Гесса [344], легко убедиться, что этот коэффициент представляет собою среднюю, т. е. в известной степени отвлеченную величину: там есть ледники, у которых K даже меньше единицы, есть и такие, у которых $K > 3$.

Можно думать, что для суждения о том, находится ли глетчер в стадии развития или отмирания, ледниковый коэффициент имеет решающее значение только тогда, когда он меньше единицы: вполне естественно, что если область питания меньше области стока, то ледник ненормален. Но и тут надо выносить решение с осмотрительностью: математическая формула, по-видимому, не охватывает явления в целом. Ледники с малым коэффициентом могут быть вполне нормальными. Их фирновые бассейны, окруженные столь крутыми стенками, что на них снег не держится, и обнажаются голые утесы, при планиметрировании окажутся небольшими; но эти скалы, по существу, только разобщают область питания: фирновая муфта представляет лишь часть этого бассейна, отделенную склонами от снегов, одевающих вершины, обрамляющие фирновый цирк; с этих вершин одновременно, при помощи обвалов, в фирновую чашу поступает снега не меньше, чем могли бы давать склоны муфты, будь они покрыты снегом. Это, в сущности, лишний раз подчеркивает, что лавины в альпийских областях являются далеко уже не таким второстепенным фактором питания ледников, как это принято думать. Только в том случае, если обвалы льда и снега не носят закономерного характера, данный ледник с коэффициентом, меньшим единицы, может быть с уверенностью отнесен к типу отмирающих.

Что же касается глетчеров, у которых бассейн питания очень велик по сравнению с цунгом, то эта черта может быть в равной степени свойственна как ледникам прогрессирующим, но зачастую (язык еще не успел сформироваться), так и ледникам деградирующим (языки, в силу их более низкого гипсометрического положения, отмирают быстрее, чем сокращается площадь питания, если только они не защищены моренным чехлом; в последнем случае открытая поверхность фирна будет сокращаться быстрее, чем язык).

Скорость движения ледников. Приведем некоторые данные для характеристики движения различных кавказских ледников. Ледник Уалу-чиран на северном склоне Эльбруса движется со скоростью 2,62 см в сутки [186], что составляет около 10 м в год. Скорость самого крупного ледника этого массива — ледника Ирик, определенная в период с 23 июля по 17 августа 1933 г., составляет 13 см в сутки [186]. Эта цифра довольно близка к определению Е. Попова [223], который измерил суточ-

ную скорость около 7—10 см; днем ледник движется быстрее, чем ночью (2 сентября 1931 г. дневная скорость составляла 0,4 см в час, ночная — 0,1 см).

Ледник Азау, по данным К. Россинова [240], движется со скоростью 6,4 м в год, глетчер Шхельды (Алтай) — 45 м в год.

Интересные сведения о скорости ледника Баш-сара (в бассейне Баксана) сообщает В. Альтберг [10]. Снежение ледника за год составляет примерно 30 м; летом и днем глетчер движется быстрее, чем зимою и ночью; по мере удаления от вершин скорости возрастают. Выводы эти, конечно, в ледниковой науке, но цифровой материал, из которого они вытекают, очень ценный, так как у нас в СССР подобного материала почти нет. Ночью ледник движется почти вдвое медленнее, чем днем. Средняя суточная скорость меняется во времени в значительных пределах: в августе 1932 г. она колебалась от 3,5 до 12,5 см за сутки, в сентябре того же года (с 1-го по 21-е) от 4 до 8,5 см, в августе 1933 г. от 4 до 10 см и в сентябре 1933 г. от 3 до 9,5 см в сутки. За период с 29 июля по 19 сентября 1933 г. скорость точки, расположенной в 370 м от конца языка (вверх по леднику), менялась от 7,8 см (в начале этого периода) до 5,9 см в сутки (в конце этого периода). Другая точка в расстоянии 810 м от конца испытывала в то же время колебания, соответственно, от 10 до 7,4 см; наконец третья точка (в расстоянии 1593 м) — от 15,2 до 12,5 см.

В 1913 г. Н. Буш [29, стр. 506] производил измерения скорости ледника Безинги в 5 км выше его конца, причем за 20 дней (с 13 июля по 2 августа) осевая часть глетчера сместилась на 6 м. Еще раньше, в 1889 г., Н. Жуков [85, стр. 121] установил, что Безинги движется с быстротою всего 17 м (8 саж.) в год. Разница в выводах огромная (свыше 100 м и 17 м), даже если учесть, что одно измерение произведено далеко от конца, а второе — на конце; по-видимому данные Жукова меньше действительных. Тот же автор в цитированной статье определяет годовое движение ледника Мижирги (соседний к востоку с Безинги) в 16 м (7,5 саж.).

А. Шершенко в 1901 г. во время поездки в Куртатинское ущелье и к Цейскому леднику [314, стр. 282] определял движение Касандур-цита (в середине июня) в 1 вершок в сутки, т. е. 4,4 см.

Неоднократно измерялось движение Девдоракского ледника на Казбеке. По Г. Хатисяну [308], наибольшая скорость в 1863 г. была 51 аршин и 9 вершков (около 36 м) за 35 дней, т. е. почти 1 м в сутки. В 1865 г. определения производились отдельно по 1 м в сутки. В 1865 г. определения глетчера (с 8 июля по 3 сентября) для правого и левого рукава глетчера (с 8 июля по 3 сентября); скорость правого ледника оказалась 5,16 дюйма (13,1 см) в сутки, левого — 4,63 дюйма (11,7 см) [276]. По Абику, за время с 1863 по 1866 г. Девдоракский ледник проходил, в среднем, 9,7 см в сутки, с 1866 по 1867 — уже по 36,6 см (цитировано у Ф. Кошкуля [137]).

Много позже на Девдораке работал А. Духовской [80, стр. 9—12], заложивший для измерения скорости 5 поперечных профилей на нижней части ледника между его концом и мысом, отделяющим главный поток от лежа висячего ледника Шантор. Средняя (из годовых данных) суточная скорость на первом профиле на оси оказалась 1,32 дюйма (3,35 см), то же (но из трехмесячных данных) на третьем профиле (выше по леднику) — 2,37 дюйма (6,02 см). Наибольшая скорость отмечена на оси пятому профилю — 5,2 дюйма в сутки (13,21 см). Прежние авторы указывали, что увеличение скорости сопровождалось, обычно, вспучиванием средней части ледника. Это подтверждает и Духовской: в июне 1913 г. он, заметив эту вспученность на пятом профиле, измерил движение и получил скорость 23,1 дюйма в сутки, т. е. почти 59 см!

В Дагестане в группе Аддала-шюхгель скорость движения двух ледников (Южного и Юго-восточного) определялась в течение круглого года. На Южном глетчере средняя суточная скорость колеблется в году от 1,8 до 4,6 см; на Юго-восточном — от 3,1 до 9,6 см; максимальные ее значения приходятся на период с мая по июль [В. Пиотрович, 206]. Близка к этому и быстрота других ледников этого района: на Бичуга — 2,5 см, на Зигитли — 7 см [90].

Сравнивая все эти цифры, можно составить представление о порядке величин, характеризующих движение кавказских ледников. Годовое движение их довольно медленное — гораздо меньше, чем у альпийских глетчеров: Уллу-чиран — 10 м, Азау — 6,4 м, Ирик — 25,5 м, Баш-кара — 30 м, Шхельды — 45 м, Мижирги и Касандур по 16 м, Бичуга 9—10 м, Зигитли — 25 м, Южный Аддала-шюхгель — 12 м, Юго-восточный Аддала-шюхгель 22—25 м. Резким исключением является Девдоракский ледник, у которого замечаются широкие колебания от 12 до 130 м в год. Но этот ледник не показателен; его динамика полна аномалий, причина которых до сих пор не вполне установлена, хотя катастрофические последствия этой аномалии (знаменитые „завалы“, разрушавшие Военно-Грузинскую дорогу) изучались специальными комиссиями.

Явления абляции. Сравнительная бедность гляциологических материалов по ледниковым районам СССР особенно заметна, когда дело касается абляции. Ледниковые экспедиции Комитета 2 МПГ (1932—1933 г.), в частности Кавказская, показали, как широко еще поле исследования и как оно, в сущности, пустынно и не заселено фактами. Данные этих экспедиций представляют исключительно ценный, интересный и (если не считать отрывочных и совершенно случайных старых сведений) почти единственный материал по вопросам таяния глетчеров.

Попытаемся свести воедино немногие сведения, имеющиеся в нашем распоряжении.

В 1930—1931 гг. Е. Попов занимался изучением режима ледника Ирик [223]. Среди русской гляциологической литературы эта небольшая работа отличается своим свежим и верным под-

ходом к задачам исследования ледников. Помимо тех физико-математических данных, которые в ней содержатся, она имеет и историческое значение. Е. Поповым установлено, что в летний период (конец августа — начало сентября) поверхностный стивание ледника составляет в среднем 4,7 см в сутки, — стивание в год на конце языка должен расходоваться слой льда мощностью 10—15 м.

В 1932 и 1933 гг. процессам поверхностной абляции был уделен внимание одним из отрядов Кавказской экспедиции 2 МПГ на леднике Баш-кара [Сочеванов, 271]. Наибольшее число реек было установлено так, чтобы характеризовать стивание льда в различных условиях высоты, экспозиции, нагретости и т. п. В 1932 г. заложен поперечный профиль из трех реек на 358 м выше конца ледника, в 1933 г. — аналогичный профиль в расстоянии 370 м. С 4 августа по 22 сентября 1932 г. стаяло, в среднем, 263,6 см льда, или по 5,3 см в сутки; в 1933 г. с 1 августа по 20 сентября — 276,3 см, т. е. 5,4 см в сутки. Энергичнее всего лед таял в августе, в сентябре — слабее. По косвенным подсчетам, за год (в период с мая по октябрь включительно) на леднике Баш-кара стивает 7,2 м льда.

Примерно в то же самое время производились наблюдения над поверхностной абляцией на леднике Караугом [О. Ванеева, 32]. Общие результаты их представлены в табл. 9 и пояснений не требуют. Что же касается испарения с поверхности ледника, то, по данным О. Ванеевой, оно составляет в среднем (август 1933 г.) всего лишь 1 мм слоя воды за сутки, не превысив за это время ни разу 3,3 мм в сутки (это показания эвапорометра, вкопанного в лед, в котором условия испарения более благоприятны, чем условия на поверхности льда, т. е. в действительности испарение с последней должно быть еще меньше). Основываясь на этом, О. Ванеева полагает, что Караугом (по крайней мере летом) является скорее всего конденсатором влаги, тем более, что исследования абсолютной влажности воздуха над ледником на высоте 2—2,5 см и 1 м от его поверхности показали, что в первом случае (высота 2—2,5 см) влажность меньше, чем во втором (т. е. на высоте 1 м). Так, средняя абсолютная влажность воздуха в августе составляла на высоте 1 м: в 7 час. — 5,9 мм, в 13 часов — 7,4 мм и в 17 час. — 7,4 мм, а на высоте 2—2,5 см, соответственно, 5,2 мм, 5,7 мм и 5,8 мм. Ободевание воздуха влагой в слое, непосредственно примыкающем к поверхности, объясняется уходом влаги на лед путем конденсации.

Для ледника Касандур-шита А. Шершенко [314, стр. 282] дает величину стивания 2,54 см в сутки (середина июня).

По Девдоракскому леднику есть данные Г. Хатисия [308], Б. Статковского [276] и А. Духовского [80]. Первый определяет величину стивания (июль и август 1863 г.) около 9 см в сутки. По Статковскому, с 8 по 27 июля (ст. стили) 1865 г. в течение 19 дней ледник стаял в покрытой мореной части на 103 см, в чистой части — на 165 см, а с 27 июля по 3 сентября, соот-

Таблица 9

Станивание (в сантиметрах) с поверхности ледника
Караугом
(по О. В. Ванеевой)

За какое время	Суммарное	Суточное		
		среднее	максимальное	минимальное
1932 г.				
18—31 августа	84	6,0	8,8	3,5
1—27 сентября	110	4,2	6,8	1,0
За весь сезон	194	4,8	8,8	1,0
1933 г.				
Август	282	9,1	14,0	5,5
1—15 сентября	106	7,1	11,5	2,0
За весь сезон	388	8,4	14,0	2,0

ветственно, на 120 и 224 см. Среднее таяние открытой поверхности ледника на высоте 2418 м равно в сутки 6,73 см. Наконец, по измерениям Духовского в 1911 г. ледник на конце (5 мая—15 июля) стоял на 5,18 м, а на профиле вблизи висячего ледника Шантор (с 5 мая по 17 июня) на 1,41 м. В первом случае величина суточной абляции — 7,3 см, во втором — 3,28 см.

Косвенные данные о размерах абляции кавказских ледников мы находим в хороших работах К. Россикова [245], изучавшего между прочим состояние ледников Цейского, Девдоракского, Чаяского, Цити и в истоках р. Харгабе. Средняя величина станивания составляет, по его мнению, около 1,5 м в год (1891—1892), — цифра, повидимому, меньше действительной.

Из вышеизложенного нельзя еще, конечно, делать выводов: самый материал предостерегает от этого. Размеры абляции так меняются от месяца к месяцу, от года к году, настолько зависят от экспозиции ледника, высоты точки над уровнем моря, загрязненности мореной, времени суток и т. п., что цитированные выше цифры дают лишь самое общее и самое первое количественное выражение сложного и интересного процесса.

КОЛЕБАНИЯ КАВКАЗСКИХ ЛЕДНИКОВ

Для более удобного обозрения имеющегося материала, рассмотрим его сначала по отдельным районам.

По *Западному Кавказу* имеются, главным образом, наблюдения Н. Буша [28, 29].

1) В верховьях Маруха (приток М. Зеленчука), большой Марухский ледник с 1878 г. по 1897 г. отступил на 200—300 м,

что составляет, в среднем, по 13—15 м в год на протяжении 19 лет.

2) Западный Ахсютский ледник с 1895 по 1907 г. сильно отступил, но в 1907—1909 гг. был стационарным.

3) Очень небольшие изменения за период 1895—1907 гг. зафиксированы для Восточного Ахсютского ледника.

4) Западный Большой Марухский ледник за 1897—1907 гг. отступил на 32 м, а с 1907 по 1909 г. был на 30 м.

5) Ледник Домбай-ульген или Птыш с 1895 г. сильно отступил, но в 1907 г. начал наступать; характер его ледникового колебаний неизвестен.

6) Ледник Бу-ульген в 1907—1909 гг. был стационарным.

7) Ледник Чотча (ленин Тебердинский) с 1897 по 1907 г. отступил на 172 м. По сведениям Н. Мушкетова [173], ледник этот, называемый им Чача, за 8 лет, предшествующих 1896 г., уже отступил на 170 м; таким образом общая величина отступления за 1888—1907 г. составляет 342 м.

8) Приток Тебердинский ледник с 1897 по 1907 г. отступил на 356 м, но в 1907—1909 гг. был стационарным.

9) До-утский глетчер с 1897 по 1909 г. отступил на 178 м.

10) Амилузский долинный ледник, по данным А. Рейгарда [238], укоротился с 1895 по 1915 г. на 500 м.

11) Ледник в истоках Гондара (правый приток Махара, одной из составляющих Кубани) отступает, по мнению Н. Буша, по крайней мере с 1875 г. С 1897 по 1907 г. он отступил на 34 м, причем из этого количества 29 м приходится на период 1898—1899 гг. Ничтожная величина отступления после 1899 г. объясняется задержкой глетчера, который в 1907—1909 гг. уже перешел в наступление, пройдя за эти два года 2 м.

12) Ледник Индрюкой в 1907—1909 гг. был стационарным.

13) Ледник Ак-тубе за тот же период отступил на 6 м.

14) Ледник Мырлы (или западный Узун-кол) в 1897—1907 гг. отошел на 120 м, а с 1907 по 1909 г. — еще на 26 м.

15) Ледник Узун-кол (восточный) с 1897 по 1907 г. отступил на 80 м (из них за 1897—1899 гг. на 38 м); в период с 1904 по 1906 г. он был стационарным, а в 1907—1909 гг. продвинулся вперед на 5—6 м. Располагая эти данные в хронологическом порядке и произведя соответствующий пересчет, получаем:

1897—1899 г. — отступление на 38 м
1899—1904 г. — " " " 42 " " "
1904—1907 г. — стационарное положение
1907—1909 г. — наступление на 5—6 м

16) Ледник Черю-кол западный (Чунгур-джар) с 1897 по 1907 г. отошел на 60 м.

17) Черю-кол восточный (Талы-чхан) с 1897 по 1907 г. отступил на 200 м (из них в 1897—1899 гг. на 73 м), а в 1907—1909 гг. еще на 18 м.

18) Ледник Кичкине-кол (в верховьях одноименного левого притока Уллу-кама) за 1897—1907 гг. сократился на 106 м

(из них в 1897—1899 гг. на 27,7 м), а в период 1907—1909 гг. стоял на месте.

19) Наконец Хасан-хой-сурульген (главный исток Кубани) в 1897—1899 гг. отступил почти на 62 м, с 1899 по 1907 г. еще на 98 м, а в 1907—1909 гг. еще на 30 м. Общая величина отступления за весь этот период равняется 190 м. По данным Я. Фролова [305], примерно с 1884 по 1929 г. ледник сократился на 1 км (в среднем, в 45-летний период).

Таким образом в Западном Кавказе, на фоне довольно энергичного отступления ледников северного склона, намечается период, падающий на 1907—1909 гг., когда некоторые ледники оказались стационарными, а часть даже перешла в наступление, правда очень слабое, не превышающее 3 м в год. По данным Воронцова-Вельяминова [47, стр. 159], ледники Главного хребта между Хасаутом и Б. Лабой в период с 1908—1910 по 1927—1928 г. несколько увеличились в размерах.

Обратимся теперь к ледникам Эльбурского района.

20) Ледник Уллу-чиран на северном склоне Эльбруса, по сводке С. Соловьева [268], с 1889 по 1932 г. отступил не менее чем на 350 м. Более новые данные Е. Орешниковой [186] оценивают сокращение ледника с 1887—1890 по 1933 г. в 680 м (сокращение исчислено сравнением карт съемки 1887—1890 гг. со съемками концов ледников, произведенными Кавказской экспедицией 2 МПГ). В 1927—1931 гг. ледник наступил на 24 м, в 1931—32 г. — еще на 1,5 м, а в 1932—33 г. отошел на 1 м.

21) Ледник Кара-чаул за период 1889—1932 гг., по Соловьеву, изменился мало; с 1928 по 1931 г. он отступал по 6 м ежегодно, а в 1932 г. надвинулся на 3 м. По сведениям, сообщенным Орешниковой (ор. cit.), с 1887 по 1933 г. сокращение составило 130 м, причем в 1927—1931 гг. ледник отступил на 24 м, в 1931—32 г. наступил на 2 м, а в 1932—33 г. вновь продвинулся вперед на 5 м.

Расположив эти цифры в хронологическом порядке, получаем:

1887—1927 гг. отступление на 113 м	1931—1932 гг. наступание на 2—3 м
1927—1931 на 24 .	1932—1933 на 5 .

Методика построения такой хронологической колонки вряд ли нуждается в пояснениях; алгебраическая сумма чисел, входящих в нее, для периода 1887—1933 гг. дает общее сокращение ледника в 130 м (137 м отступления в первых двух строках минус 7 м наступания в двух последних строках).

22) Ледник Уллу-кол за время 1932—33 г. в разных своих частях на конце языка наступил на 1,5—5,5 м [186].

23) Уллу-малген-дерку у С. Соловьева [268] назван, если мы не ошибаемся, Мальян-дурку-чиран. Автор считает, что его отступление с 1889 по 1932 г. равно около 50 м. Характер колебания цифрами [186]: 1927—1932 гг. — отступление на 22 м (из них в 1931—32 г. — на 12 м), а в 1932—33 г. глетчер на 3 м насту-

пил. Если основываться на этих данных, то отступление ледника до 1927 г. было настолько незначительным, что глетчер можно было считать почти стационарным. Это, конечно, мало вероятно. На этом примере с полной очевидностью выступает необходимость систематического наблюдения над колебаниями ледников, как это делается в Альпах по почину Мюллера, член ледниковой комиссии. Сравнение двух цифр, разнесенных промежутком в несколько десятилетий, дает только облик действительную происходящих колебаний, но никак не характеризует те векторы, которые были слагаемыми этой разности.

24) Для ледника Микель-чиран есть только сведения о его отступании на 2 м в 1932—33 г. [186].

Данные для следующих четырех ледников зимостоянки у С. Соловьева [268].

25) Бирджалы-чиран за 1889—1932 гг. отступил.

26) Чунгур-чат-чиран за то же время отступил на 100 м.

27) Джилки-ауган-чиран отступил, но в 1909—10 г. наступал.

28) Ледник Чат за 1889—1932 гг. сократился почти на 200 м.

29) По леднику Ирик наблюдения гораздо многочисленнее. Сведения о его колебании имеются в работах В. Альтберга [8], В. Гейброка [48], И. Мушкетова [175], Е. Орешниковой [186], Е. Попова [223] и С. Соловьева [268]. Сопоставляя эти материалы, получаем следующую картину отступления:

1896—1898 гг. —	38 м	1929—1930 гг. —	17 м
1913—1926 . —	90 .	1930—1931 . —	15—21 .
1926—1928 . —	35 .	1931—1932 . —	16 .
1928—1929 . —	17—17,5 .	1932—1933 . —	11,5—15,7 .

Таким образом только за два десятилетия (1913—1933) ледник сократился более, чем на 200 м. Вместе с тем Соловьев определяет такой же величиной все отступление глетчера за период 1889—1932 г., т. е. за 43 года. Очевидно, стало быть, что в жизни глетчера за последние полвека были моменты и стационарные и наступательные; на это указывает и Соловьев в другой своей работе [267], утверждая, что в 1913 и 1914 гг. ледник находился на том же месте, что и в 1887—1889 гг.

30) Ледник Терскол в 1897—98 г. отступил на 96 м, видимо, наступал, а с 1914 по 1926 г. сократился на 96 м.

31) Ледник Гара-баши с 1887 по 1933 г. укоротился на 800 м [186].

32) Малый Азау, по данным того же автора, в 1932—33 г. отступил на 7 м.

33) Сводка о колебаниях ледника Большого Азау имеется у Е. Орешниковой [186]; она составлена по данным как самого автора, так и по сведениям Абиha, Динника, И. Мушкетова, Дубянского, Ренгартена, Альтберга, Фролова и Соловьева. Пополнив ее некоторыми данными В. Альтберга [8, стр. 81], Н. Поггенполя [208, стр. 211], К. Россикова [246], И. Мушкетова [171 и 172] и С. Соловьева [268], получим такую картину. В 1849 г.

ледник наступал, надвигаясь на сосновый лес: во льду глетчера Абих обнаружил вмерзшие стволы сосен; ледник оканчивался на высоте 2154 м. К 1873 г. высота эта оказалась равной 2326 м, т. е. ледник сильно отступил. К 1881 г. он, по мнению Динника, отошел от соснового леса на 640—850 м, а по Мушкетову — на целый километр [171, стр. 112].

Дальнейшие изменения иллюстрируются следующими цифрами:

1883—1894 гг.	отступление на 235 м
1897—1898	9—13 м
1898—1911	отступление, видимо, на 100—120 м
1911—1913	наступление на 15 м
1914	стационарное положение
1925—1927	отступление на 18 м
1927—1929	6
1929—1931	6
1931—1932	5
1932—1933	14

Даже при умеренном подсчете, сокращение ледника за последние 90 лет составляет 1,25 км!

34) Ледник Чинэр-азау с 1887 по 1933 г. отошел на 430 м.

35) Уллу-кам за период 1889—1932 гг. испытал незначительные изменения [268, 225].

36) Ледник Кукуртлю за тот же период отступил на 150 м.

37) Ледник Битюк-тюбе за последние 100 лет, по мнению Я. Фролова [305], укоротился не менее, чем на 1 км.

Стало быть, для ледников Эльбурского района можно отметить три момента наступания: 1849 г. (данные по Б. Азау), период с 1909 по 1914 г. (некоторые ледники или стационарные или надвигаются) и наконец промежуток 1927—1933 гг. (особенно последние три года в нем).

Перейдем теперь к верховьям Баксана, начав обзор с горной группы Мукал, примыкающей с востока к северной оконечности Эльбурского массива [268].

38) Ледник Икярз сильно отступил с 1889 по 1932 г.

39) Ледник Мукал за тот же период сильно сократился.

40) Ледник Сылтран с 1914 по 1931 г. отступил на 150 м.

О колебаниях ледников массива Донгуз-орун имеются следующие сведения:

41) Ледник Конюм-ак-чиран [186], расположенный к северо-западу от нижнего Донгуз-орунского озера, за время с 1889 по 1933 г. сократился на 350 м. В 1911 г. он проявлял признаки наступания. С 1931 по 1933 г. отступил на 25 м.

42) На леднике Донгуз-орун общие изменения за период 1889—1932 гг. незначительны [268]. Есть указания, что в 1911—1913 г. он наступал [269]. В 1932—1933 г. констатировано небольшое (6,5 м) отступление [186].

43) Чегет-кара-чиран, питающийся исключительно лавинами, с 1889 по 1933 г. сократился на 100 м. В 1911 г. наступал [186].

44) Западный ледник в долине Юсенги, спускающийся от вершин Донгуз-орун-чегет-кара-баши и Озенги-чат-баши, с 1889

по 1933 г. отступил на 450 м, отделившись от ледника Озенги [186].

45) За тот же промежуток времени Озенги отступила на 80—100 м [186].

46) Чрезвычайно большой интерес представляет ледник Шхельды, весь изгиб которого ледником обмыта и назван Гил-Бурместеру, этот чехол представляет просто морену, — такое зрение, не встретившая поддержки у других авторов. Абих полагает, что Шхельды в 60-х годах прошлого столетия была засыпан обвалом, происшедшим в области северных склонов Ушбы [2]. Об этом обвале упоминает Д. Фредрикс [341, т. II, стр. 137—138]. Динник, В. Альтберг [8] и др. причем последний приводит вполне убедительные доказательства (стр. 84) в пользу „обвального“, а не моренного происхождения каменного покрова. Как бы там ни было, эта каменная оболочка служит леднику надежной защитой против насолания. Этим, видимо, и объясняется его странное „поведение“, на которое исследователи Кавказа издавна обратили внимание: в то время, как другие ледники сокращаются, Шхельды остается стационарным или наступает. За время с 1887 по 1933 г. ледник почти не изменил своего положения [186].

В 1881 г. ледник обнаруживал признаки наступания. И. Мушкетов [175] писал, что „ледник верховьев Адиль-су надвигается на пастбища“, хотя в 1897—98 г. размеры этого надвигания не превосходили 6—7 м. Шхельды наступал и в 1911—1913 гг. и в 1925 г., но затем вдруг изменил свой режим: с 1925 по 1929 г. он отошел на 24 м (по 6 м в год), с 1929 по 1931 г. еще на 6 м (по 3 м в год) и наконец в 1931—32 г. отступил на 2 м. Интенсивность этого отхода, сама по себе ничтожная, тем не менее из года в год уменьшается. Сейчас, вероятно, ледник или остановился или опять начал наступать.

47) Ледник Баш-кара в истоках Адиль-су с 1887 по 1933 г. отступил на 350 м [186].

48) Восточнее расположенный Джанкуат-чиран за 1913—1932 гг. сократился на 276 м, с 1932 по 1933 г. — еще на 18 м. Общее сокращение 1887—1933 гг. составляет 500 м [186].

49) Ледник Кашка-тау с 1887—1890 гг. по 1933 г. отступил на 430 м [186].

50) Адыр-су с 1926 по 1933 г. отступил на 52 м, но в последний (1933) год наступил на 3,5 м [186].

51) Ледник Суллукол, по данным С. Голубева [50], за 23 года (1891—1914) укоротился на 427 м.

Не беря во внимание ледник Шхельды, находящийся на особом положении, отметим все же, что в верховьях Баксана не большое число глетчеров проявляло признаки наступания в 1911—1913 гг., а один ледник — в 1933 г.

В системе Чегема и обеих Черекоев рассмотрим следующие ледники:

52) Ледник Башиль в 1911—1913 гг. отступил на 20 м [29].

53) Глетчер Шаурту в то же время был стационарным.

54) Ледник Безинги с 1860 по 1881 г. отступил на 2 км, т. е. укорачивался по 100 м в год [Шокальский, 320, стр. 221]. С 1888 по 1889 г. он отступил на 42 м [Жуков, 85]. С тех пор убыль продолжалась, не превосходя однако 8—12 м в год. В 1907 г. Ю. Шокальский высказал предположение, что „приближается время наступления равновесия“. Действительно в 1911—1913 гг. ледник был уже стационарным [29].

55) Глетчер Миесес когда-то сливался с Безинги. По нему в 1899 г. направлялись английские туристы к вершине Дых-тау, но в 1911 г. этот путь уже повторить было нельзя, так как „скрытые прежде под ледяным покровом скалы оказались теперь торчащими над ледником“ [Дубянский, 78, стр. 228]. Очевидно, ледник за время 1899—1911 г. отступил и уменьшился в мощности.

56) На леднике Мижирги в 1888—1889 г. работал Н. Жуков [85, стр. 121], определивший его отступление за оба эти года примерно в 39 м. Для несколько более раннего периода (1880—81) есть указания Н. Динника [63], к сожалению вызывающие сомнение. На стр. 14 автор сообщает, что „за последние два года (ледник) стал заметно удлиняться и прибавился за это время сажен на 200“ (данных, на основании которых делается это необыкновенное заключение, не приводится). Об увеличении Мижирги на 200 сажен за два года автор говорит еще на стр. 41, добавляя, что „удлинение это настолько незначительно, что не заслуживает особенного внимания (sic!)“. Повидимому, мы имеем здесь дело с каким-то крупным недоразумением.

57) Ледник Дых-су в 1887 г. „после десятилетнего периода прибывания начал убывать и убыл (к 1904 г.) на 210 м“ [320, стр. 221]. По Цирульникову [311, стр. 50], глетчер за время 1911—1914 гг. отступил на 61,6 саж. (т. е. на 131 м).

Весной 1925 г. И. Кузнецовым отмечено было внезапное наступление левого притока Дых-су — ледника Хрум-кол [140]. Судя по одноверстной карте 1888—89 г., ледник Дых-су впадал в устье Хрум-кола „заливом“, причем между концом Хрум-кола и краем этого залива оставалось незанятое льдом пространство в 300 м. В апреле 1925 г., по рассказам местных жителей, ледник Хрум-кол в один день заполнил свое устье до конца. И. Кузнецов путем личного осмотра убедился, что ледник действительно не только заполнил свое устье, но даже перекрыл и ледяной „залив“ глетчера Дых-су, так что общая величина катастрофического продвижения составляет около 500 м.

По мнению исследователя, катастрофическое наступление обусловлено очень снежной зимой 1924—25 г. и своеобразием рельефа ледникового вместилища Хрум-кола, — обширностью фирновой котловины и очень большой узостью ущелья, по которому происходит сток. Вследствие этого даже относительно медленные перемещения масс в области питания достаточны для бурного и быстрого наступления конца ледника. Это объяснение однако не выдерживает критики. Если допустить

даже, что крупные завалы фирнового бассейна препятствуют весеннему подтаиванию снегов), обуславливающие перегрузку области питания, начались в марте, а ледник наступил в конце апреля, то и в этом случае „ледниковому наводку“ от фирмы за зиму языка нужно было бы пройти 3 км (длина ледника в течение 2 месяцев, т. е. скорость движения льда должна была быть не менее 50 м в сутки, — величина невероятная! Гораздо проще предположить, что устье Хрум-кола было засыпано лавиной. Тогда понятным станет утверждение местных жителей, что ледник „наступил“ в один день. Описание конца „застывшего“ ледника, данное И. Кузнецовым, скорее подтверждает наше предположение, чем противоречит ему: конец Хрум-кола обрывается к леднику Дых-су стеной 130—40 м грязного льда, представляющего, в сущности, смесь льда и каменных глыб, причем этот агломерат „неправильно трещиноватый и как бы еще рыхлый“ [140].

58) Ледник Фытнаргин (Агаштан) в 1911—1914 гг. отступил на 32 м [311, стр. 48].

59) Ледник Ах-су-баши с 1910 г. отступал следующим образом: в 1910—1911 г. на 5,3 м, с 1911 по 1913 г. на 13,8 м и с 1913 по 1914 г. на 17,5 м [311, стр. 47].

Таким образом для некоторых ледников Черема и обоих Черекв намечается стационарный период с 1911 по 1913 г., а для Дых-су имеются косвенные указания на его наступление с 1877 по 1887 г.

По ледникам Сванетии сведения содержатся в интересной работе В. Рутковской [249] и в составленной по тем же материалам статье Я. Фролова [306]. К сожалению, из них мы можем почерпнуть лишь величины общего сокращения за довольно значительный промежуток времени и данные о поведении ледников в 1932—33 г. Объясняется это тем, что над ледниками Сванетии постоянные наблюдения не производились даже в том небольшом масштабе, в каком они велись над ледниками северного склона Кавказа, и судить о характере их колебаний в разные периоды их жизни почти невозможно.

Данные о сванетских ледниках удобнее представить в виде таблицы (см. табл. 10). Цифры в последней графе не вполне сравнимы, так как разные планшеты карты ВТУ составлялись в разные годы: одни в 1887—1896, другие в 1896—1899, третьи в 1883—1893 гг. и т. п. Кроме того для одних и тех же ледников оба автора дают несхожие величины отступления.

Обращает на себя внимание сравнительно небольшое общее сокращение ледников в восточной части Сванетии: Халде, Ингура и Шхари.

Сокращение ледника Твибер дано по сравнению с материалами М. Деши (1885—1933 гг.); сравнение с картой ВТУ (1889—1894 по 1933 г.) дает меньшую цифру, а именно 700 м.

Ледник Нагеб в 1887 г. еще впадал в Цаннер; в 1933 г. оба ледника уже разделились.

Таблица 10

№	Название ледника	Сокращение, в м		
		За 1932—1933 г.	Общее, со времени составления карты ВТУ по 1933 г.	
		по Рутковской	по Рутковской	по Фролову
60	Долра	22	300—350	150—200
61	Ужба	43	300—350	?
62	Гуль	16	160—200	170
63	Чалаат	7	750	500
64	Лекзыр	15	1230—1250	800—1000
65	Тинбер	41	800—900	900
66	Цаннер	9	900—1000	750
67	Нагеб	23	600	650
68	Алиш	3	200—250	500
69	Халде (Герето)	15	150—200	?
70	Шхара	7	—	300
71	Ингур	18	150	250

Ледник Алиш в 1885—1887 гг. проявлял признаки наступания, да и в последние годы отступает очень медленно.

Возвращаясь вновь на северный склон Кавказа, рассмотрим некоторые ледники Дигории и смежных с нею областей.

72) Ледник Мосота (или Мосота-чете), как и многие другие ледники Дигории, посещен в начале этого столетия В. Марковичем [155, 157]. За время 1900—01 г. ледник отступил на 15,7 м. Впрочем неясно, относится ли эта цифра к 1900—01 г. или к 1899—1900 г. В статье „В поисках за вечным льдом“ [157] поездка автора датирована 1901 годом (стр. 623), но на приложенных схемах отступления ледников даны линии 1899 и 1900 гг. Эта же неясность касается и ледников Барту и Караугома. По Цирульникову [311, стр. 53], Мосота за период 1909—1915 гг. отошел на 108,8 м. В последние же годы, как об этом свидетельствуют данные С. Самойловича [251], в отступании ледника замечается сильное замедление: с 1927 по 1932 г. он сократился всего на 5 м, а в 1932—33 г. на 2 м. За последние 50 лет ледник отступил на 650 м.

73) Ледник Тана отступает, по крайней мере, с 1889 г. В этом году он оканчивался на высоте 2000 м, в 1893 г. уже на 2200 м, а 1904 г. на 2260 м [320, стр. 220]. С 1907 по 1915 г. сокращение составило 238,9 м по длине [311]. За 1932—33 г. глетчер отошел на 10 м [251]. За 50 лет (до 1932 г.) ледник укоротился на 1 км.

74) Ледник Барту (или Бартуй) с начала этого столетия непрерывно сокращается. Характер этого сокращения [251]: 1900—01 г. на 30 м, 1901—03 гг. на 12 м, 1903—04 г. на 13,5 м и 1932—33 г. на 13,5 м. Сокращение за 50 лет (до 1932 г.) — около 800 м.

75) Ледник Караугом (что по-дигорски означает „горное ущелье“) спускается ниже всех других глетчеров Кавказа в лесную область и представляет оригинальную картину массы поразительно чистого льда, как бы выглаженной в ледяном море [156; в этой статье прекрасные фотографии дигорских ледников]. Фирновые поля Караугома лежат в продольной долине свыше 20 км длины и 4—5 км ширины, заключенной между Главным хребтом и параллельной ему Кавказской цепью, прорывающейся лишь в одной месте — между горами Гудар-сах-зайне и Ноогкау-сах-зайне. В этот пролом и вытекает лед из фирновой области. Общее сокращение Караугома за полвека (до 1932 г.) равно 700 м.

Для характеристики отступления Караугома приводим схему, составленную С. Самойловичем [251] по данным В. Марковича, К. Россикова, А. Ендржеевского, в виде табл. 11.

Таблица 11

Время	Величина отступления в м	
	общая	средняя за год
1884—1894 (10 лет)	192,0	19,2
1900—1901 (1 год)	14,3	14,3
1902—1903 (1 год)	20,0	20,0
1903—1904 (1 год)	32,0	32,0
1909—1915 (6 лет)	109,0	18,0
1929—1932 (3 года)	21,0	7,0

76) Ледник Сонгути в 1932—33 г. сократился на 14,5 м [251]. За 50 лет до этого его сокращение составляет 305 м.

77) Донисар западный за последние 50 лет (до 1932 г.) укоротился на 600 м.

78) Наконец Цейский ледник с 1886 по 1896 г. отступил на 184,5 м [173], из которых на период до 1892 г. приходится 120 м [245].

Для дигорских ледников, как видим, нет ясных указаний на периоды наступания. Можно лишь отметить, что к 1932—33 г. часть из них (Мосота, Караугом) характеризуется подчас значительным уменьшением темпов сокращения.

В районе, примыкающем к Казбеку, остановимся на следующих ледниках:

79) Ледник Тепли (на южном склоне г. Тепли в истоках Физг-дона) за десятилетие 1884—1894 гг. отступил на 284 м [246].

80) Ледник Суаргом (восточный склон г. Суаргом в истоках Физг-дона) за то же время сократился на 182 м [246].

81) Ледник Цити занимает часть северного склона Большого Кавказского хребта в районе вершин Джимарай-хох и Цити-

хох. Фирновая котловина его тянется с запада на восток на 8—10 км, а с севера на юг на 2—2,5 км. Со дна этой котловины, ближе к ее западной части, возвышается изолированно среди снежного поля г. Хицан-хох, своего рода нунатак, относительная высота которого около 350 м [244].

Ледник отступает повидимому с 1863 г. В 1891—92 г. он сократился на 29 м [245]. Сведения о следующем периоде сбивчивы. У К. Росскова [246], работы которого вообще весьма интересны и отличаются тщательностью, в таблице на стр. 283 указано, что в 1892—93 г. ледник отступил на 23 фута, в 1893—94 г. на 16 футов, а текст на стр. 298 гласит, что с 1892 по 1894 г. „устье ледника отступило больше, чем на 55 саж...“ Очевидно именно последнюю величину имел в виду И. Мушкегов [172] в своем обзоре, сообщая, что ледник с 1891 по 1894 г. укоротился на 110 м.

82) К сожалению, цифры, относящиеся к леднику Дзарну (северный склон Джимарай-хоха) у Росскова [246] тоже сбивчивы. Из текста [стр. 303] следует, что в 1893—94 г. ледник отступил на 58 м (27,5 саж.), а с 1888 по 1894 г. на 92 м (43 саж.). В то же время по таблице [стр. 283] ледник за время 1888—1893 гг. сократился на 999 футов (305 м), а с 1893 по 1894 г. на 191 фут (58 м), т. е. с 1883 по 1894 г. отступил всего на 1190 фут. (363 м). Табличные данные нам кажутся более вероятными, и если считать, что в тексте опечатка (вместо 43 саж. надо 143 саж. = 999 фут. = 305 м), тогда картина проясняется и получает окончательно такой вид:

1888—1893 гг. отступление на 305 м

1893—1894 „ „ „ 58 „

83) Майлийский или Геналдонский ледник (северо-западный склон Казбека) с 1882 по 1894 г. уменьшился в длине на 84 м [246]. В 1902 г. ледник дал два страшных обвала (3 и 6 июля), разрушивших поселок Кермадон. Н. Поггенполь [209, стр. 10] в том же году видел совершенно свежие следы этого обвала на северном склоне Джимарай-хоха, оставленные семью сорвавшимися с этой горы мощными фирнами. Общая масса рухнувшего фирна составляет 70—75 млн. куб. м. Лавина, наполнив ущелье Колки, перелетела через Майлийский ледник, пронеслась по долине Генал-дона и остановилась, сделав 12 км в 4 минуты (т. е. скорость ее была свыше 180 км в час).¹

84) Чачский ледник с 1883 по 1892 г. отступил на 119 м [245], с 1901 по 1911 г. на 113 м и с 1911 по 1913 г. на 60 м [81]. Общее отступление ледника с 60-х годов XIX столетия А. Духовской [81] оценивает в 512 м, а Л. Варданянц [36] для периода 1882—1928 гг. дает цифру 400 м.

85) Для Девдоракского ледника хорошая сводка сделана А. Духовским [80]. Мы приводим ее в табл. 12, произведя пред-

варительно перечисление цифровых данных автора в метрические меры.

Таблица 12

Колебания конца Девдоракского

ледника

(отступление со знаком минус, наступание со знаком плюс)

Годы	Величина колебания в м	Годы	Величина колебания в м
1863	—	1881	—21,5
1864	+42,7	1882	—7
1865	—12,8	1887	—44,8
1866	+4,3	1890	—17,0
1867	+132,3	1891	—23,3
1868	+6,4	1892	+12,8
1869	+4,3	1893	—32,0
1870	+12,8	1904	+55,5
1871	+8,5	1905	—6,4
1872	+12,8	1909	+6,4
1873	+8,5	1910	—4,3
1874	+12,8	1911	+2,1
1875	+36,3	1912	—6,4
1879	—	—	—

В 1864 г. ледник наступал. После годичного перерыва, когда ледник немного отошел, начинается десятилетний период упорного надвигания. С 1880 г. колебания конца глетчера приобретают пульсирующий характер; их алгебраическая сумма по 1912 г. дает стационарное положение ледника. По всей вероятности, этот характер колебаний сохранился вплоть до 1928 г., так как, по заключению Л. Варданянца [36, стр. 214], конец ледника в 1928 г. находился в общем на том же месте, что и в 1882 г. Данные же В. Гейброка [49, стр. 205], утверждающего, что за тот же примерно период (с 1887—1889 по 1933 г.) ледник отступил по вертикали на 60 м, вызывают большое сомнение.

Относительно хорошая изученность колебаний Девдоракского ледника не случайна. Она обусловлена чисто практическими соображениями, — необходимостью уяснить причины, неоднократно вызывавшие грандиозные катастрофы на этом леднике (так называемые казбекские завалы), приводившие иногда к частичному разрушению Военно-Грузинской дороги и, помимо причиняемого ими материального ущерба, унесшие немало человеческих жертв. Первые исторические сведения о завалах восходят к концу XVIII столетия (1783 или 1784 г.) [40, 41].

Со времени утверждения русских на Кавказе, завалы были в 1808, 1817, 1832, 1842 и 1885 г.; впрочем, большинство из них не доходило до Терека, останавливаясь в Девдоракском

¹ См. также замечку [189].

устье. Завалом 1832 г. течение Терека было остановлено на несколько часов, и жители Орджоникидзе (тогдашнего Владикавказа) могли видеть сухое русло реки. Терек вблизи Девдоракского ущелья был засыпан массой льда и камней на протяжении около 2 км; мощность этой массы достигала 100 м; она растаяла только через два года [43]. Попытки выяснить причины катастроф делались многими исследователями: Г. Хатисяном [308], Абином [3], Б. Статковским [276]; последний считает, между прочим, что эта причина кроется в наступании Девдоракского глетчера. Однако первым, кто близко подошел к правильному (с нашей точки зрения) решению, был Н. Поггенполь, — правда, на примере не девдоракского завала, а геналдонской катастрофы 1902 г.

Он полагает, что катастрофе предшествовало обильное накопление снега в многоснежную зиму 1901—02 г. Затем случилось Шемахинское землетрясение, волны которого достигли и района Казбека, вызвав здесь сотрясение, достаточное для того, чтобы находившиеся в неустойчивом равновесии массы фирна были сброшены вниз с Джимарай-хоха [209, стр. 10]. В последнее время Л. Варданыц опубликовал интересную работу, в которой приведены убедительные доводы в пользу того, что обвалы, подобные обвалам Девдоракского и Геналдонского ледников, вызываются сейсмическими явлениями в группе самого Казбека [34].

Роль сейсмических явлений в ледниковых катастрофах отмечается также и для района Арарата. При землетрясении 1840 г., сопровождавшемся, как полагают, также и небольшим извержением (горячие пары, пепел), обрушился Ахурийский ледник. Образовавшимся силевым потоком было уничтожено селение Ахури [Шенберг, 312].

86) Сведения о ледниках Абано, Оршери, Мна и Суатиси находятся в статье А. Духовского [81]. В районе ледника Абано в начале июля 1909 г. с южных склонов г. Багни на ледник произошел огромный обвал. Масса обвала при этом переброшилась через весь глетчер (шириною здесь в 350 м), а все низовье ледника, начиная от места падения, на пространстве 1,8 км в длину растрескалось и в сущности оторвалось от вышележащей части, не затронутой обвалом. Лед здесь смят и раздавлен. Обвал при падении подвинул эту часть ледника на несколько десятков метров вперед, так что боковые части ледника оказались выброшенными на береговую морену. В связи с катастрофой ледник в период 1910—1913 гг. наступил на 47 м.

87) Ледник Оршери в то же время сократился на 34 м.

88) Ледник Мна с 1882 по 1913 г. отошел на 320—360 м.

89) Группа Суатиси состоит из трех ледников. Восточный ледник (соседний с Мна) называется Двухязычным Суатиси, средний — Даг-суатиси, западный — Сырх-суатиси. Все три сильно убывают. Двухязычный Суатиси с 1911 по 1913 г. отступил на 30—35 м, из них за последний год — около 25 м. С 1882 по 1913 г. правая его оконечность сократилась на 320 м, левая —

на 530 м; за тот же период Даг-суатиси отошел на 65—100 м. Общее отступление ледников Суатиси с 60-х годов XIX века по 1913 г. достигает не менее 1400 м.

90) Ледник Кибина (в Кистинском ущелье, притоке Терека) в 1893—94 г. отступил на 48 м [246], в 1905—1906 гг. на 167 м, с 1893 по 1912 г. на 395 м, 1912—13 г. на 26 м [81]. Следовательно, в хронологическом порядке наступания шло такими темпами:

1893—1894 гг. — 48 м	1905—1906 гг. — 167 м
1894—1905 . — 119 .	1912—1913 . — 26 .

Всего за этот период — на 421 м.

На примерах трех ледников (Геналдонского, Девдоракского и Абано) можно было убедиться, что режим ледников Кавказского массива находится под влиянием особых условий, не связанных непосредственно с колебаниями климата. Сотрясения почвы, влекущие за собою обвалы фирна, льда и каменных масс, прямо или косвенно нарушают нормальную жизнедеятельность ледников, вследствие чего отмеченные нами периоды наступания последних нельзя включать в общую схему режима кавказских глетчеров.

Наш обзор мы закончим несколькими ледниками *Восточного Кавказа*, главным образом Дагестана.

91) Ледник северного склона горы Датах-корт (Большой Качу) в 1892—1894 гг. отступил на 50 м [246].

92) Ледник северного склона г. Дагалдой-лам (истоки р. Харгабе) с 1890 по 1892 г. сократился на 30 м, а с 1892 по 1893 г. еще на 28 м [245, 246].

93) Ледник северного склона г. Доной-лам (Донос-мта) в 1892—1894 гг. отступил на 36 м [246].

94) Ледник юго-восточного склона г. Доной-лам с 1885 по 1890 г. отошел на 144 м, с 1890 по 1892 г. на 42 м и с 1892 по 1893 г. еще на 64 м [245, 246], т. е. за каких-нибудь 8 лет на четверть километра!

95) Ледник на северо-западном склоне горы Дзана-корт (Диклос-мта) за время с 1885 по 1890 г. сократился на 92 м, 1890—1892 гг. — еще на 31 м и с 1892 по 1893 г. — вновь на 34 м [245, 246].

Состояние ледников Богосского хребта освещено в работе О. М. Знаменской [90].

96) Ледник северного склона горы Аддала-шюхгель за последние 70 лет (до 1932—33 г.) уменьшился на 300—400 м.

97) Ледник Беленги в 1932—33 г. отступил на 11 м, а за 50 лет до этого — на 220 м.

98) Ледник Зигитли за 50 лет отступил на 180—200 м.

99) Ледник Осука (в системе р. Кваршинки) за последние 30—50 лет сократился на 300—350 м. Любопытно, что И. Мушкетов [173] для этого ледника, который у него назван Осукако, дает величину отступления за 11 лет (1885—1896 гг.) в 418 м.

100) Ледник Тинав-чегелатль за полвека отошел на 350—400 м.

101) Наконец и в самой восточной высокогорной оконечности Кавказа, на вершине Базар-дюз, ледник северо-восточного склона, опускающийся в узкое ущелье р. Сельдис-ваца, в 1903 г. отступал [319].

При изучении этих немногих цифр, касающихся дагестанского оледенения, наше внимание останавливают на себе следующие факты, которые на первый взгляд довольно трудно согласовать: отступление происходит подчас очень энергично — отдельные ледники за 8—11 лет сокращаются на 250—418 м; в то же время общая величина сокращения за последние 50 лет в сущности незначительна: 200—350 м, иногда до 400 м, т. е. гораздо меньше, чем это отмечается для ледников Центрального Кавказа, находящихся в более влажном и прохладном климате. Это противоречие, если его не приписывать ошибкам в соответствующих измерениях, устраняется только при допущении, что ледники Дагестана не отступают непрерывно (ибо в этом случае они должны были бы сократиться гораздо сильнее, чем это зафиксировано), а временами останавливаются или наступают.

Материал, приведенный выше для иллюстрации состояния ледников Кавказа, конечно не является исчерпывающим. Нам рассмотрено 100 ледников, т. е. больше трети всех глетчеров I порядка на Кавказе. Если бы из всех этих ледников исследования велись систематически, из года в год (или с краткими перерывами), полученные данные были бы ценным вкладом в гляциологию. К сожалению, изучение колебаний ледников носит совершенно случайный характер. Ряды наблюдений очень короткие, перерывы между ними очень большие. Ледник, внезапно ставший объектом исследования, вскоре также внезапно совершенно забрасывается, а другие путешественники берутся за другой ледник, чтобы через некоторое время забыть и его.

Для состояния наших знаний о ледниках Кавказа весьма показательным, что все сведения, касающиеся изменения ледников в период, предшествующий 50-м годам прошлого столетия, мы можем получить только геологическими методами, как если бы речь шла не о веке паровых машин и электричества, а об отдаленной геологической эпохе.

Середина минувшего столетия была временем последнего максимального развития ледников. Этот последний заметный этап вюрма известен у кавказских геологов под именем „стадии 50-х годов“ или (по Л. Варданянцу) „стадии XIX века“. В то время снеговая линия лежала на 70—75 м ниже, чем современная [241, 33]. Повышение ее до нынешнего среднего уровня вызвало сокращение площади питания ледников, расширение сферы влияния агентов, обуславливающих абляцию, и, как следствие, почти непрерывное отступление ледников, продолжающееся и по сей день. Краткие остановки и столь же краткие периоды наступания ничего не меняют в общем ходе процесса. Что этот процесс не идет совершенно плавно можно

видеть и из того, что даже и без ясных признаков и признаков противоположного знака, его собственная сложность (из-за строгости сокращения ледников) непрерывно меняется.

Малое количество наблюдений не позволяет установить с полной достоверностью моменты отдельных наступлений, первый перелом в кривой отступления намечается примерно в 80-х годах прошлого столетия. Д. Френшфильд [191, стр. 29] предполагает, что направление движения ледников (или) 1875 г. как будто изменилось, и в 1887—1889 гг. некоторые ледники немного наступили. Судя по тем материалам, которые мы изложили в этой главе, этот момент наступления (или) не совсем местного) приурочен скорее к 1877—1887 гг., т. е. он ближе к первой дате, подмеченной Френшфильдом, чем ко второй. Впрочем спорить об этом, при существующем состоянии фактического материала, трудно.

Гораздо более определенно вырисовывается другой период наступания, наступающий уже на XX столетие. Он зафиксирован только поведением ледников, расположенных к западу от Дигории, причем в Западном Кавказе (до Эльбруса) диапазон его несколько шире, чем к востоку от Эльбруса: в первом случае он захватывает годы 1907—1914, а во втором 1911—1913.

Наконец третий период небольшого наступания у некоторых ледников Эльбруса и Баксана намечается в самое последнее время — в 1927—1933 гг. Значительное замедление сокращения дигорских глетчеров в 1932—33 г. тоже, быть может, служит тому косвенным подтверждением.

Таким образом наиболее выпуклые моменты в истории кавказских ледников за последнее время заключаются в четырех этапах: 1) 50—60-е годы XIX века, 2) 80-е и начало 90-х годов XIX века, 3) 1911—1914 гг. и 4) 1932—33 г.

ЛЕДНИКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

От Кавказа по ту сторону Каспия лежит мир высокогорий и пустынь Средней Азии, — область величайших контрастов, где местами снеговые поля почти непосредственно смыкаются со знойными песчаными просторами. Горные цепи, начинаясь от южной оконечности Каспийского моря, непрерывным швом тянутся к востоку на тысячи километров, то сплетаясь в узлы, то расходясь веером. Если при всей своей сложности Кавказ характеризуется все же каким-то единым планом построения, то поднятия Средней Азии состоят из разнородных элементов, отличающихся и по возрасту, и по генезису, и по внешнему облику. Мы рассматриваем их в одной главе условно, по гляциологическому признаку: в пределах СССР средне-азиатские горы представляют особый ледниковый район, с совершенно своеобразными чертами, и черты эти в равной мере присущи всем его отдельным частям. В этом отношении объединение их более естественно, чем разделение.

Ледники Средней Азии изучены еще меньше, чем ледники Кавказа. До сих пор здесь есть районы, которые не освещены даже географически. Объясняется это обширностью территории, трудной доступностью и удаленностью от культурных центров; кроме того хозяйственное и политическое освоение ее началось позже, чем на Кавказе. Только при советской власти бывшие „Средне-азиатские владения“ оказались включенными в орбиту политической и экономической жизни страны как равноправные государственные единицы; проведены новые железные дороги, проложены шоссе, полотно которых перебросено через заоблачные высоты, синие воды Иссык-куля вспаханы винтами теплоходов, на „Крышу мира“ совершают регулярные рейсы самолеты и автомобили. С топографических карт смывается одно „белое пятно“ за другим, — лик Средней Азии все явственнее выступает из тумана неизведанности, ложных представлений и легенд.

Но в гляциологическом отношении остается сделать, пожалуй, еще больше, чем до сих пор сделано, хотя с 1928 г. и тут намечается огромный прогресс: достаточно упомянуть об открытии целого „моря“ льдов в районе хребта Академии наук.

работы Советско-Германской экспедиции 1928 г., Талгартской Памирской экспедиции Совнаркома СССР (1932—1933 гг.) и Комитета СССР по проведению Второго Международного ледяного года (1932—1933 г.) добились ценных сведений и фотографий в отношении ледников Средней Азии.

РЕЛЬЕФ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Крайней восточной оконечностью интересующего нас района является система Джунгарского Алатау, в крутых чертах состоящая из двух мощных, более или менее параллельных кряжей, разобитых долиной Боротала, текущего на восток и Коксу, текущего на запад в Каратау. Западные оконечности обоих кряжей загибаются на северо-запад, образуя выпуклые к югу дуги. Каждый из основных стволов Джунгарского Алатау представляет собою, в свою очередь, ряд широтных насаждений, поднимающихся в сторону осевой части системы и отделенных друг от друга продольными речными долинами. Наиболее высокие области Джунгарского Алатау находятся не в центральной зоне хребта (высотой 3900—4500 м), а на южной стороне, в верховьях левого Усека, Тышкана, Чижина и правых притоков Хоргоса, где вершины достигают 5050 м.

Все горные цепи в Джунгарском Алатау расположены ступенями, ограниченными совершенно явственными уступами, — получается нечто вроде гигантской лестницы, ведущей сюда и с севера к водораздельному гребню. Вершины хребтов плоские (древние поверхности выравнивания), и нет пиков, которые бы особенно выдавались над общим уровнем. Если смотреть на горы издали, с прилегающих к ним равнин, то гребни представляются ровными и столообразными. Почти так оно и есть на самом деле: только подняться на них трудно по обрывистым склонам, изоборуженным узкими и глубокими ущельями, а наверху — волнистые равнины и иногда даже обширные плато, высоко поднятые над уровнем моря. В высокогорных областях повсюду ледниковые ландшафты: трог, кары, цирки, конечные морены, на дне долин, отполированные скалы, моренные озера. Ниже, в зоне лесов и отчасти альпийских лугов, развит типичный эрозионный ландшафт с его узкими, подчас каньонообразными долинами, — это самые живописные, красивые, но зато и наименее доступные места в Джунгарском Алатау [96, 110].

Левобережье р. Или сопровождается круто обрывающимся к северу кряжем Заилийского Алатау; восточная часть его тянется на ВСКВ, а западная отклоняется на северо-запад, образуя так называемые Чу-Илийские горы, которые, постепенно понижаясь, теряются в песках, окружающих озеро Балхаш [282]. К востоку же от меридиана города Алматы (Алма-ата) хребет гораздо шире и выше. В поперечной перемычке, связывающей его с южнее расположенным и параллельным ему Кунгеем, около пика Талгар он поднимается до 4774 м [258, стр. 95].

Кунгей-алатау, средняя высота которого около 3300—4000 м, служит северной рамой огромного Иссык-куля, этого никогда не замерзающего внутреннего киргизского моря (с глубинами до 702 м и с площадью в 6200 кв. км). К западу от озера продолжение Кунгей-алатау до города Аулие-ата носит название Киргизского (Александровского) хребта, с высотами до 4500 м.

В истоках р. Талас от Киргизского хребта ответвляется Таласский Алатау (до 4500 м). Западнее Аулие-аты к нему примыкает край Кара-тау, невысокий (в среднем 1500 м, с отдельными вершинами до 2100 м), с крутыми восточными склонами, обращенными к пустыне Муюн-кум, и отчетливым северо-западным простираем. К отрогам Таласского массива в районе Ташкента и Ходжента принадлежат хребты Чаткальский и Пскемский, оба высотой до 4000 и более метров. Чаткальская цепь ограничивает с северо-запада обширную Ферганскую котловину.

Другой берег Иссык-куля образован подножием Терскей-алатау, который, начинаясь от меридиана оз. Сон-куль, опоясывает Иссык-куль слабо открытой на север другой, а от верховьев р. Тюп отклоняется почти прямо на восток к массиву Хан-тенгри, имея здесь характер плоского, высокого (3800 м) нагорья. Терскей — одна из наиболее мощных цепей Тянь-шаня; вершины ее, при средней отметке 4000—4700 м, поднимаются до 5500 м; в районе перевала Сан-таш Терскей-алатау сливается с Кунгеем.

Исследованиями Мерцбахера [353] установлено, что узловым пунктом, от которого лучами расходятся горные хребты, следует считать пик „Мраморная Стена“ (6300 м), расположенный вблизи китайской границы.¹ Кроме Терскей, от него отделяется Сарыджасский хребет, переходящий на запад (по ту сторону меридионального участка течения р. Сарыджас) в Куэлю-тау; средняя высота Сарыджасского хребта — 4900 м, причем наибольшие высоты, увеличиваясь к востоку, достигают на китайской границе 6200 м. К югу за Сарыджасским хребтом поднимается Центральная цепь (хребет Сталина) и хребет Иныльчек (средняя высота 5300 м). Кульминационная точка короткой Центральной цепи — на ее восточной оконечности, в мраморной пирамиде Хан-тенгри (7000 м).² В 1931 г. на эту вершину взойшли советские альпинисты М. Погребецкий, Б. Тюрин и Ф. Сауберер [213, 212].

Иныльчекский хребет продолжается к западу под названием Теректы; к югу от него и параллельно ему расположен хребет Каянды, а еще южнее, на рубеже с Китаем, — мощный вал Кок-шаала, который тянется до южной оконечности Ферганского хребта, замыкающего Ферганскую котловину с востока.

¹ Очень хорошая характеристика географических работ Г. Мерцбахера дана в статье Д. Анучина [11].

² По Мерцбахеру — 7200 м, по двухверстной карте Туркестанского Военно-топографического отдела — 6997 м, по В. Сапожникову [256, стр. 124] — 6950 м.

В восточной половине высота Кок-шаала около 4000 м (в отдельных точках до 5000 м); к западу она понижается.

Все перечисленные горные хребты, кроме Кок-шаала и Терскей, примерно на долготу восточного края озера Иссык-куль, и представляющий собой собой второй так называемый Тянь-шань. Тянь-шань делится на Нарын (Сыр-дарья) и Сарыджас (Тарим). Сарыджас — высокая горная цепь, с более пологими и расчлененными склонами и крутыми и короткими — восточными (104). Средняя высота ее немногим больше 4000 м, восточная — 3000—5085 м.

От Ак-шияряка на запад параллельно ему другой из новых горных цепей, заключенные между Терскей и Кок-шаалом. Самая северная из них, состоящая из на большом своем протяжении правобережье Нарына, носит название Джетым-тау, Мульда-тау и Кок-ийрим. На восточной оконечности — в хребте Джетым-бель — средние высоты ее около 4350 м, а некоторых вершин до 4500—4900 м [30]. По левому берегу Нарына тянется Нарын-тау, на востоке именуемый Борколдой и поднимающийся здесь до 4500—5100 м, при средней высоте в 4260 м [30]. Самая южная, третья, цепь гор, известная под общим наименованием Ат-баш, направляется от южного конца Ферганского хребта на ВСК, обрамляя с севера оз. Чатыркуль, и на востоке примыкает к Кок-шаалу [282].

Джетым-тау, Нарын-тау и Атбаш упираются в поперечный Ферганский хребет, ориентированный, в общем, с северо-запада на юго-восток (с некоторым S-образным изгибом). Выше всего Ферганский хребет в южной части (4500—4900 м), а к северу понижается.

Пространство между Терскей-алатау и Кок-шаалом, ограниченное на западе Ферганским хребтом, носит наименование Центрального Тянь-шаня.

В орографическом отношении Центральный Тянь-шань отличается, если его брать в крупных чертах, сравнительной простотой своего строения: здесь преобладают однообразно вытянутые параллельные друг другу горные цепи, разделенные продольными, подчас широкими долинами. В качестве иллюстрации рассмотрим какой-нибудь профиль этой страны, например на меридиане верховьев Нарына. Северным своим склоном Терскей-алатау круто падает к Иссык-кулю. Относительная высота хребта над озером — 2,5 км. Его плоский гребень, слегка наклоненный к югу, почти незаметно сливается с долиной р. Арабель-су, одной из составляющих р. Нарына. Но так как эта долина сама лежит на высоте 3600 м, то превышение над ней хребта составляет всего 500—700 м. Далее идет хребет Джетым-бель, затем долина Нарына, еще южнее Борколдой, сменяющийся холмистым урочищем Когалы-чап, а по самой южной окраине — Кок-шаал, обрывистым фасом обращенный к Китаю.

Таким образом вся эта горная масса представляет в сущности гигантский пьедестал, высоко поднятый над Иссык-кульской котловиной, с одной стороны, и Кашгарскими пустынями — с другой, и резко отделенный от последних уступами огромной относительной высоты. На мощном цоколе словно насажены горные цепи с платообразными гребнями; между ними лежат широкие (до 15 км) долины, имеющие характер всхолмленных равнин, причем относительная высота гор над долинами (сыртами) в среднем 500—800—1000 м, изредка больше.

По-киргизски сырт значит „внешний“; сначала, видимо, это слово применялось по отношению к областям, лежащим вне правильных периодических кочевок местного скотоводческого населения [317, стр. 113]. Ныне этот первоначальный „экономический“ термин уже потерял свое значение: сырты, лишенные древесной растительности, во многих местах покрыты сочной хорошей травой или представляют собою области высокогорной степи и являются хорошим пастбищем, используемым в настоящее время. Впрочем, по Мерибахеру, киргизы называют сыртами именно всякие высокогорные пастбища [355].

Окраинные цепи „пьедестала“ расчленены гораздо сильнее, чем внутренние; мы уже отмечали, что северный склон Терскей-алатау характеризуется более сложным рельефом по сравнению с южным. Такие массивы, как Ак-шийряк, Джетым-бель, Борколдой изрезаны относительно слабо, — на их гребнях, как и в Джунгарском Алатау, сохранились еще участки совершенно плоских поверхностей. Южная периферическая цепь Кок-шаала опять-таки расчленена сильнее и отличается нередко острыми альпийскими формами [105].

Ферганская котловина с юга ограничена грандиозным Алайским хребтом, высота которого достигает до 5000—6000 м. Продолжение Алайского хребта к западу от верховьев Зеравшана (перевал Матча) известно под именем Туркестанского хребта, оканчивающегося недалеко от Самарканда. Вблизи перевала Матча горная цепь иногда превышает 5000 м, а перевалы лежат на высоте 3000—4000 м.

Район перевала Матча — своеобразный узловой пункт. От него отчленяется Зеравшанский хребет, охватывающий левый берег р. Зеравшан, и Гиссарский, служащий водоразделом между бассейном Зеравшана и верхней Аму-дарьей. Первый параллелен Туркестанскому хребту, а второй тянется от Матчинского узла к юго-западу. Высоты хребтов — до 5500 м. Каждый из них по существу является сложной горной страной. Благодаря расчленению их множеством водных артерий, они дают ряд отрогов, отходящих от осевой части системы в разнообразных направлениях. Нигде нет форм мягких, сглаженных, сложенных. Массивы и кряжи, заключенные между реками, имеют подчас форму башен и даже игл колоссальной высоты. Обращает на себя внимание отсутствие в этом районе уцелевших древних поверхностей денудации, столь характерных для Центрального Тянь-шаня: гребни гор острые,

склоны крутые и местами совершенно отвесные. Исключая больших колебаний относительных высот (до 1700 м) в пределах гор в ближайшем соседстве друг с другом — самые разительные контрасты: на вершинах гор — берберис, а тут же у подножия — сосны, березы, ели, лиственницы, много ниже по долине — заросли миндаль, фикус, грецкий орех, граб и других теплолюбивых растений [105].

Между Гиссарским хребтом и р. Сурхоб (на правом берегу последней) идет хребет Каратегинский.

Параллельно Алайскому хребту, по южной его стороне, по сторону знаменитой долины Алая, возвышается на огромную высоту, весь в снегах, Заалайский хребет, с двумя крупнейшими пиками — Ленина (7127 м) и Корумды (6619 м). К западу от его продолжения — хребет Петра I, образующий левобережье р. Сурхоб между устьями Муи-су и Хингоу. Еще Рикмерс отмечал, что хребет Петра I — не одна цепь, а сложное скопление горных узлов и кряжей [363, стр. 350]. Как удалось выяснить Ю. Вальтеру и А. Москвину [31], хребет состоит из двух главных цепей. Северная замыкается на востоке у ледника Федченко пиком Муз-джилга (6316 м), Сандак (6150 м) и Шильбе,¹ а южная — через пик Сталина (7495 м) сливается с поперечным хребтом Академии Наук, вдоль восточного склона которого течет ледник Федченко.

Меридиональный хребет Академии наук служит водоразделом между бассейном ледника Федченко, с одной стороны, и рр. Ванч и Язгулем — с другой. В 1933 г. на его высшую точку — пик Сталина — взойшли Е. М. Аболаков и Н. П. Горбунов [243].

Между хребтом Академии наук и р. Пяндж, к югу от хребта Петра I лежат хребты Дарвазский (между рр. Хингоу и Ванч), Ванчский (между рр. Ванч и Язгулем) и Язгулемский (между рр. Язгулем и Бартаг). Хребты эти, особенно Дарвазский, отличаются глубоко расчлененным, альпийским рельефом, с абсолютными высотами более 4 км и относительными — до 2,8—2,9 км [218, стр. 322].

Заалайский хребет ограничивает с севера один из высочайших в мире горных массивов — Памир.

Толкование этого названия до сих пор возбуждает споры. По Рикмерсу [363] и некоторым другим авторам, под „памирами“ местные жители разумеют обширные и унылые долины, лишенные леса, — в этом случае название в точности соответствовало бы „сыртам“ Центрального Тянь-шаня. По Д. Иванову [93], туземцы, действительно, определяют Памир, как место, где широкие долины лежат между низкими (по относительной высоте) горами и где ничего не растет, кроме травы; „памиров“ же, как нарицательного имени, нет [92, стр. 249]. Памир — собственное имя и относится только к одному месту — к реке

¹ Высоты взяты с карты 1928 г., составленной Р. Финстервальдером и Г. Бирзакком по фототеодолитной съемке.

того же названия и всей области, лежащей в истоках Аму-дарьи [там же, стр. 249]. Этимологически Памир — это „крыша“, т. е. высокая и ровная, как кровля средне-азиатских домов, страна. По другим источникам, Памир есть искаженное „Паймур“ или „По-и-мор“ (древне-иранский корень *шаг* — умирать) и переводится „Подножие смерти“ [124, стр. 115].

На севере границей Памира считают Заалайский хребет, на востоке — Сарыкольский (средняя высота 5500 м), отделяющийся от Заалайского в массиве Корумды и направляющийся на ЮЮВ к верховьям Яркенд-дарьи, с юга — Ваханский, а с запада — меридиональную часть течения Пянджа. Д. Иванов полагал, что Шугнан и Бадахшан в Памир не входят [93, стр. 262], но, как видим, эта точка зрения не удержалась.

Господствовавшее долгое время представление о Памире, как о высоком плоскогорье, давно разрушено Н. Северцовым [260] в его капитальной работе „Орографический очерк Памирской горной системы“. Книга эта и до сих пор еще не потеряла методического значения: написанная предельно простым и ясным языком, она содержит богатый фактический материал (ныне, конечно, уже устаревший), подвергнутый критическому анализу и обобщенный с чрезвычайной осторожностью.

По Северцову, различные формы рельефа этого величайшего (после Тибета) горного узла всей Азии можно свести к двум главным (хотя и не единственным) типам — сыртовому и грядовому. Первый характеризуется тем, что горные хребты мало поднимаются над разделяющими их широкими и высоко лежащими над уровнем моря долинами. Второму свойственны тоже высокие, но крутые и узкие хребты, резко вздымающиеся над долинами, носящими облик глубоких ущелий.

Сочетание основных типов создает области, морфологически друг на друга не похожие. Например в Тибете преобладает сыртовой тип, вследствие чего страна приобретает местами черты настоящего плоскогорья. В Тянь-шане господствует грядовой тип; между грядами отдельными участками вкраплены сырты. На Памире же, по мнению Северцова, обе категории рельефа по развитию как бы уравниваются: во внутреннем Памире развиты сырты, а по окраинам — горные гряды, причем переход между ними быстрый и контрастный (стр. 369—372).¹ Это различие находит свое выражение в разделении Памира современными исследователями на Западный и Восточный. Восточный Памир, внутренняя часть которого лежит на высоте до 4000 м, — это широкие (до 20 км) пустынные долины, сглаженные, унылые без резких линий формы гор, возвышающиеся над долинами на 1200—1800 м, бесконечные осыпи, скопления гальки, полное отсутствие древесной растительности [211, стр. 442]. Западный же Памир обладает расчлененным рельефом, острыми водораздельными гребнями и глубокими, узкими долинами.

¹ Почти совершенно аналогичные характеристики Тибета, Памира и Мустага даны Рикмерсом [363, стр. 20].

Г. Юдин [327] границу между Западным и Восточным Памиром ведет от системы ледника Федченко на Усойский ледник и далее Яшил-куль и Зор-куль.

К. Марков [154], не отрицая разделение Памира на Западный и Восточный, справедливо считает однако, что с точки зрения геоморфологической правильнее было бы различить памирский тип рельефа и окраинно-памирский, так как в восточные склоны Памира так же иррегулярны, как и западные. Центральный Памир характеризуется средне-горным рельефом, неровный — высокогорным. В этом отношении памирская область сходства с Центральным Тянь-шанем, с его среднегорьем (район сыртов) и высокогорной расчлененной периферией.

Из наиболее значительных хребтов, пересекающих Памирское плоскогорье, назовем, кроме уже перечисленных, Зулум-арт (западнее оз. Кара-куль), отличающийся типичным кавказским (альпийским) характером расчленения [202, стр. 314]; Муз-кол (южнее оз. Кара-куль), представляющий широкую полосу скалистых массивов и отдельных пиков, поднимающихся до 6500 м, при средней высоте в центральной части 4500—6200 м [307, стр. 91], Рушанский и Северно-Аличурский, Шугнанский и Южно-Аличурский и, наконец, Ваханский. Последний изучен очень плохо; некоторые вершины его доходят по видимому до 7000 м, а перевалы лежат почти на высоте Монблана — около 4500 м [282, стр. 42].

Этим перечнем и исчерпываются те горные системы советской Средней Азии, в пределах которых развиты современные ледники.

Нарисованная выше схема отображает только крупные черты рельефа Средней Азии. Естественно, что в этом масштабе мы лишены возможности анализировать роль его в оледенении хотя бы так, как это сделано нами для Кавказа. Из нашего по необходимости краткого обзора можно вывести лишь следующие заключения.

1) Вся система хребтов Средней Азии вытянута примерно с ВСВ на ЗЮЗ; при таком их размещении внутри системы затруднен доступ южным и северным атмосферным течениям и сравнительно легкий доступ западным ветрам.

2) Направление горных цепей не вполне параллельное. С одной стороны, имеются поперечные хребты, резко отличающиеся по простиранию от всех остальных (Ак-шийряк, Ферганский, Академии наук, Зулум-арт), с другой, — некоторые узловые точки, от которых горные хребты отходят веерообразно (Хан-тенгри, перевал Матча, узел пика Сталина и Гармо). При этом иногда поперечные хребты и горные узлы совпадают (хребет Академии).

3) Поперечные хребты не выделяются сильно по высоте над

¹ Для ознакомления с орографией, геоморфологией и оледенением Памира можно рекомендовать очень хороший очерк К. К. Маркова „История рельефа и оледенения Памира“ (Сборник „Пять лет по Памиру“, Изд. Ак. наук, 1935, стр. 249—324) или его же „Геоморфологический очерк Памира“ (Труды Инст. физич. географии Ак. наук, вып. 17, 1935).

соседними с ними краями с „нормальным“ простиранием. Однако, будучи, вследствие своего положения, барьерами для воздушных течений с запада, они должны создавать особо благоприятные условия для осаднения влаги (в том числе и снега) на их склонах и вершинах.

4) Горные узлы отличаются обычно колоссальной высотой. Влага, переносимая ветром вдоль сходящихся к узлу горных цепей, как бы по огромным жолобам подводится с обширного пространства к одному сравнительно небольшому, но очень высокому району: здесь накопление снега должно происходить весьма интенсивно (Хан-тенгри, Матча).

5) Наконец, если горный узел совпадает еще и с поперечным хребтом, то его высота и направление содействуют особенно мощному развитию оледенения (хребет Академии).

6) Периферические хребты, главным образом их северные склоны, находятся в лучших условиях в смысле питания влагой, чем горные цепи внутренних частей Памира и Тянь-шаня.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О КЛИМАТЕ

В литературе давно отмечено, что в центральной Азии, одной из самых сухих областей земного шара, берут начало полноводнейшие реки: в пределах СССР — Аму-дарья и Сыр-дарья; в Тибете — Инд, Сетледж, Брахмапутра, Хуан-хэ, Ян-тсе-кванг, Меконг, Сальвин и т. п. Этот климатический парадокс нельзя считать еще разгаданным: его разъяснение связано самым тесным образом с изучением древнего и современного оледенения Средней Азии; повидимому в ледниках — ключ к решению столь интересного вопроса.

Климат Средней Азии континентальный,¹ причем сухие области подходят здесь нередко вплотную к линии вечных снегов, — характерная особенность, на которую указывал еще А. Пенк [359]. Печать континентальности лежит на огромных просторах, сообщая им своеобразные черты, пробивающиеся сквозь самые сложные местные наложения. Когда все же говорят, что в Средней Азии можно различать несколько климатических провинций, то это следует понимать в том смысле, что речь идет не о каких-то особенно резко дифференцированных областях, а только о модификациях климата, колеблющихся в известных пределах вокруг „оси континентальности“. Применяя биологический термин, скажем, что климаты Средней Азии — это только разновидности, но отнюдь не отдельные виды.

Тянь-шань по длине более чем вдвое превосходит Альпы. На этом протяжении климат его, по мере продвижения к востоку, становится все континентальнее. Западный Тянь-шань, благодаря веерообразному расположению хребтов, получает

сравнительно много осадков, приносимых господствующими здесь западными ветрами [355], — гораздо больше, чем Памир, о чем свидетельствуют еловые леса, растущие на высотах 2500–3000 м (на Памире таких лесов вовсе нет [834]). На юге и восточной Средней Азии влага концентрируется в высокогорных долинах в виде ледников и снежных полей, т. е. аккумуляция влаги в высочайших горах и низовьях в виде ледников, с климатической точки зрения, состоянием их очень интересующей нас территории является пустынный, голый скалами и глетчерами [363, стр. 34 и 497].

Высокая Азия в климатическом отношении еще меньше, чем Кавказ, хотя и последние годы здесь построено ряд станций и обсерваторий: в 1929 г. на снегах в верховьях Нарына, около ледника Петрова — обсерватория на высоте 3600 м; в 1933 г. — обсерватория на леднике Федченко (высота 4300 м) [20],¹ в том же году — станция на оз. Кара-куль, на Памире (высота 3900 м) и в Сарыташе — в Алайской долине при спуске с перевала Талдык (на высоте 3250 м); в 1932 г. — в Алтын-маларе (2800 м) и в Рохараве (долина Ванча, на высоте 2080 м) [210]. Но опубликован до сих пор только небольшой материал Тянь-шаньской обсерватории у ледника Петрова [87, отчасти 88]. В отношении остального высокогорного района приходится в большинстве случаев довольствоваться отрывочными наблюдениями.

Для Памира Фикер [335] сделал интересный опыт вычисления средних температур на различных высотах. Его данные мы приводим в табл. 13 (см. стр. 86).

Эти данные довольно хорошо совпадают с выводами других исследователей. По Рикмерсу [363, стр. 501], средняя годовая температура на уровне, в среднем, 4400 м равна — 6°. П. Кузьмин, изучавший распределение вертикального температурного градиента в бассейне Зеравшана [141], указывает, что в 1933 г. нулевая изотерма средней годовой температуры воздуха лежала примерно на 3300 м высоты; высота нулевой изотермы в июле составляла 5000 м, в январе — 300 м.

Однако в частных случаях колебания вертикального градиента температуры довольно значительны. Разделив широтно вытянутую долину Зеравшана на три зоны (предгорье — 800–1200 м высотой, горную часть — 1200–2100 м и высокогорную — 2100–2500 м), П. Кузьмин приходит к заключению, что в зоне предгорий величины градиента невелики (май 0°,30, август 0°,20, год 0°,01), в горной зоне — больше (июль 0°,72, февраль 0°,29, год 0°,50), а в высокогорной — еще больше (июль 1°,05, январь 0°,58, год 0°,84); все эти цифры получены для направления вдоль по долине (по тальвегу), градиент же окружающих склонов (т. е. в поперечном профиле долины) и над ледниками уже иной.

Общая картина распределения ветров в Туркестане показы-

¹ По устному сообщению И. Д. Андреева, работавшего в обсерватории в 1934–1935 г., высота обсерватории 4225 м.

¹ В. Обручев различает понятия „континентальный“ (значительные колебания температур) и „сухой“ (редкие и неправильные осадки) [184, стр. 6]; в этом, однако, вряд ли есть надобность.

вает, что в течение года господствуют ветры северные и северо-восточные. Вблизи гор это явление осложняется местными условиями. Но на высоте 1500—2000 м всюду получают преобладание ветры западные, приносящие влагу с Арала, Каспия, Черного и Средиземного морей и Атлантического океана [283]. Очевидно,

Таблица 13

Средние температуры, вычисленные для разных высот (по Фикеру)

Высота в м	Температура		
	Январь	Июль	Год
0	0,3	30,0	16,3
500	— 1,6	27,2	13,8
1 000	— 3,4	24,3	11,4
1 500	— 5,3	21,5	8,8
2 000	— 7,2	18,7	6,4
2 500	— 9,1	15,7	3,8
3 000	— 11,0	12,8	1,3
3 500	— 12,9	9,8	— 1,2
4 000	— 14,8	6,8	— 3,6
4 500	— 16,7	3,9	— 6,1
5 000	— 18,6	0,9	— 8,7
5 500	— 20,4	— 2,0	— 11,2

что в гляциологическом отношении именно они и представляют наибольший интерес. О роли западных воздушных течений мы имеем многочисленные указания, в частности и для Памира [92]. По свидетельству А. Шульца [365], в Центральном Памире летом дуют юго-западные и западные ветры, а зимой — северо-восточные. Фикер [335] сообщает, что на Памире на всех метеорологических станциях, расположенных ниже 500 м, господствуют северные ветры, на станциях между 500 и 2000 м — северо-восточные, еще выше — юго-западные. По Р. Циммерману, шаропилотные наблюдения в Термезе (октябрь и ноябрь 1925 г.) свидетельствуют о существовании на высоте 3 км юго-западного течения воздуха, а на высоте 4 км — западного [310, стр. 92, сноска].

Общее количество осадков, выпадающих на равнинах Средней Азии, незначительно. В горных районах, особенно, подверженных действию западных и северо-западных ветров, оно увеличивается. Точными сведениями об истинных размерах этого увеличения мы не располагаем, но приблизительно все же можем судить и по тем отрывочным данным, которые накопились. Предварительная сводка их (по отсчетам суммарных дождемеров) приведена в работе И. Бойкова [22, стр. 132—133] и представлена нами в табл. 14.

Богаче всего осадками периферические горные хребты; внутренние области гор, по вполне понятным причинам, получают меньше влаги.

Таблица 14

Место установки дождемера	Высота в м	Годы	Среднее в мм
Адамтинское горное озеро на северном склоне Зайлийского Алатау	2300	1912—13	1100,0
Истоки р. Ала-арча на северном склоне Александровского хребта	2900	1914—15 1915—16 1916—17 1917—18	627 522 (296,3) 385,5
Перевал Шамси, северный склон Александровского хребта	3010	1913—14 1914—15 1915—16	593,8 470,4 988,5
Верховье р. Каракол, южный склон Александровского хребта	3750	1923—24 1925—26	485,0 (443,9)
Ашу-кошой, южный склон Таласского Алатау	2225	1925—26	445,7
Перевал Кара-бура, южный склон Таласского Алатау	3014	1912—13	(234,0)
Верховье р. Кара-кульджа, северо-западный склон Чаткальского хребта	(2620)	1925—26	681,5
Верховье р. Курган-сай, северо-западный склон Чаткальского хребта	(2300)	1925—26	637,5
Лезинис Петрона, хр. Ак-шийрак	3733	1925—26	413,0
Верховье р. Ак-бура, северный склон Алайского хребта	—	1914—15	575,0
Верховье р. Исфара, северный склон Туркестанского хребта	2910	1912—13	714,5
Зеравшанский ледник	(3057)	1914—15 1915—16 1927—28	735,7 983,2 1103,0 ²
Перевал Мура, северный склон Гиссарского хребта	3039	1913—14 1914—15 1915—16	605,0 627,5 591,0

Для иллюстрации увеличения осадков с высотой приведем еще некоторые примеры. На сыртах Нарына в районе ледника Петрова за вторую половину августа и первую половину сентября 1933 г. зарегистрировано 29,5 мм осадков (на высоте 3600 м), в то же время в фирновом бассейне ледника Петрова (4275 м) их выпало 52,2 мм, т. е. на 80% больше [88]. Если годовая сумма на сыртах Нарына колеблется от 275 до 350 мм, то в фирне ледника Петрова она составляет, вероятно, около 495—630 мм [103]. По Е. Коновалову, в Духаузе, расположенном в долине Зеравшана в 24 км от ледника, годовое количество осадков не превышает 300 мм, а дождемер на конце Зеравшанского ледника показывает 735—1100 мм. Исходя из этого, автор

¹ В скобки взяты не вполне достоверные цифры.

² Данные за 1927—28 г. заимствованы у Е. Коновалова [121].

делает вывод, что при увеличении высоты на 100 м количество осадков возрастает на 154 мм и, следовательно, в среднем, на площади Зеравшанского ледника осаждается влаги около 1650 мм в год [121]. Эта цифра (а также и метод, каким она получена) не кажется нам особенно надежной, — тем не менее известного значения за нею отрицать нельзя.

По данным Ак-ташского горно-культурного лесничества (в бассейне Ангrena) в Таласском Алатау в годы 1900—1903 на высоте 1200 м выпадало от 766 до 1594 мм осадков [315, 319].

Очень много снега зимою в Алайской долине: первый снег бывает в октябре, последний — в середине апреля. Толщина снегового покрова достигает 1 м [136], а в отдельные годы, по свидетельству Д. Мушкетова [167, стр. 110], долина Алая заносится снегом иногда до высоты телеграфных столбов! ¹

Резюмируя вышесказанное, приходим к следующим выводам:

1. Так как собственные источники влаги в Средней Азии невелики, то для понимания ледниковых явлений наибольший интерес представляет направление воздушных течений в верхних слоях атмосферы, т. е. течений, приходящих издалека.

2. В верхних слоях атмосферы господствуют западные ветры, несущие влагу с морей Атлантического океана.

3. Вследствие низких температур высоких слоев воздуха создаются первоначальные благоприятные условия для приближения воздуха к состоянию насыщения.

4. Встреча близких к насыщению воздушных слоев с горными кряжами дает толчок к конденсации и к довольно обильному выпадению осадков, на больших высотах главным образом в виде снега.

5. Периферические хребты первые встречают влажные воздушные течения и поэтому более богаты влагой. Орoграфические особенности горных узлов и поперечных хребтов, как это уже отмечено в предыдущей главе, тоже благоприятствуют накоплению на них снега. Внутренние нагорья, окаймленные высокими хребтами, несмотря на свою значительную высоту, очень бедны влагой.

6. Исключительная сухость ² Средней Азии объясняется тем, что ветры, служащие основным источником влаги, идут на такой огромной высоте, что могут выделять только твердые осадки, которые в большей своей части не переносятся на более низкие уровни, а накапливаются в высоких горах, консервируются здесь и расходуются сравнительно медленно.

¹ Речь идет, очевидно, не о сплошном покрове, а об отдельных сугробах.

² Характерным показателем этой сухости является факт нахождения В. Гагана в 1912 и 1913 гг. на льду и моренах ледника Щуровского (и некоторых других) налетов *весьма легко растворимых в воде солей*, близких по составу к пиккерингиту (магнезиальные квасцы). Образование это — временное, появляющееся после длительных периодов сухой и ясной погоды; генезис его аналогичен образованию пустынных корок и выцветов [280].

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ

В связи с сухостью климата, снеговая линия в Средней Азии поднимается намного выше, чем на Кавказе. В системе Джунгарского Алатау она лежит на северном склоне на высоте 3000—3300 м, нередко [25] до 3400 м, а на южном — от 2800 до 3800 м. В Заилийском Алатау возвышаясь до 3600 м (северный склон) до 3900 м (южный склон), в частности, в верховьях Малой Алматинки граница приходится на высоту 3650 м [70]. В Кунгей Алатау средний уровень снежного покрова от 3500 м и выше, в Александровском хребте на его северной стороне 3200—3300 м [163], на южной — 3700 м, в Таласском Алатау — около 3500 м. Значительно отличается положение снеговой границы в Терекском Алатау: на склоне, обращенном к Иссык-Кулю, — 3500—3800 м, ¹ а на стороне, обращенной к Нарынским сыртам Центрального Тянь-шаня, — вряд ли ниже 4000 м, а местами до 4270 м [103]. В районе, расположенном к югу от пика Хан-Тенгри, высота снеговой линии, по определению Демченко, на Инильчеке равна 4200 м, а в верховьях Кой-капа (ледник Теректы) — 4300 м [60]. Так же высоко граница снега лежит и в массиве Ак-шйряк: 4130—4268 м на его северных, восточных и южных склонах [104] и 4000—4250 м — на западных [103]. В Кок-шаале, в бассейне Ак-сая и Чон-узунгегуша, по данным С. Эпштейна [326], высота снеговой границы 4200—4300 м.

На западных отрогах Ферганского хребта снеговая линия (в районе Арсланбоба) понижается до 3600 м, но северные склоны Алайской системы, составляющие юго-восточную окраину Ферганы, характеризуются высотой снеговой границы в 4000 м (в Туркестанском хребте она понижается до 3500 м [265, стр. 201]), а склоны Алая, обращенные к Алайской долине, — 4800 м [168, стр. 207]; на северном же склоне могучей Заалайской цепи — 4200—4300 м [211, стр. 441]. В бассейне Ягноба, собирающего свои воды с южных склонов Зеравшанского хребта и северных склонов Гиссарского, снеговая линия лежит на высоте более 4000 м [115], причем она *почти не касается верховьев имеющихся здесь ледников* [54], — факт, представляющий исключительный интерес для понимания характера оледенения этого района.

Высоту снеговой линии на северном склоне Гиссарского хребта В. Ошанин [188] определяет в 3600 м; примерно ту же цифру — а именно 3500 м — называет и Фикер [335], объясняя это довольно низкое положение сравнительным обилием здесь атмосферных осадков. Для хребта Петра I А. Москвин и Ю. Вальтер [31, 161] дают цифры 4300—4600 м по северному склону и до 5000 и даже 5300 м — по южному. Фикер же различает западную часть хребта, где снеговая граница на северном и

¹ В восточной части, по В. Резниченко, 3805 м (среднее из 59 определений) [235].

южном склоне лежит, соответственно, на высоте 3800 и 4200 м, и восточную часть, где, в связи с влажными юго-западными ветрами снеговая линия на южном склоне (3800—4100) опускается ниже, чем на северном (до 4900 м).

Очень высокой снеговой линией характеризуются хребты Памира: в бассейне оз. Кара-куль — 4500—4800 м [135],¹ а в южных цепях — до 5000—5200 м [336]. В этом отношении Памир не уступает Тибету, в северо-восточной части которого снежная граница поднимается до 5000 м; более высокое положение снежной линии отмечено в Азии лишь для Каракорума (до 5600—5900 м) [142].

В распределении снеговой границы в Средней Азии прежде всего замечается довольно большое различие в высоте ее на склонах противоположной экспозиции. Между северным и южным склоном разница для восточной части района (Джунгарский и Заилийский Алатау, Александровский хребет, Терский) составляет от 300 до 500 м (последняя цифра — чаще). На западе колебания резче: в хребтах Алайском и Петра I они достигают 700—800 м. Объясняется это вероятно тем, что западные горы первые перехватывают влагу воздушных течений, и в них создаются условия, благоприятствующие более неравномерному распределению этой влаги между различными склонами.

Затем выделяется полоса периферических горных хребтов, с относительно низким положением снеговой границы (3000—3600 м): в окраинный барьер входят хребты Гиссарский, Туркестанский, Таласский, Киргизский (Александровский), Кушгей, Заилийский и Джунгарский. По мере же движения к юго-востоку внутрь горной области, высота снеговой границы быстро и заметно возрастает, достигая максимальных значений в центральных и южном Памире. Максимальные значения (5000—5500 м) превышают высоту снеговой линии периферических цепей на 1600—2000 м, — амплитуда, в которую свободно укладывается полная абсолютная высота высших пиков Урала! Уже одно это показывает, с какими огромными масштабами физико-географических явлений мы имеем дело в Средней Азии.

Зависимость высоты снеговой границы от «массивности» горной системы подмечена давно: эта граница повышается от периферических частей внутрь страны и в Альпах, и на Кавказе, и в других горах, но нигде эта закономерность не проявляется так выпукло, как в Средней Азии.

ОЛЕДЕНЕНИЕ

О площади, занятой ледниками и фирновыми полями в советской Средней Азии, мы до сих пор не имеем точного представления. Единственная попытка восполнить этот пробел сделана

¹ По новым данным, в горах, окаймляющих оз. Кара-куль с востока, снеговая линия поднимается до 5500 м, а в северных цепях (исток р. Кара-лянгга) — до 5000 м (см. Н. Корженевский, Озеро Кара-куль, Тр. Тадж.-Памирской эксп., вып. XIII, Ленинград, 1936, стр. 90).

в 1924 г. Н. Корженевским [127]; по поводу уже и без того неполных (не зависящих от автора) истинности этих данных работы, она за последние годы успела сильно возрасти. Шесть лет спустя тем же автором опубликован обширный атлас ледников Средней Азии [133], оставшийся и до сих пор единственной сводкой, без которой трудно обойтись. Но и он не дает нам исчерпывающих сведений, так как в нем указаны только количество ледников (почти исключительно в горных районах) и их площади. Ряд крупных исследований по гляциологии был проведен в Средней Азии уже после выхода в свет этой книги, нужно полагать, что в ее последующих изданиях эти материалы найдут свое место.

Общее количество ледников, зарегистрированных в атласе на 1930 г., достигает 1223, причем, как уже отмечено, основную массу из них (1164) составляют долинные ледники (крупные и мелкие автором не регистрировались за отсутствием съемки соответствующего масштаба). Несомненно, что ледников этих еще больше,¹ но уже и приведенная цифра характеризует масштаб средне-азиатского оледенения: долинные ледники здесь почти вчетверо больше, чем на Кавказе или в Альпах. Если учесть, что отношение общего количества ледников II разряда к количеству ледников I разряда и в Альпах и на Кавказе равно 4:1, то, исходя из этого, можно было бы думать, что ледников II порядка в Средней Азии должно быть свыше 4000. Однако последнюю цифру, названную нами в виде простого предположения, надлежит брать с крупной поправкой, величину которой мы сейчас учесть не можем. Необходимость этой поправки вытекает из факта, что оледенение Средней Азии есть оледенение угасающее, причем угасание идет такими быстрыми темпами, какие ни на Кавказе, ни в Альпах не наблюдаются. В этих условиях, естественно, количество мелких ледников сокращается быстрее, чем количество более массивных долинных глетчеров, и истинная пропорция между этими двумя категориями должна быть меньше, чем в горных странах Европы и Кавказского перешейка.

По данным Н. Корженевского [127], площадь снегов и льдов в Средней Азии достигает 8987 кв. км; сюда не входит Таласский Алатау, средняя часть Алайского хребта, Памир и Дарваз, для которых нет двухверстных карт. Последующие исследования выяснили, что в одном только районе ледника Фелченко площадь оледенения превышает 900 кв. км [201], а во всей верхней части системы р. Мук-су (куда включаются бассейны рр. Саук-сай, Балянд-киик, Сельдара, Кавида и Малый Танымас) ледниками занято около 2000 кв. км [272]. Таким образом общая цифра оледенения приближается к 11 000 кв. км.

Нам кажется, что последняя величина должна быть близкой к истинной, так как «прирост» оледенелой площади, который сможет быть установлен в дальнейшем при изучении областей,

¹ Не менее 1700 (личное сообщение Н. Д. Корженевского, 1936 г.).

не вошедших в подсчеты Н. Корженевского, в известной мере будет аннулирован тем превышением, которое ошибочно, по нашему мнению, допущено уважаемым исследователем по отношению к Джунгарскому Алатау. В самом деле, по Н. Корженевскому, в Джунгарском Алатау сосредоточено 1858 кв. км снеговых полей и ледников, т. е. 20% всего оледенения Средней Азии [127]. По каталогу же [132] там нельзя насчитать и ста ледников, причем ледники эти мелкие (висячие и каровые по преимуществу); даже утроив их число, мы вряд ли сможем получить площадь, хотя бы наполовину отвечающую цифре Корженевского. Ошибка, конечно, есть следствие дефектности картографического материала. Во время своих трехлетних работ в Джунгарском Алатау (1929—1931 г.) я неоднократно убеждался, что снеговых полей показано на карте гораздо больше, чем оно есть на самом деле.

Данные Н. Корженевского о площадях оледенения отдельных хребтов представлены в табл. 15.

Таблица 15
Оледенение горных хребтов Средней Азии

Названия хребтов	Площадь льда и снега, в кв. км
Джунгарский Алатау	1 858 (?)
Заилийский Алатау	807
Кунгей-алатау	237
Александровский	223
Терской-алатау	788
Восточная часть Центрального Тянь-шаня (Хан-тенгри, Инильчек, Каниды, Сарыджас, Кой-кап, Адыр-тер)	2 422
Северный склон Кок-шаала и Боркоздой	983
Ак-шийряк	275 (156)
Нарын-тау	79
Ат-баш	152
Нур-тау	18
Джаман-тау (к югу и северу от Арпы)	80
Джетым-тау	54
Ферганский	180
Алайский (восточная часть)	134
Алайский (средняя часть)	(?)
Алайский и Туркестанский (западнее меридиана р. Сох)	501
Зеравшанский и Гиссарский	383
Бассейн верхней части р. Мук-су	2 000
Бассейн оз. Кара-куль на Памире	470

В таблице для хребта Ак-шийряк приведены наши данные (в скобках — цифра Корженевского) [104], а для верхней части бассейна р. Мук-су данные заимствованы у О. Спенглера [272]. Сведения об оледенении бассейна оз. Кара-куль опубликованы в недавно вышедшей монографии Н. Корженевского: «Озеро Кара-куль» (Ленинград, 1936, стр. 91).

Остановимся теперь вкратце на общем характере оледенения отдельных хребтов Средней Азии.

Современное оледенение Джунгарского Алатау незначительно и представлено сотней преимущественно мелких висячих и каровых ледников в верховьях Биена, Аку и их притоков, в верховьях Керы (приток истока Каратау), Истока, Тентека, Сархана, Хоргоса, Усеки, Кок-су и Тимшана (табл. 20, 25, 256, 258, 179). Только в истоках Арнакхата, Лерсе и Тимшана Тентека есть ледники, достигающие в длину 3—5 км, остальные — значительно меньше. Оканчиваются ледники на высоте 2900—3600 м.

Заилийский Алатау в отношении оледенения еще мало изучен: в нем известно всего около 30 ледников, хотя их число гораздо больше, если судить по развитию снеговых полей. Лучшие другие исследованы ледники в истоках Гутышай и Малой Алматинки, а также ледник Богатырь, открытый С. Дмитриевым в 1903 г. в системе р. Чилик на южном склоне Талгарского пика [72, 73]. Длина Богатыря около 8 км, площадь 30 кв. км; по общему виду он очень напоминает знаменитое Ледяное море Монблана. Ледник состоит из трех главных (не считая более мелких) потоков: средний из них назван Головой, левый — Шуйцей, правый — Десницей. Через перевал Тогузак фирновые поля его перебрасываются и в систему р. Западный Талгар; таким образом Голова и Десница — переметные ледники. Ледники Заилийского Алатау спускаются до высоты 3200—3435 м.

Район пика Талгар является горным узлом, связывающим Заилийский Алатау с Кунгеем. Здесь же сосредоточено наиболее мощное оледенение, занимающее, по С. Дмитриеву [73], площадь около 170 кв. км (150 кв. верст).

Наиболее крупным ледником северного склона Кунгей-алатау нужно считать Джангырык, длиной 7,7 км и с площадью в 24,5 кв. км, спускающийся до высоты 3398 м.¹ На северном склоне известно до сих пор около 50 ледников. Еще совсем недавно (в 1927 г.) Н. Пальговым в истоках Чинды-су была обнаружена целая группа совершенно неизвестных ледников, которым исследователь дал имена Войцеховского, Брызгалова, Пояркова и Шнитникова; общая площадь их оказалась 8 кв. км, а вместе с фирнами — около 29 кв. км; ледник Шнитникова простирался в длину на 6,5 км [193].

Помимо ледников на оледенении Киргизского (Александровского) хребта: хотя снега и льды занимают в нем более 200 кв. км, но в каталоге Корженевского есть сведения только о 10 глетчерах, из которых самые крупные (Иссык-аты и Джалгач) не превосходят по длине 3 км [143, 132]. Концы некоторых ледников отмершие и засыпанные мореной [152].

В системе Таласского Алатау (включая сюда Чаткальский

¹ К статье Дмитриева [73], помимо превосходно выполненных фотографий, приложена хорошая цветная карта ледников Богатырь и Джангырык.

и Пскемский хребты) известно около 100 ледников. — все это висячие, каровые или небольшие долинны леднички, длиною 1—3 км. Многие из них отличаются крутым падением, наличием ледопадов, а у некоторых эти ледопады приводят к разрыву сплошности, с последующей регенерацией (ледники Ак-булак, Курень-бель, Кара-булак в бассейне Майдан-тала). Концы ледников лежат на высоте 3000—3800 м. Самые большие ледники (из известных) находятся на северном склоне в истоках р. Урмарал (приток Таласа), в верховьях ее правой ветви — р. Агнай-тор; длина их 4—5 км. Левый ледник Агнай-тора носит имя Д. Л. Иванова, правый — В. Н. Вебера [180, стр. 981].

Сусамырский хребет, подходящий с востока под углом к Таласскому Алатау, в отношении ледников еще совершенно не обследован. Только в 1934 г. для него и прилегающих горных групп была составлена Э. Мурзаевым первая более или менее точная карта в масштабе 1:500 000, опирающаяся на астрономические пункты [162]. В Сусамырском хребте известно пока около десятка мелких глетчеров в истоках р. Муз-тур (приток р. Сусамыр).

Любопытную картину представляет оледенение Терскей-алатау. Всего здесь зарегистрировано около 230 ледников, из которых две трети приходится на северный склон (где концы их спускаются до высоты 2700—3700 м) и 80 ледников — на южный склон (оканчиваются на высоте 3370—3900 м). Оледенение усиливается по направлению с запада на восток. Глетчеры северного склона имеют, обычно, в длину 1—3 км, и только в истоках Конур-улена, Тургень-аксу и Баянкола некоторые достигают 6—8 км.

Вследствие того, что гребень хребта во многих местах плоский, на нем лежат обширные поля фирна, питающие одновременно ледники обоих склонов; довольно широко представлены переметные ледники и группы ледников с общим бассейном накопления. Крутизна северного склона и пологость южного сказываются в том, что наиболее значительные ледники Терскей-алатау сосредоточены на стороне, обращенной внутрь Центрального Тянь-шаня, хотя снеговая линия и лежит здесь на 500 м выше, чем на северном склоне. К ним относятся прежде всего ледники бассейна Сарыджаса: ледник Колпаковского длиною 15 км (в истоках левого безымянного притока р. Сарычат-Ирташ), ледник Бороко (8 км), Борду Западный (7 км), Борду Восточный (10 км) и некоторые другие. Многие ледники Терскей, при небольшой длине, отличаются значительной шириной и весьма небольшим углом падения, напоминая плоские ледяные лепешки.

Мощный горный узел в районе Хан-тенгри представляет одновременно и один из величайших очагов оледенения советской Средней Азии. От группы пиков и вершин, сосредоточенных у Хан-тенгри, длинными лучами на запад, восток и юго-восток спускаются грандиозные потоки льда, занимающие, вместе со своими фирнами, боковыми притоками и целой свитой более

мелких ледников, площадь 2500 кв. км, а вероятно и еще большую. Между Терскеем, Кок-шаалом и меридиональным отрезком течения Сарыджаса тесно сблизились и переплелись горные цепи Сарыджасская, Центральная, Иштычкенская, Кизилсайская. — настолько тесно, что в восточной части фирновый покров можно считать почти непрерывным.

К самым крупным ледникам северного склона Сарыджасского хребта принадлежат ледники Семенова и Мушкетова, названные так экспедицией И. Игнатьева [94]. По данным этой экспедиции, длина ледника Семенова (до области фирна) — не менее 10 верст¹, а ледника Мушкетова — 7—8 верст. В. Санжаников, поднявшийся по леднику Семенова на 5—6 км, тоже считает длину его в 10—12 верст [256, стр. 116]. Разумеется эти цифры, выведенные на основании осмотра только конца ледника, не выходили за рамки предположений. Только маршруты Г. Мерцбахера [353], проникнувшего в самое сердце этого района, дали нам более или менее точное представление о размерах этих ледников.

Вся длина ледника Семенова, от начала до конца, по Мерцбахеру, свыше 30 км, а ширина, в среднем, 3 км. Конец языка глетчера (на высоте 3600 м) по южному берегу долины тянется в виде узкого рукава более чем на километр, тогда как северный берег долины на том же протяжении уже свободен от льда. В нижнем течении ледник слегка засыпан обломками, но поверхность его здесь очень неровная; это настоящий хаос ледяных холмов, трещин, ложбин и обвалившихся ледниковых столов.¹ Однако общее расчленение поверхности ледника невелико, так как он течет по ровному ложу и обладает сравнительно небольшим падением; кроме того отсутствует боковое давление, так как долина широкая, и глубокие трещины, тянущиеся вдоль краев ледника, отделяют его от склонов долины; боковые глетчеры втекают в главный тоже с небольшим падением. Лишь в немногих местах доходит до образования сераков. Из всех ледников Тянь-шаня ледник Семенова больше всего схож с альпийскими. Разница заключается лишь в обилии на нем озер воронкообразной формы, беспорядочно разбросанных по обоим краям глетчера в его среднем и нижнем течении. Большинство озер сосредоточено у правого берега, и некоторые из них достигают в длину 200—300 м. В верховьях ледника озер нет.

Снежный покров начинает появляться уже в среднем течении, а в истоках делается очень мощным. В верховьях северовосточной части ледника имеется фирновый бассейн шириною около 1,5 км, отделенный валом от восточного ледника Баянкола. На этом валу находится глубокая депрессия, названная „проходом Семенова“.

¹ Во время посещения ледника нами (в 1932 г.) на его правом краю в отвесной стене грязно-зеленого слоистого льда были ворота, ведущие внутрь глубокой воронки в теле глетчера. Очевидно тут некогда был настоящий грот, кровля которого впоследствии обрушилась.

Как уже отмечено, ледник несет незначительное количество обломочного материала. Немного его поступает и из боковых долин, которые хотя и достигают иногда до 10 км в длину и 1 км в ширину, но окружены высокими горными хребтами, сплошь окутанными снегом и фирном.

Ледник Мушкетова, спускающийся до высоты 3480 м, короче своего соседа, — общая длина его 20 км. В устьевой части льда не видно под мощным моренным покровом, прослеживающимся вверх по течению на 5—6 км. Выше поверхность ледника бугристая, вся в трещинах; в верхней трети она более ровная и покрыта снегом. Падение ледника небольшое, хотя и значительнее, чем у ледника Семенова.

Северный склон долины почти совсем не расчленен, зато южный очень изрезан, и с этой стороны ледник Мушкетова принимает много притоков, которые круто спускаются в него, вызывая смятие и разломы. В среднем течении разбросано 15—20 маленьких озер. Нижняя половина ледника имеет в ширину 1 км, в верховьях он расширяется до 3—4 км и там отделен от ледника Семенова низким валом, образующим седло, названное „проходом Мушкетова“ [353].

Кроме этих двух гигантов, с северного склона Сарыджаского хребта спускается еще не менее 50 ледников.

Между Сарыджабским и Иныльчекским хребтами (в истоках р. Иныльчек) залегает один из величайших глетчеров умеренных широт — Иныльчек, разделенный Центральной цепью (на которой высится Хан-тенгри) на два рукава: северный и южный. Иныльчек был открыт экспедицией Игнатьева, затем подробно обследован Г. Мерцбахером и наконец в последние годы (1929—1933) украинскими альпинистами (во главе с М. Погребецким) и Украинской правительственной научной экспедицией в Центральный Тянь-шань. Последняя, работавшая в 1932—1933 г. по заданиям Комитета Второго международного полярного года, составила карту ледника по съемкам ее участников — Н. Н. Заглубского, В. В. Гаевского и С. А. Кюна, опубликованную пока в виде схемы в книге М. Погребецкого „Три года борьбы за Хан-тенгри“ [213] и в статье М. Демченко „Верховье ледника Иныльчек и ледник Каинды“.¹

Долина Иныльчека по своей природе резко отличается от сыртовых долин Центрального Тянь-шаня: по левому берегу ее растет лес из прекрасной тяньшанской ели. По склонам гор этот лес поднимается выше конца ледника, а трава и густой кустарник тянутся по левой береговой морене на целых 18 км вверх по леднику [353]. Примерно на протяжении тех же 18 км тело ледника покрыто мощным (до 100 м) наносом обломочного моренного материала, который предохраняет ледник от таяния, благодаря чему конец его опускается довольно низко, — по Мерцбахеру до 3200 м, а по данным Украинской экспеди-

ции — до 2883 м [59]. Талые воды скопляются под фирновым покровом и в пещерах; летом эти переполненные воды, выходящие часто прорывающимися, и огромные массы льда, выходящие глыбы льда, обрушиваются в долину.

До разделения ледника на две ветви Центральной цепью (носящей теперь название хребта Станнина) ширина Иныльчека равна 4—4,5 км. Проход в северную ветвь ледника шириною 1 км и длиной 4 км; открытый чл. Мерцбахер предполагал, что обойти его нельзя. Однако впоследствии выяснилось, что это озеро (названное Украинской экспедицией озером Мерцбахера) периодически спускается и осушается. М. Погребецкий мог наблюдать следы этого грандиозного явления. В 1932 году, возвращаясь от Хан-тенгри, мы остановились у озера... В последние дни здесь стоял непрерывный гул как бы от лавины, хотя никаких данных к их интенсивной деятельности не наблюдалось... Мы поднялись на скалу, и сразу вся картина стихийного разрушения предстала перед нами. Вода в озере исчезла. Только отдельные лужицы блестели на поверхности боковых льдин, между которыми виднелось илестое дно. С запада белой стеной наступали на озеро обнаженные от кровли и до подошвы полчища ледяных глыб. Время от времени ближайшие из них, без видимой причины, начинали медленно крениться, подламывались у основания, оседали и с грохотом летели вниз, а вслед за этим поднимались тучи ледяных брызг. Такая же картина была в середине котловины, где полчища айсбергов теснили с чудовищной силой друг друга, выдавливая кверху отдельные глыбы. Беспрерывный гул и вихри снежной пыли носились над озером... [213, стр. 45 и 48].

Украинская экспедиция выяснила, что северная ветвь ледника Иныльчек оканчивается около озера Мерцбахера (глубина последнего — до 40 м) и с южной ветвью совершенно не соединяется; поэтому название Иныльчек было сохранено только за южной (главной) ветвью, а северный рукав получил название ледника Резниченко.

Описание ледника Резниченко дано в хорошей статье А. Жавжарова [84].¹ Глетчер начинается в фирновом бассейне, лежащем на высоте 4660 м и имеющем в длину 6,5 км, а в ширину 2,5 км; площадь этого бассейна составляет 23% от всей площади ледника. От Мраморной Стены, замыкающей ледник с востока, до озера Мерцбахера длина ледника равна 34 км. По выходе из фирна правый борт ледника отделен от правого склона долины каналом (по нему стекают талые воды), ширина которого, вначале не превышающая нескольких метров, у конца языка достигает 200 м; к левому же склону долины ледник все время примыкает вплотную и даже отчасти наползает на него. Последние 12 км течения ледника засыпаны мореной. Глетчер на 1 км не доходит до озера Мерцбахера: между ним и озером расположена конечная морена. Озеро Мерцбахера лежит в кот-

¹ Труды Украинской правительственной научной экспедиции в Центральный Тянь-шань, т. II, Харьков, 1935.

¹ См. также „Труды Украинской экспедиции“, цитированные выше.

ловине между этой мореной и краем ледника Иныльчек, который «заливается» в долину Резниченко почти на 0,75 км.

Ледник Резниченко оканчивается на высоте 3360 м. Площадь глетчера 98 кв. км, — из них 36 кв. км приходится на притоки, которых насчитывается 34 (почти поровну с обеих сторон).

Полная длина главного потока Иныльчека (южная ветвь) равна, по данным М. Демченко, 80 км.¹ Иныльчек берет начало в фирновом цирке (диаметром 6—7 км), расположенном, примерно, в 30 км на юго-юго-восток от пика Хан-тенгри. Отсюда ледник течет сперва 7—8 км на северо-запад, затем поворачивает на север; это направление сохраняется им на протяжении 20 км вплоть до подножия Хан-тенгри (первые 3—4 км течения на этом участке представляют собою ледопад). От подножия Хан-тенгри ледник круто заворачивает к западу и тянется так до конца не менее 50 км [59]. Мощность глетчера определяется в 400 м [60].

С обеих сторон Иныльчек принимает свыше 30 притоков, правые менее развиты, чем левые. Из последних (достигающих в длину до 15 км) особенно громадными размерами отличаются ледники Звездочка и Комсомолец. Верховья Комсомольца соприкасаются с верховьями ледника Кой-кап (Кую-кап), лежащего в истоках р. Теректы (ледник поэтому называется также и Теректы).

Из других крупных ледников Иныльчекского хребта следует отметить ледник Кан-джайлау („Кровавое пастбище“) на северном склоне, в системе Ат-джайлау, левого притока р. Иныльчек. Длина этого сложного ледника, стекающего от пика Нансена (5665 м) на запад, около 8 км. На конце его — обширные поля мертвых льдов [84]. По южную сторону Иныльчекского хребта в верхней части долины р. Кайнды залегает одноименный с нею ледник длиной 26 км (при ширине 2—3 км), оканчивающийся на высоте 3264 м [84]. По Мерибахеру [353], конец глетчера на протяжении 5—6 км засыпан слоем обломков, но и выше поверхность его очень неровная, вследствие эрозии талых вод. Падение незначительное, форма (в плане) — „меандрирующая“. Вдоль ледника вверх по левому берегу на протяжении 7 км идет зеленая, заросшая кустами караганы терраса. По данным Жавжарова [84], ледник Кайнды принимает справа 13 притоков (не длиннее 3,5 км), слева — 11 притоков (три из них достигают в длину 7—8 км). Площадь правых притоков — 12 кв. км, левых — 23 кв. км, главного ледника — 40 кв. км, а всего сложного ледника — 75 кв. км. Долина Кайнды, как и долина Иныльчека, богата пастбищами и лесом.

Следующая к югу долина в этом запутанном горном узле —

¹ Н. Л. Корженевский обратил мое внимание на то, что эта цифра не совпадает с теми результатами, которые можно получить при измерении ледника Иныльчек по картам, приложенным к статьям М. Демченко и А. Вознесенского во II томе „Трудов Украинской экспедиции“; судя по этим картам, длина ледника равна всего 65 км.

Кой-кап. Г. Мерибахеру, спустившемуся и вниз по долине Кара-арча, удалось пройти вверх от устья р. Кара-арча на 4 км. Здесь долина производит впечатление бесплодия, своей отдаленностью, бесплодием и суровостью климата, не добавляя, странную дуроту, бесчисленными снежками и оводами и тучи дурной пыли, возникающей при движении. От пыли воздух мутный и непрозрачный. Это одно из самых неприятных и мрачных мест Тянь-шаня — резкий контраст с веселыми долинами Кайнды и Иныльчека и с их бескрайностью и пустынями Тарима, раскинувшимися по ту сторону Советской границы.

Упадок Кой-капа при впадении в него Кара-арчи имеет ширину 80—100 м, при высоте темнокоричневых известняковых склонов в 1100—1200 м! Только у самого подножия обрыва видны бешено пенящиеся воды Кой-капа. Такое количество воды должно было быть, по мнению Г. Мерибахера, обусловлено наличием в верховьях Кой-капа очень крупного ледника, не уступающего Иныльчеку, т. е. около 70 км длиной. Этот гипотетический ледник и показан на карте Мерибахера. Украинской экспедиции удалось, однако, выяснить другую картину оледенения верховьев Кой-капа. Главный ледник (в истоках Теректы, одной из составляющих Кой-капа) имеет в длину всего 20 км (а не 70) [59]; но кроме него в верховьях Кой-капа обнаружен еще ряд крупных ледников: Самойловича — длиной 18 км, Дмитриева — длиной 10—12 км (оба некогда соединялись с ледником Теректы), Кара-су — длиной 12 км (верховьями соединяется с ледником Самойловича), Сары-тер — длиной 10 км и т. д. [61]. Ледник Теректы оканчивается на высоте 3250 м, ледник Дмитриева, берущий начало в шестикамерном цирке — на высоте 3390 м и ледник Самойловича — 3305 м [60].

Непосредственным продолжением к западу описанного грандиозного ледникового района служат обледенелые северные склоны хребта Кок-шазал; наиболее крупные ледники здесь сосредоточены между прорывом Сарыджаса в Китай и истоками Кентура (левого притока р. Аксай). Огромная высота хребта (до 5000—6000 м), северная экспозиция и расчлененность многочисленными долинами создали благоприятные условия для оледенения: гребень гор, особенно в бассейне Чон-узентегуша и Аксая, покрыт огромными скоплениями фирна и снега, от которых в долины спускаются ледники, почти выходящие своими концами на предгорные сырты [326].

Большие ледники дают начало притокам р. Джангарт: в верховьях Саук-тура длина ледников достигает 6—9 км, при ширине 0,5 км (Чон-саук-тур — 6 км, Кичик-саук-тур — 7 км, Чолок-тур — 9 км), в верховьях Алайтыра — 6 км, Чолок-тура (не смешивать с другим Чолок-туром) — 8 км, Ак-огуза — 5,5 км (через последний идет тропа на одноименный перевал), наконец в истоках самого Джангарта — до 10 км. Обращает на себя внимание, что, при значительной длине, эти ледники относительно очень узки, что для Тянь-шаня не совсем обычно.

При этом фирновые бассейны отличаются ничтожными размерами.

К западу от перевала Кайче и до прорыва в Китай р. Чон-узенгегуш, в связи с понижением высоты хребта, ослабевает и оледенение. Новая мощная „вспышка“ его приурочена к правобережью Чон-узенгегуша и к истокам Ак-сая, где ледники достигают своего предельного (при существующих климатических условиях) развития. В истоках Чон-тура-су (правый приток Чон-узенгегуша) главный ледник имеет 12 км в длину; несколько западнее, в верховьях безымянной реки, дренирующей в нижнем течении урочище Джурек, — два ледника: в левой ветви — ледник Н. Пальгова длиной 7—8 км, оканчивающийся на высоте 3475 м (стекает со склонов пика Данкова, 5980 м), в правой ветви — длинный (не менее 15 км) и сложный (8 притоков) ледник С. Григорьева [145].

Особенно интересны ледники верховьев Сары-чата, Ай-тата, Ото-таша, Кызыл-унета и левого безымянного истока р. Аксай (лежащего к западу от Кызыл-унета), описанные сперва Н. Пальговым [195], а затем С. Эпштейном [326]. Глетчеры первых двух рек питают систему р. Узенгегуш, ледники последних двух рек входят в бассейн Аксая, а р. Ото-таш служит примером замечательной бифуркации; из ледника она вытекает двумя потоками, которые, выйдя на равнину, поворачивают в противоположные стороны: правый — на восток, в Узенгегуш, а левый — на запад, в Аксай. Таким образом ледник Ото-таш, не будучи переметным, принадлежит тем не менее сразу к двум речным бассейнам.

Ледник Аксай, дающий начало безымянному истоку р. Аксай, представляет собою широкий и плоский ледяной щит; верховья его сложно разветвлены; область питания складывается из многочисленных небольших цирков, замыкающих отдельные ветви ледника. Впрочем, эти замыкания верховьев большей частью даже не носят характера настоящих цирков, так как они более узки, чем стекающие ледниковые языки. Длина Аксайского ледника 9,6 км, ширина 1,3 км, площадь 16,42 кв. км [326].

Примерно теми же чертами отличается и ледник в истоках Кызыл-унета (ледник Комарова). По Эпштейну, он имеет в длину 12 км, при ширине 0,4—3,2 км и площади в 21 кв. км (по Пальгову — 24,6 кв. км), и состоит из трех почти одинаковых по длине параллельных ветвей, из которых каждая имеет свой собственный цирк питания. Все ветви сливаются недалеко от конца, который лежит на высоте 3852 м [195].

Ледник Д. И. Мушкетова (Ото-таш) по своему виду резко отличается от предыдущего: это — длинная (11 км), слабо извивающаяся ледяная река со спокойной гладкой поверхностью, занимающая своим бассейном площадь 9—11 кв. км.

В верховьях р. Айтала — два крупных и сложных ледника: западный — ледник Наливкина, длиной 11—12 км и площадью 11—12 кв. км, и восточный — ледник Маллицкого (длина 9—10 км, площадь 6—10 кв. км). Наконец ледник Ферсмана (в истоках

Сары-чата) имеет в длину свыше 12 км (по Пальгову — 13,3, а по Пальгову — 19,8 км) и состоит из трех основных ветвей.

Ледники Аксай, Комарова и Мушкетова своим типом выдвигаются далеко на север за пределы оледенения хребта, почти достигая широкой равнинной территории Тарбагатай, причем увалы, отделяющие долины этих рек друг от друга, превышают днища долин всего на 300—500 м и постепенно сливаются с поверхностью хребта. Далее к востоку тип оледенения постепенно меняется: ледники выдвигаются к равнине, а залегают все более и более в глубинах ущелий, как бы прячутся глубже в горы, и концы их сильно замыкаются моренами. По справедливому замечанию С. Эпштейна, к востоку мы наблюдаем постепенную атрофиацию тех черт, которые присущи ледникам Аксая, Комарова и Мушкетова: распад ледниковых групп, каковыми, по существу, являются три перечисленных глетчера, на отдельные ледники, „втягивание“ ледниковых цунгов с предгорных равнин в глубину гор и т. п. Отметим еще, что концы ледников опускаются ниже снеговой линии в среднем только на 325—400 м; в отдельных случаях (крупные ледники) эта величина несколько больше, но зато у более мелких ледников она почти равняется нулю: ледник не выходит за пределы своей фирновой области.

Из внутренних горных цепей Тянь-шаня, расположенных непосредственно к западу от меридионального участка долины Сарыджаса и несущих ледники, отметим хребет Куйлю-тау (или Куэлю), являющийся продолжением Сарыджасского хребта: здесь известно до 30 долинных ледников, длиной 2—5 км каждый. Самый значительный — ледник Айлама в верховьях р. Теректы (правого притока Сарыджаса в восточной части хребта Куйлю), состоящий из двух ветвей по 7 км каждая.

Поперечный хребет Ак-ширйяк,¹ служащий водоразделом между бассейнами Сарыджаса и Нарына, довольно детально обследован в 1932—1933 г. автором настоящего очерка совместно с С. В. Эпштейном [102, 104].² Массив этот отличается чрезвычайно интенсивным оледенением: как внутренняя часть его, так и склоны покрыты почти непрерывным панцирем льда и фирна, занимающим площадь около 275 кв. км. С Ак-ширйяка спускается во все стороны 35 ледников; для некоторых из них фирмы центральных областей массива являются общим бассейном питания. По северному, восточному и южному склонам концы ледников опускаются до высоты 3715—4000 м (за исключением Джаман-су, оканчивающегося на высоте 3561 м), а по западному склону — от 3695 м (ледник Давыдова в истоках р. Сары-тер против Тянь-шанской обсерватории) до 3920 м.

Ледниковый узел Ак-ширйяк естественно распадается на

¹ В. Липский ошибочно называет его „Аравель“ [150, стр. 182 и след].

² Более ранние сведения об оледенении этого района имеются у Каульбарса [111], Краснова [138], Хентингтона [347], Прокопенко [230], Давыдова [58] и др.

несколько ледниковых бассейнов, которые мы объединили в две группы: периферическую и внутреннюю. Периферические бассейны характеризуются тем, что ледники, входящие в них, более или менее изолированы, не связаны (или слабо связаны) друг с другом и залегают в коротких долинах, врезающихся только в окраинные части хребта. Большинство ледников (24, площадью в 90 кв. км) Ак-шийряка принадлежит именно периферическим областям. Внутренними же ледниковыми бассейнами мы называем группы ледников, залегающих в тех долинах, которые глубоко вдаются в хребет. Ледники эти тесно связаны друг с другом (в смысле общности бассейнов питания) и образуют даже переметные системы; во внутреннюю группу отнесено 11 ледников, с общей площадью льда и фирна в 185 кв. км; сюда принадлежат самые крупные глетчеры Ак-шийряка: 1) ледники Петрова (западный склон) и Джамаи-су (восточный склон), имеющие общее фирновое поле; длина ледника Петрова, по данным Л. Давыдова [58], 16,8 км, а по нашим определениям — 12—13 км [104]; длина Джамаи-су 6 км; 2) ледник Эдельштейна с притоками, длиной 10 км, лежащий в верховьях правой ветви р. Кара-сай; 3) система переметного ледника Горбунова, спускающегося от перевала Коянды на запад в верховья р. Кара-сай и на восток в верховья р. Коянды; общая длина обоих крыльев — около 10 км.

К западу от массива Ак-шийряк тянутся внутренние цепи Центрального Тянь-шаня, характеризующиеся слабым развитием ледников: в Джетым-тау, Нарын-тау и Ат-баше имеются сравнительно мелкие глетчеры, обычно 1—3 км длины, редко больше. Ледники Ат-баша — совершенно вырождающиеся. Только в восточном продолжении Нарын-тау — в хребте Борколдой — оледенение проявляется в довольно широких масштабах, и длина отдельных ледников измеряется 7—8 км (Джагалмай, исток р. Каракол).¹

Слабым развитием ледников характеризуется и поперечный Ферганский хребет. Долгое время даже считали, что в нем вовсе нет ледников, и только в 1910 г. Д. И. Мушкетов обнаружил небольшое оледенение в южной части хребта, в горной группе Уч-сеид („Три святых“) [165]. Ледники все носят ясные черты отмирания и дегенерации. Оканчиваются они довольно высоко. Лишь в отдельных горных группах, ограничивающих Ферганскую долину с востока, например в Арсланбобском районе, концы ледников, в связи с понижением снеговой линии, опускаются до 3200 м [167].

Оледенение Алайского хребта нарастает по направлению от востока к западу. Насколько известно, в бассейнах Гульчи, Акбуры, Араван-сай, Исфайрама и Шахмардана преобладают сравнительно небольшие ледники. Более крупные глетчеры

¹ Описание некоторых ледников хребта Джетым-бель (восточная оконечность Джетым-тау) и части северного склона Борколдой см. в моей работе [102], а описание ледников южного склона Борколдой — в статьях С. Эпштейна [326] и А. Летавета и В. Немецкого [145].

встречаются уже на стыке с Туркестанским хребтом, в пределах впадения верховных систем р. Сох в долину горной долины Маши, из них ледники Ак-терек, Утрия (в верховьях этого ледника — Ак-терек) и Райгородского (последний и исток р. Кок-су — махмут) — самые значительные. Из южных склонов Алайского хребта ледники еще мало изучены; известно, что они имеются в верховьях правых притоков Суурь-ба (Кабуд, Гукх, Паратухана), у перевалов Тилыба и Янги-дола, в истоках рр. Читай-куль, Кок-су и др. Самый крупный — ледник Айрактая (10 км длиной) — находится в верховьях р. Кок-су, в непосредственной близости от перевала Гадай-юлы.

Оледенение Туркестанского хребта ослабевает по направлению к западу. Матчинский горный узел, в котором сходятся хребты Алайский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский, является, таким образом, как бы „фокусом“ оледенения для этой части Средней Азии. Интенсивное развитие ледников в Туркестанском хребте наблюдается до бассейна р. Ляляк. Размеры глетчеров — обычные для перворазрядных ледников Туркестана, т. е. 1—2 км, кроме ледника Гризновского (6 км) на Кырк-булаке (в бассейне Ляляка) и ледника Шуровского (12 км) на р. Джинтык (в бассейне Исфары). Некоторые ледники Туркестанского хребта (в его восточной части), повидимому, переметные: есть основание думать, что глетчеры Шуровского, Таминтен, Джаупи и другие своими верховьями связаны с фирнами правых притоков Зеравшанского ледника.

Громадный Зеравшанский ледник трудно отнести к какой-нибудь определенной горной системе. Он принадлежит к той категории глетчеров, которые занимают верхние части продольных долин, расположенных между двумя горными цепями, — в данном случае к западу от перевала Матча, между Туркестанским и Зеравшанским хребтами [130]. И. Мушкетов, прошедший вверх по Зеравшанскому леднику до перевала Матча и оттуда спустившийся по леднику Зардала в бассейн Соха, рассматривал глетчер, как переметный: левое крыло этой системы (Зеравшанский ледник), по его определению, имело в длину 24 версты, правое (ледник Зардала или Ак-терек) — 6 верст [170].

До перевала Матча поднимались с запада также экспедиции Рикмерса [363] и Узбекского гидрометеорологического комитета [297], а в 1934 г. группа Таджикско-Памирской экспедиции во главе с Н. П. Горбуновым повторила маршрут Мушкетова по Зеравшанскому леднику в обратном направлении — из бассейна Соха на запад [52]. Новейшие исследования показали, что в настоящее время вряд ли можно говорить о переметном леднике, потому что на перевале Матча уже констатируется разрыв обоих крыльев: вместо сплошного соединения сохранилась лишь узкая снеговая перемычка [120].

В соответствии с последними съемками, длина Зеравшанского ледника равна 24,75 км, площадь главного потока — 40,78 кв. км, уклон поверхности 0,045 [132]. Мощность ледника определяется

на конце выше ледникового грота (по данным поперечной теодолитной нивелировки) в 153,4 м [297], а общая средняя — около 200 м, что составляет, при площади свыше 40 кв. км, массу льда в 8 куб. км [121].

Как установил еще Рикмерс в 1906 г., перевал Матча не является началом Зеравшанского ледника: в районе перевала верхнее продолжение глетчера заворачивает, огибая гору Обрыв, по направлению к северу. Проникнув к верховьям этого северного участка, Рикмерс дошел до подножия стены, замыкающей начальный цирк, и видел на севере „Зеравшанский проход“ — ледяной корридор, ведущий к крутой выемке в амфитеатре гранитных пиков [363, стр. 271, 274—276 и карта II в конце книги]. Перевал Матча рассматривается автором лишь как „боковая брешь“, по крайней мере, с гидрографической точки зрения: „The Macha pass is not the true head of the Zerafshan valley, but a lateral gap, at least hydrographically, for the main glacier curves round Obriv towards the N and NW.“ (стр. 274). Почти 30 лет спустя к аналогичному выводу пришел и Е. Коновалов [120].

Как с Туркестанского, так и с Зеравшанского хребтов в Зеравшанский ледник стекают многочисленные притоки, с правой стороны — 13, с левой — 14. Наиболее значительные правые (считая вверх по течению) — это ледники Фарахнау, Толстова, Скачкова и Мир-амин, а кроме того еще 9 меньших — вскачковых и зачаточно-долинных. Среди левых притоков выделяются Назар-айлак I, Назар-айлак II, Ахун, Алашбай, Белый (переметный в Каратегин), Гарм и еще 8 меньших.

Морфологически на Зеравшанском леднике можно выделить три области. Верховья глетчера представляют собою область чистого льда. Между устьями ледников Толстова и Мир-амин — область моренных продольных гряд (числом 10), вытянутых параллельно движению ледника и поднимающихся над поверхностью льда на 0,5—20 м. Наконец от ледника Толстова вниз по течению — область сплошного моренного покрова: пересеченный рельеф, множество воронок, крупных трещин и озер, каменных россыпей, ледяных гребней и обрывов [121]. Этот сплошной моренный покров, погребаящий лед, И. Мушкетов считал результатом слияния огромного количества (до 30) продольных моренных гряд, которые так отчетливо выделяются выше по течению. Е. Коновалов [121] объясняет это не столько слиянием продольных валов (которых, к тому же, по его наблюдениям, не 30, а только 10), сколько тем, что материал гряд, вследствие неравномерного стаяния льда в местах соприкосновения с мореной, непрерывно блуждает и расползается.

Конец Зеравшанского ледника лежит на высоте около 2800 м, снеговая линия — 4000 м. Рикмерс рассматривает нижнюю часть ледника как практически неподвижную [363, стр. 256—257]: ниже ледника Фарахнау она представляет собою простое скопление льдов истощенного старческого конца ледника и его последних притоков (Порак, Назар-айлак, Фарахнау); эти притоки доставляют главному глетчеру больше воды, чем льда,

т. е. не питают его, а разрушают. Инертная масса льда образует не более как крышу для целой системы выходящих рек, производящих ту работу разрушения и переноса, которую ледник уже выполнить не может.

Несколько западнее конца Зеравшанского ледника находится устье ущелья Рама, заполненного сложным ледяным остановленным ледником, спускающимся с южного склона Туркестанского хребта (описание см. 119).

На северном склоне Зеравшанского хребта, помимо отмеченных выше левых притоков Зеравшанского глетчера, имеются небольшие ледники еще в истоках рр. Гузун, Далаган и некоторые другие.

По числу ледников Гиссарский хребет занимает, судя по картине Н. Корженевского, второе место после Терской-Алтай. Однако площадь снега и льда в нем не особенно значительна. Это в известной степени предопределяет общий характер его оледенения: преобладание сравнительно небольших по размерам ледников. В сущности, для Гиссарского хребта довольно типично оледенение, например, верховьев Ягноба. В 1933 г. здесь, помимо ледников, описанных В. Линским [149, стр. 164—183], был обнаружен десяток новых, вовсе неизвестных ледников. По данным И. А. Киреева, общая площадь оледенения этого района равна 28 кв. км [115]. Ледники не очень большие, чаще всего в пределах от 1 до 2—3 км, — каровые, вскачковые, долинные, туркестанского типа, изредка переметные (Барзанги); абсолютные отметки их концов колеблются от 2800 до 4000 м. Наиболее значительна группа глетчеров в верховьях р. Барзанги (одной из составляющих Ягноба): от перевала Су-баши стекает Главный ледник (длина около 3 км), а в правом отворшке долины залегает двойной ледник Малый Барзанги (длина его на 1 км больше, чем Главного).

В питании этих глетчеров значительную роль играют лавины, а оконечности их представляют собою довольно обширные области мертвого льда, засыпанного мореной. Те же черты свойственны и группе ледников Такали. Области питания многих ледников Ягноба и большей своей части, как это отмечает В. Гордиенко [54], лежат ниже климатической снеговой границы, — типичный признак реликтовых ледников, существование которых связывается уже не столько с климатом, сколько с местными топографическими условиями, с положением так называемой орографической снеговой линии.

С небольшими видоизменениями эта характеристика может быть распространена на весь Гиссарский хребет, на его северный и южный склоны; резкого различия в интенсивности оледенения между этими склонами не наблюдается; лишь в западной части хребта, в верховьях Тупаланга или Сурхан-дарьи, южный склон почти бесснежный, в то время как на северном ледники имеются. Последней горной группой в которой есть еще ледники, является кряж Хазрет-султан [328]. Характерно, что многие ледники Гиссарского хребта, по сведениям Линского [146,

стр. 206], „не открываются“, т. е. летом не освобождаются от снежного покрова. Не служит ли этот факт указанием, что такие глетчеры не выходят за пределы фирновой линии?

Заалайский хребет, закрывающий с севера подступы к Памиру, поражает своим могучим оледенением. Крупные скопления льдов и фирновых полей имеются в массиве Корумды (6615 м) и пика Заря Востока (6346 м), пиков Пограничник (5432 м), Архар (5293 м) и в центральном поднятии хребта, где к нему с юга подходит меридиональный хребет Зулум-арт и где вздымается высочайшая вершина Заалая — пик Ленина (7127 м). Высокий участок гребня между пиками Ленина и Кызыл-агын носит наименование хребта Баррикад.

К наиболее крупным ледникам северного склона принадлежат: ледник Корженевского (около 20 км) в истоках р. Джанай-дортака, берущий начало в восточной части хребта Баррикад, и ледник Ленина — в западной части того же хребта. На южном склоне Заалайского хребта и в северной части хребта Зулум-арт (именуемой хребтом Коммунаров) самые большие ледники следующие: в истоках Южной Курумды — ледник Иванова [132, стр. 147]; в верховьях Кара-джилги¹ — веером расположенная группа Октябрьских ледников (более значительные — до 16 км); в верховьях р. Бай-гашка (правый приток Кара-джилги) — ледник Володарского (6,5 км), стекающий с одноименной вершины (6396 м) в хребте Коммунаров; в верховьях Саук-дары, направляющейся на запад в р. Мук-су, — ледник Северный Зулум-арт (к юго-востоку от пика Белеули) с северной экспозицией и ледники южного склона Заалайского хребта в правых истоках и притоках Саук-дары — Большой Саук-дара длиной 26 км [369], Малый Саук-дара, Дзержинского, Кузгун, Чакманташ и другие.

Своеобразно и значительно оледенение хребта Петра I; вся его восточная часть, начиная примерно от перевала Гардани-кафтар, представляет сплошную ледниковую область. Сложное переплетение долин, ущелий и горных кряжей обусловило образование ряда больших и разветвленных глетчеров. К самым крупным ледникам северного склона относятся: ледник Петра I в истоках р. Бозирак, открытый В. Липским [149, стр. 495—503],² длиной 12 км, насчитывающий 11 ветвей; ледник Ошанина в верховьях р. Дивона-су, открытый и названный тем же исследователем (стр. 517—519), оценившим его длину тоже в 12 км, что однако, по исследованиям Клебелсберга, не отвечает действительности; ледник Шегазы 8 км; Сагран или ледник Брюкнера (25 км) с большим (8 км) правым притоком Шини-биин („сядь и посмотри“, по-таджикски) [31]; грандиозная система ледника Фортамбек (носящего в своей верхней части название

¹ В бассейне р. Кара-джилга, по Н. Корженевскому („Озеро Каракуль“, стр. 91 и 93), насчитывается 8 долинных и 26 височных ледников общей площадью в 285 кв. км.

² Предварительные сведения о ледниках хребта Петра I были опубликованы В. Липским в статье: „Хребет Петра Великого и его ледники“ [147].

Турамис), с целым рядом крупных, но чисто не доходящих до главного глетчера притоков (сложный ледник Мохаммад и др.). Степень развития ледника Фортамбек иллюстрирует то, что длина основного потока превышает 25 км, а суммарная длина главного глетчера и его притоков составляет около 60 км [31]; еще далее с востоку ледник ледника Гарда и Мухомотова (по 12 км), — последний в пещинах р. Кара-су. Крупные ледники спускаются очень низко: Шегазы — 2107 м, Брюкнера — 3042 м, Фортамбек — 2743 м, Мухомотова — 2681 м и др.

В. Липский [149, стр. 540] полагает, что ледники северного склона хребта Петра I отличаются от прочих средне-азиатских ледников тем, что заканчиваются более или менее внезапно, залегая спокойно в виде как бы замерзшей реки в долине. Последние исследования показали, что эту характеристику ледники нельзя считать общей. Загромождение ледников обломками (Ташлык от слияния восточного и западного ледников, Фортамбек и последних 12 км течения и т. п.) сильно затрудняет определение конца; нередки и ледопавы, делающие ледник труднопроходимым и отнюдь не соответствующим представлению о „спокойной замерзшей реке“.

У ледников хребта Петра I преобладает лавинное питание, и небольшие размеры фирновых цирков находятся в резком несоответствии с величиной ледникового языка (ледник Иргай и др.). Засыпанные мореной края и концы ледников часто оказываются отмершими.

На южном склоне хребта ледники, как правило, сходятся веерообразно к громадным древним циркам, образующим верховья долины. Характерно также, что некоторые ледники образованы как бы односторонне. В верховьях р. Рога (местность Верешкай) в большом цирке залегает группа из 4 ледников; из них самый длинный — западный, причем начало ему дает длинная снежная западная стена, а противоположная стена склона от снега свободна. То же явление наблюдается и у западного ледника Джигильской группы [148, стр. 669]. Вследствие такой несимметричности, ледники эти, лежащие несколько наклонно и косо, сбоку пускают языки.

Веерообразные группы ледников представляют собою остатки прежних сложных глетчеров, находящихся в самых разнообразных стадиях распада.

Перейдем теперь к рассмотрению оледенения того сложного горного узла, орографическим центром которого является пик Сталина — высшая точка СССР, уступающая по высоте только горным гигантам Гималаев. Меридиональный хребет к северу от пика Сталина называется хребтом Академии наук, а к югу переходит в мощную систему Дарвазского и Ванчского хребтов с их отрогами и ответвлениями. Восточнее ледника Федченко располагается целый ряд менее крупных, но очень высоких горных кряжей, тянувшихся то меридионально, то широтно и обособленных друг от друга множеством глубоких долин, заполненных ледниками: хребты Рундгори, Кыз-курбан, Балянд-кик,

Высокая Стена, группы Северный Танимас и Южный Танимас и т. д.

Самый мощный ледник этого района — ледник Федченко, текущий с юга на север от Язгулемского перевала. Ледник был открыт В. Ошаниным 12 сентября 1879 г. [187]. Ошанин полагал, что длина этого ледника никак не меньше 15—20 верст; таким образом, этот ледник должен занять одно из первых мест между глетчерами Средней Азии: с ним могут сравняться только два из них, именно Зеравшанский и ледник Петрова. Кара-киргизы называют его просто Сель, что значит ледник. Поэтому, ему необходимо было дать какое-нибудь имя, и в посвятив его памяти Алексея Павловича Федченко* (стр. 50). Н. Корженевский в 1927 г., т. е. накануне Советско-Германской экспедиции, оценивал длину ледника в 40,7 км [129, стр. 47]. Истинные же его размеры оказались: длина 77 км [338], ширина 2—5 км, а мощность, по Н. П. Горбунову, до 700 м (определена неточным способом), по Р. Финстервальдеру — до 550 м; впоследствии, если не ошибаемся, Н. Горбунов присоединился к мнению Финстервальдера. По приблизительным подсчетам В. Попова [219, стр. 17] в леднике в твердом виде содержится запас воды не менее 114 куб. км, а если присоединить сюда и его притоки, то цифра получится, вероятно, вдвое большей.

Как ни огромна эта цифра, но она велика только для горных ледников. Сравнение ее с данными о континентальных оледенениях выукло выявит то существенное различие между горными и континентальными ледниками, на понимании которого так настаивает в своей последней работе известный американский гляциолог Вильям Хоббс [346]. По вычислениям К. Велькена, общий запас льда в Гренландии составляет, по крайней мере, три миллиона кубических километров. Эта масса почти равняется массе европейского материка со всеми его высокими и средними горами. В Гренландии воды в сорок раз больше, чем в Северном и Балтийском морях, вместе взятых. Если бы весь лед Гренландии растаял, то уровень океанов и морей поднялся бы не менее, чем на 8 м, и низменные места во всех частях света были бы затоплены [226, стр. 276].

У ледника Федченко нет определенного цирка, из которого вытекала бы вся масса льда. Современное оледенение системы ледника Федченко носит связный характер: в верхних частях водоразделов оно представлено сплошным покровом фирна, и только ниже этот покров дифференцируется, распадаясь на отдельные ледниковые потоки. Фирновые поля Федченко — общие с фирнами ледников верховьев Танимаса, Ванча и Язгулема [201]. На леднике Федченко фирновая область лежит выше перевала Абду-кагор,¹ занимая площадь около 400 кв. км [Финстервальдер]. Абсолютная высота начала ледника (перевал Язгулем) — 5330 м, высота конца — 2904 м, так что среднее падение равно 0,032 [201].

¹ Фирновая линия на уровне 4650 м [Гесс, 345].

В верхней части течения (до перевала Танимас) ледник Федченко принимает около 12 притоков, из которых самый главный превышает по длине 5 км (ледник Витковского — 5 км, ледник Академии наук — 11,5 км). От перевала Танимас на юг идет ледник Федченко имеет 25 притоков, из которых 6 — более 10 км длиной [53] (например ледники Нализкина, Рундгорн, Биначиний, Малый Танимас). Одни притоки (преимущественно в нижней части течения ледника Федченко) не доходят до главного ледника, другие сливаются с ним — то названо (большие ледники) то крутыми ледопадами (мелкие ледники, не имеющие значительной области питания). Из больших притоков крутым падением отличается ледник Витковского. Падению ледника Биначиний, № 8, Нализкина, отчасти ледник Академии наук, который, упираясь в Федченко, образует излучие, и др. До главного ледника не доходят, например, Малый Танимас на 2 км, Рундгорн тоже на 2 км; борт ледника Федченко у устья ущелья Рундгорн обрывается высокой (в 100 м) ледяной стеной [53, 201].

В своем течении ледник Федченко образует иногда „заливы“, заходя в устья боковых долин. По свидетельству Н. Корженевского [129, стр. 47], в 1925 г. ледник „заливался“ в долину Танимаса на 500 м вглубь. Особенно энергично эти заливы образуются в периоды наступания ледника. Они тогда закупоривают выходы боковым рекам, реки подпруживаются, образуют озера, которые затем осушаются или катастрофически (прорывом) или постепенно, прокладывая себе выход под льдом.

Морфологическое описание ледника Федченко сделано молодыми исследователями В. Гордненко и К. Грозовым, работавшими в 1932 г. в составе Памирской ледниковой экспедиции Комитета 2 МПГ [53]. Фирновая область расположена между перевалами Абду-кагор II и Язгулемским. Таяния здесь почти не происходит, и расход снега идет путем испарения. Вогнутый поперечный профиль фирновой области резко отличается от выпуклой поверхности языка, — авторы образно сравнивают это с вогнутым и выпуклым мениском. Трещины немного, и они замаскированы снегом. Ниже — от перевала Абду-кагор II до поворота ледника у Танимасской Лапы (ледник под перевалом Танимас) — количество трещин увеличивается, но это еще не настоящий ледниковый цунг, а область переходная от фирна в лед. Лишь в нижней части этого отрезка у коренных берегов намечаются первые полосы боковых морен. Еще ниже по течению снежный покров вовсе исчезает, но поверхность глетчера сплошь покрыта, словно грудями тончайших кружев, снежно-ледяной ажурной коркой.

Полосы морен (боковых и срединных), сперва узкие и невысокие, ближе к леднику № 4 занимают уже до одной трети (по ширине) поверхности глетчера и достигают относительной высоты до 10 и более метров. Но в общем здесь чистого льда еще больше, чем морен; между притоками № 4 и № 5 (Рундгорн) площадь, занятая льдом и моренами, уже одинаковая, вали обломочного материала хорошо сформированы; далее эти

гряды все более сближаются, узкие полосы льда между ними вниз по течению выклиниваются, и последние 7 км ледниковой поверхности уже закрыты сплошным моренным чехлом, образующим причудливый и сложный рельеф, сочетание котловин, воронок, гребней, холмов и т. п. Конец ледника имеет трехлопастную форму.

В горных группах, расположенных к востоку от верхнего течения ледника Федченко, особенно сильно развито оледенение в бассейне р. Танымас. Многие ледники этого бассейна — переметные в систему ледника Федченко. Долина Танымас (что в переводе значит: «ты меня не узнаешь») в верхнем своем участке — продольная, обрамленная с севера широтным горным хребтом Северный Танымас, а с юга — цепью Высокая Стена и Южный Танымас. С обоих этих хребтов к главной долине по боковым ущельям спускаются большие и сложные ледники: пять — с южного хребта, три — с северного.

Из этих боковых ледников самым большим является южный нижний ледник — Нотгемейншафт (длиною около 40 км) с крупным левым притоком Шварцергорн и многими менее значительными. Область питания его представляет фирновую муьду в 15 км длиной и 4 км ширины и окружена гитачскими вершинами, из которых наиболее высокая носит название пика Революции (6945 м). Второй по величине глетчер Танымасского бассейна (длиной около 20 км) — ледник Горбунова в своей верхней части соединяется с ледником Наливкина, протекающим уже в ледник Федченко. Почти все Танымасские ледники характеризуются значительным развитием сераков, остроконечных ледяных зубцов и пирамид и очень любопытными формами пустынного выдувания льда господствующими ветрами [51, стр. 777—778]. Концы некоторых боковых Танымасских глетчеров, выдвигаясь в главную долину, перегораживают ее ледяными дамбами, между которыми располагаются участки, свободные от льда. Здесь как бы переплетается область льдов и пустыни: вблизи одного из ледников Рикмерс видел песчаные дюны, развитые на поверхности массива мертвого льда [364, стр. 227—228].

Ледниковая область, расположенная к западу от ледника Федченко, приурочена отчасти к южному склону хребта Петра I и к горным хребтам ОПТЭ, Дарвазскому (с Мазарским отрогом), Ванчскому и Язгулемскому. Некоторые ледники, питающие рр. Ванч и Язгулем, — переметные и связаны с ледником Федченко: Абдукагорский, Красноармейский, Географического общества, Язгулемский и др.

В верховьях р. Южный Сагран — два огромных ледника: один течет с запада на восток (ледник Финстервальдера) и имеет в длину 15—16 км [19], другой навстречу ему — с востока на запад (ледник Гандо) длиной 22 км [281]. Расстояние между концами обоих ледников всего около 3 км. Конец Гандо лежит на высоте 3200 м, а конец ледника Финстервальдера (Южно-Сагранский) по Я. Беляеву — 2772 м [15], а по каталогу

Корженевского [132] — 2814 м. Южнее хребта ОПТЭ в верховьях р. Гармо лежат одноименный ледник длиной 23 км, Гармо-Шокальского, Винилова; конец ледника — уже в низовьях Гармо-Шокальского, на высоте 2950 м, а по другим источникам — 2876 м [15].¹

В Дарвазском хребте оледенение особенно заметно в цепи, лежащей между рр. Мазар (Финий) и Гармо, а также в долине В. Дарвазском хребте, где много ледников, особенно больших ледников (до 10 км и более), которые широким лавинным каскадом касаются своим снежниками [148, 149]. В некоторых ледниках дно несколько наклонено к востоку, вследствие чего ледники несимметричны: река вытекает с восточных краев, старые морены сгруппированы ближе к восточной стороне и т. п. Ледники Бидрут, Сикогач, Сятарг и др. В наиболее крупном леднике северного склона Дарвазской горной системы принадлежит Сикогач, не имеющий притоков [149, стр. 669]; Бурс, длиной более 12 км [ор. cit. стр. 677]; сложный Сятарг; ледник Тихария длиной около 15 км [стр. 624] и некоторые другие. В юго-восточной части хребта, в истоках р. Ванч — ледник Географического общества (длина 16—18 км), отличающийся очень крутым падением (0,112) и оканчивающийся на высоте 2550 м [281].

В левой ветви той же реки, но дренирующей уже северный склон Ванчского хребта, — ледник Абдукагорский (10 км). Наконец, в истоках р. Язгулем, текущей к юго-западу между Ванчским и Язгулемским хребтами, — огромный Язгулемский ледник (длиной 25 км), служащий как бы продолжением к юго-западу ледника Федченко и связанный с ним своими снежниками; общая длина этой переметной системы (Федченко и Язгулем) превышает 100 км! Фирновый бассейн Язгулемского ледника соединяется с языком грандиозным ледопадом; приток вещества в ледник также совершается и путем лавин и обвалов висячих ледников: при крутизне склонов долины, возвышающихся относительно поверхности глетчера до 2 км, лавины падают на ледник почти каждый час [51].

Описанная выше оледенелая область, тяготеющая к пику Сталина, представляет собою, с точки зрения климатической, поразительное явление, так как со всех сторон она окружена пустынными и сухими районами. На ее примере ярче, чем где-либо в другом месте Средней Азии, обрисовывается огромная роль рельефа в развитии оледенения. Характер оледенения в бассейне ледника Федченко определяется не только высотой окружающих его гор и их поперечной по отношению к влажным воздушным течениям ориентацией, но также и особенностями устройства поверхности территории, лежащей как к за-

¹ Ввиду того, что более значительные цифры высот принадлежат позднейшим определениям, а меньшие — более ранним, можно приписать эти расхождения отступанию ледников, а не ошибкам вычисления.

паду от него, так и к востоку. Хребет Академии наук и связанные с ним горные группы обрываются на запад очень круто, — относительные высоты там доходят до 2300—3000 м. Снег, выпадающий в этих глубоко врезаемых долинах, быстро тает и не образует ледников; снег же, осаждающийся на крутых горных склонах, низвергается лавинами и обуславливает возникновение типичных туркестанских ледников лавинного питания. Главная муфта ледника Федченко — плоская, и в ней накопление снега колоссальное, тем более, что вследствие своего благоприятного положения, она перехватывает почти все атмосферные осадки, приносимые с запада и юго-запада. «Ледник Федченко — это снег, который не дошел до Памира», говорит Рикмерс [364, стр. 226]. Если в фирновой области ледника Федченко количество осадков достигает 1000 мм, то уже в верховьях Баландкинка оно составляет только 250—200 мм, и оледенение тут совершенно ничтожное [369]. В нескольких километрах от конца ледника Нотгемейншафт начинается уже засушливая полупустынная зона.

Для питания ледника Федченко существенно не только влияние западных и особенно, быть может, юго-западных (серийно-теплых и влажных) ветров, поднимающихся изверху по долинам Язгулема и Ванча, но и то, что эти ветры зимой выделяют осадки, а летом вызывают сильную облачность, вследствие которой сильно понижаются процессы абляции [Финстервальдер, 339].

К востоку от области ледника Федченко развит типичный памирский ландшафт. И, по мнению Фикера [337], будь вместо этого ландшафта глубокие долины, облегчающие сток льда из муфты Федченко, вряд ли бассейн Федченко мог бы представлять такую внушительную картину оледенения даже при существующих исключительно благоприятных условиях питания.

Остальные горные хребты Памира (Муз-кол, Аличурский, Шугнанский, Ваханский, Рушанский и др.) в гляциологическом отношении почти не исследованы: в литературе есть только отрывочные и случайные указания [231, 92, 125 и др.], по которым нельзя составить представления о характере оледенения этих районов. Нужно надеяться, что в ближайшие годы этот пробел будет хотя бы отчасти заполнен. Сводку же того небольшого материала, которым мы располагаем на сегодня, читатель найдет в каталоге Н. Корженевского. Отметим лишь, что, в связи с сухостью климата, юго-западные склоны Сарыкольского хребта и передовая цепь хребта Муз-кол несут только небольшие (1—2 км) полувисячие ледники. В Музкольском хребте таких ледников насчитывается до 30 (в истоках рр. Акбайтал и Западный Муз-кол).¹

Заключив наш обзор, мы можем прийти к выводу, что оледенение Средней Азии носит, в общем, скорее рассеянный характер. На этом фоне тем более резко выделяются отдельные

¹ Н. Корженевский, Озеро Кара-кул, стр. 90—91.

сгустки ледяных и фирновых скоплений, характеризующихся географическими. Таких центров шесть: юго-запад Талас (на соединении Заилийского Алатау с Кунгурской горой), Хай-кенг, массив Ан-шйряк, Матчинский район, узлы южной Памирской стыке хребтов Заилийского и Зулумирского и узлы южной Сарыкольского, к которому примыкают хребты Петра I, Алашань, Юнь-ванский, Ваньский, Язгулемский и Ташмасский. Это шесть ледниковых районов (в тесном смысле этого слова) Средней Азии.

В табл. 16 приведен перечень наиболее крупных ледников Средней Азии.

Таблица 16

Список наиболее крупных ледников Средней Азии в пределах СССР

Название ледника	Длина в км	Название ледника	Длина в км
Федченко	77	Ганго	22
Индикон (южная ветвь)	65	Горбунова (на Ташмассе)	20
Нотгемейншафт	40	Мушкетера (район Хай-кенга)	20
Радоник (Северный Индикон)	34	Теректы (Ков-хан)	20
Самойлович	30	Корженевского	20
Гарно (месте с ледником Ванчон)	29	Самойловича	18
Большой Саук-дара	26	Географического общества	16—18
Кандал	26	Кара-акилта (Октябрьский)	16
Кристинко (Язгулемский)	25	Финстервальдера (Южно-Сарыкольский)	15—16
Фортанбек (Турамис)	25	Тихаран	15
Брюкнера (Сагран)	25	Колпаковского	15
Зеравшанский	25	Григорьева	15

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ЛЕДНИКОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Типы ледников. Типы ледников Средней Азии исключительно разнообразны. Разнообразие распространяется и на вариации внутри каждого типа. Как ни странно, подобное обилие форм и подчас чисто индивидуальных особенностей тесно связано с ярко выраженными чертами деградации глетчеров.

Регрессивная фаза оледенения оказалась богаче формами, чем нормальная или прогрессивная стадия: все ледники живут и развиваются более или менее одинаково, но зато умирают они по-разному.

Вследствие этого наш обзор целесообразнее начать с наиболее развитых ледниковых образований, лучше всего представленных в ледниковых узлах или центрах. Здесь мы находим целый ряд глетчеров, характеризующихся тем, что их питатель-

ные бассейны не могут быть резко разграничены; глетчеры эти берут начало как бы в общем ледосборном бассейне. Наиболее простая форма связи ледников через фирновые поля осуществляется в так называемых парных переметных ледниках. Приводятся в так называемых парных переметных ледниках. Примеры их довольно многочисленны: ледник Джукучак в Терской-алатау, ледник Горбунова в хребте Ак-шийряк, ледник Алаудин в Алайском хребте (бассейн Шахимардана), многие ледники системы Федченко и Танымаса, в Матчинском горном узле, в Хан-тенгри и т. д.

Гораздо сложнее общность фирновых бассейнов в том случае, когда не два ледника, а несколько вытекает из одного поля аккумуляции: получается оледенение, похожее на скандинавское. Представителями его, хотя и не в чистом виде, служат массив Ак-шийряк в верховьях Нарына и участок Терской-алатау к востоку от перевала Джуука. Плоский гребень Терской, напоминающий отчасти норвежские фьельды [360], покрыт толщами снега, питающими одновременно многие ледники южного склона хребта (ледники Чон-тур, Попова, Иттыш, Кашка-су) и некоторые ледники северного склона [102]. Центральная часть Ак-шийряка представляет собою огромный фирновый резервуар, отсылающий во все стороны десятка три глетчеров. В настоящее время этот некогда единый бассейн питания находится в стадии распада: из него выделилась, хотя и не совсем еще окончательно, кайма фирновых цирков на периферии массива, так что более мелкие ледники Ак-шийряка, залегающие в коротких долинах, уже не связаны с центральным снежным полем; но самые крупные ледники этой связи еще не потеряли [102, 104].

Хребет Ак-шийряк и описанный участок Терской-алатау отличаются сравнительно слабой расчлененностью. Это скорее нагорья, чем горные цепи, следовательно и со стороны орграфической отнесение их оледенения к скандинавскому типу не противоречит представлениям, связанным с этим термином.

Общность питания многих ледников несколько не менее резко выражена и в Матчинском горном узле, а в особенности около Хан-тенгри и пика Сталина, однако назвать оледенение этих районов скандинавским нельзя, так как мы имеем дело с чрезвычайно пересеченным рельефом альпийского облика. И хотя долины здесь иногда настолько переполнены льдом, что последний перетекает через водоразделы, образуя систему переметных ледников, страна все же не приобрела тех признаков, руководствуясь которыми ее можно было бы сравнить с ледниковыми местностями Норвегии.

Ближайшим аналогом ледниковых узлов Матчи, пика Сталина и Хан-тенгри является Каракорум — классическая область развития сложных дендритовых глетчеров. К дендритовым ледникам относятся Зеравшанский, Федченко, Иньльчек (рис. 5). Н. Корженевский [130] предпочитает их называть ледниками долин, залегающими между двумя горными хребтами (отличая их от ледников, развитых в пределах одного хребта). К. Марков

[154] выделяет ледник Федченко и особый тип — тип Федченко — огромный долинный ледник, питающийся из фирнового бассейна, не имеющего характера широкой долины.

Три перечисленных ледника обладают многими признаками (подчас сложными) и отличаются тем, что их питание происходит из фирновой области: у ледника Федченко питание происходит в виде впадения [129], а у Зеравшанского, в долине [130], данных об Иньльчке нет, но порядок питания вероятен тот же. В подобных случаях представление об оледенении питания будет только тогда правильным, если мы учтем, что ледник поддерживается не столько своим фирновым бассейном, сколько льдом притоков. Область аккумуляции таких сложных долин-

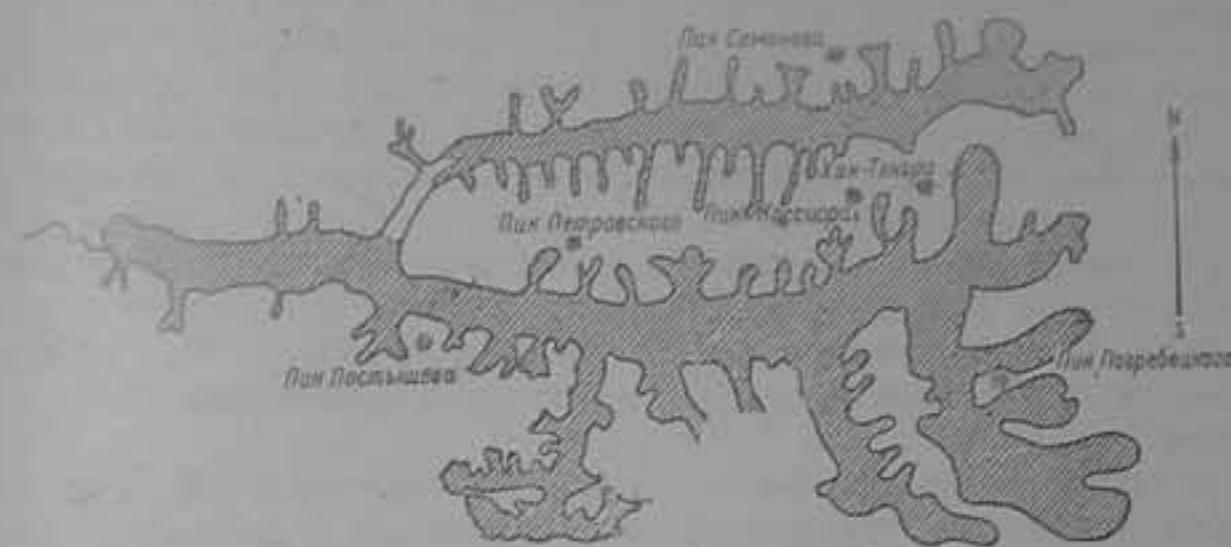


Рис. 5. Схематический план ледников Иньльчек и Резниченко.

ков нужно считать конечно не площадь цирка одного лишь главного потока, как это обычно делают, а суммарную площадь всех фирновых бассейнов, принадлежащих к системе данного глетчера.

Считая почти всю нижнюю часть Зеравшанского ледника инертной, Рикмерс высказал мысль, позволяющую объяснить потерю ледником активности на столь большом участке глетчерного цунга [363, стр. 506].

Представим себе в начальной стадии оледенения крупную продольную (т. е. залегающую между двумя горными цепями) долину, в которую открывается с обеих сторон ряд боковых (поперечных) долин. В истоках как главной долины, так и боковых имеются ледники, которые однако сосредоточены только в верховьях. При понижении снеговой линии все ледники удлиняются: становится больше ледник главной долины, а боковые глетчеры выдвигают свои концы в главную, здесь сливаются и заполняют ее целиком — получается огромный ледяной поток, средняя и нижняя части которого однако представляют по существу только спаянные в последний момент концы боковых

глетчеров. При отступании же все боковые ледники отходят от главной долины, и оставшийся в ней продольный ледник в своей средней и нижней частях становится уже мертвым льдом.

Рикмерс таким образом нарисовал картину „разлива“ окончаний ледников в известном участке продольной долины, своего рода „озеро льда“. Эта схема конечно в отдельных случаях должна меняться. В частности в ней не учтены явления конвергенции ледников, так отчетливо в свое время сформулированные Сезанном. Уже Тиндаль обратил внимание, что „Ледяное Море“ Монблана у Трелапорта имеет в ширину всего 893 ярда (816 м), тогда как суммарная ширина составляющих его ветвей (ледники Великан, Лешо и Талефр) перед их слиянием равна 2597 ярдов [284, стр. 240], т. е. втрое больше. Иными словами, самый факт слияния ледников, приводящий к увеличению мощности и быстроты движения главного ледника, уменьшает одновременно размеры поверхности, подверженной влиянию абляции, в силу чего конвергенция (схождение), — фактор чисто механический, — становится импульсом удлинения ледника независимо от климатических причин. Вместе с тем она не ослабляет, а скорее усиливает активность ледника. Нам кажется, что именно в формировании глетчеров ледникового типа конвергенция играет немаловажную роль, — обстоятельство, на которое до сих пор недостаточно обращали внимание.

В урочище Когал-чап у подножия северных склонов Кокшаала некоторые ледники (Аксый, Комарова), как это уже было отмечено, почти выползют из гор на равнину. При этом их расширенные, образовавшиеся путем слияния нескольких ледниковых рукавов языки, по мнению С. Эпштейна [326], представляют известную аналогию с ледниками аляскинского типа, — ледниками избыточного питания. Сходство усиливается еще тем, что самый мощный исток реки, берущей начало в леднике Комарова, выходит не из-под глетчера, а из тоннеля, заложенного внутри ледника. Отверстие тоннеля открывается на высоте около 20 м в ледяной стене, составляющей конец ледника; река оттуда извергается водопадом [145].

Известно, что такие внутриледниковые тоннели весьма характерны для предгорных глетчеров, в частности для Малайсина.

Эту аналогию однако следует применять с оговоркой, так как об избыточном современном питании вряд ли может идти речь. Вернее, что ледники эти являются реликтами предгорного глетчера, подобно тому, как в Ак-шиярке мы имеем реликт скизидавского оледенения. Некоторыми чертами ледника полноводный обладает также и ледник Астрономический в верховьях Танимаса (западнее ледника Нотгемейншафт), слагающийся из двух потоков, которые при выходе в главную долину сливаются между собой, а также с ледником, спускающимся с подраздела верхней части долины Танимаса и ледника Федченко

[132, стр. 177]. Но это сходство гораздо более „формальное“, чем в случае южнотибетских ледников.

Альпийский тип ледников в Средней Азии встречается действительно редко в его чистом виде. Ледники с горным питанием фирновыми бассейнами и нормальными условиями оттаивания описаны К. Марковым [154] для областей, переходящих от центрально-памирского к западно-памирскому рельефу, — в частности по Батлянд-кику и Каниди. Близок к этому типу ледник Чаттаватский. Отдельные альпийские ледники нам приходилось видеть и в Центральном Тянь-шане (Борду II, части Лысой, Лангитин, Сары-тер II на западном склоне Ак-шиярка, Чонор — на северном). По Мерибахеру, очень похож на альпийский глетчер ледник Семенова и т. д. Но в подавляющем большинстве случаев долинные ледники Средней Азии настолько своеобразны и настолько непохожи на ледники Альп и Кавказа, что Клебельсберг [348] выделял их в особый „туркестанский тип“, характеризующийся отсутствием нормального фирнового бассейна (питание почти исключительно лавинное) и тем, что концы языков, сплошь засыпанные моренами, заключают в себе много мертвого льда.

Наиболее яркими представителями этого типа Клебельсберг считал ледники Боральмаз и Кызыл-су, отмечая одновременно широкое развитие глетчеров туркестанского типа в хребтах Петра I, Заалайском и др. В дальнейшем гляциологические исследования установили, что туркестанский тип в пределах Средней Азии отличается не только широким, но господствующим распространением. И в хребте Петра I, и в Кок-шаале, и в верховьях Нарына, — буквально в любой части любой горной системы, встречаются туркестанские ледники. Приводить примеры их — значило бы переписать большую часть каталога Н. Корженевского.

Ледник туркестанского типа можно рассматривать как долинный ледник, находящийся в стадии умирания. Помимо непропорционально малых, по сравнению с цунгами, бассейнов питания,¹ им свойственны и многие другие любопытные черты:

1) Концы многих больших ледников не соответствуют по высоте положению их фирновой границы;² некоторые оканчиваются на уровне до 2900 м и ниже, тогда как, исходя из современного положения фирновой линии, они должны были бы оканчиваться на 400—600 м выше [335].

¹ Например в верховьях Б. Нарына ледниковый коэффициент у ледников Давидова, Сары-тер II и Лысого равен 2, у Борду I он не больше 1, у Май-тура 0,5, а у Кара-су и правого Чон-тура всего лишь 0,25 [102, стр. 152—153].

² Мы не останавливаемся особо на закономерностях распределения нижней границы ледников в Средней Азии, так как по этому вопросу собран материал в большинстве случаев только в отношении самых крупных глетчеров, т. е. наименее показательный. Можно лишь отметить, что ниже всего ледники спускаются в западных частях интересующей нас территории, особенно вблизи пика Ста-ла (ледник Географического общества до 2550 м); тут разность между высотой снеговой линии и высотой концов ледников достигает местами 1750 м (ледник Федченко). Но по мере продвижения на восток разность эта уменьшается и даже

2) В бассейне Ягноба верхние части ледников лежат ниже снеговой границы [54].

3) Боковые притоки некоторых глетчеров совсем не доходят до главного ледника (М. Танымас и Рундгорн в системе Федченко), будучи отделены от последнего свободным от льда пространством. В леднике Боральмаз (хребет Петра I) можно видеть начальную стадию такого отрыва: его левый приток (Мус-таг) соединяется с ним не сплошной массой, а лишь узкой перемычкой с правой стороны притока; левая же часть отделена от Боральмаза глубокой котловиной, по которой протекает речка [149, стр. 485].

Отрыв притоков от главного глетчера с несомненностью показывает, что процессы регрессии захватили не только конец последнего, но и распространяются выше. Размеры этой "зоны регрессии" очевидно простираются от конца главного ледника вверх по течению до конца последнего оторвавшегося притока долинного типа.

4) Концы боковых ледников нередко соединяются с главным ледником пассивно, т. е. без образования на соединении срединной морены. Благодаря этому весь моренный материал притока попадает только в боковую морену главного ледника [102; 72, стр. 6—7].

5) Боковые морены иногда переходят в береговые, т. е. часть бокового моренного материала изымается от дальнейшего переноса, и под ним остаются глыбы мертвого льда.

6) Широко развиты мертвые льды на оконечностях ледниковых цунгов.¹

7) Наблюдается одностороннее питание ледников только одним каким-нибудь заснеженным склоном (с северной экспозицией), тогда как противоположный склон на всем протяжении от истоков ледника до его устья совершенно свободен от снега [148, 102].

8) Отступление ледников часто происходит не вверх по долине, а вбок. Ледник Бырс на северном склоне хребта Петра I (боковой долины Саграна), текущий с востока на запад, резко отступает к югу: на всем протяжении ледника между современным его краем и северной стенкой хребта — широкое ровное

у такого гиганта, как Ингальчек, не превышает 1000—1100 м (у обыкновенных же ледников — 100—500 м). На подобном распределении льдов, как справедливо указывает Корженевский [132, стр. 7], сказывается влияние несущих осадки западных и юго-западных воздушных течений и влияние положения горных хребтов и глубины нагорья.

Некоторые данные для сравнения высоты концов ледников с положением снеговой границы читатель найдет в соответствующих параграфах настоящей главы ("Снеговая линия" и "Оледенение").

¹ Д. И. Яковлев в недавно опубликованной статье "О некоторых процессах в ледниковых системах" (Проблемы советской геологии, 1936, № 3, стр. 206—225) вообще отрицает существование мертвых льдов и приписывает им не только движение, но и способность производить огромную выпахивающую работу, — точка зрения, носящая характер постулата и вовсе не подкрепленная доказательствами (см. мою рецензию на эту статью в Изв. РГО, 1936, вып. 5, стр. 760—762).

плато (бывшее дно ледника). Ледник Хазирин (хребет Петра I), текущий с юга на север, прогрессивно отступает к западу. Правый приток ледника Фортамбек (до него на 1 км), ориентированный с востока на запад, на всей длине отступает к югу (как и Бырс) [31].

9) Ледники нередко в нижней части течения так или иначе спускаются к склонам долины, а ледник как бы сам "выпадает" в долину, свободно лежащей своей выпуклой верхней стороной на плоскости, стекающей по покатой поверхности [149, стр. 714—715].

10) Наблюдается и разделение течений ледников и их притока даже в их общем русле. У ледника Бырс (в Нарынском хребте) есть два боковых притока, из которых один, впадая в главный, почти не смешивается с последним: лед его почти не смешивается с главным, между ними даже лежит иногда глубокий ров; такой самостоятельный полосу он тянется почти до конца главного ледника [149, стр. 677].

11) Одной из характернейших черт ледников Средней Азии является исключительно большое развитие моренного покрова на концах языков. Многие ледники в нижнем течении почти на $\frac{1}{2}$, или на $\frac{1}{3}$, своей длины покрыты обломками скал настолько, что с первого взгляда нельзя рассмотреть поверхности льда. Это связано с сильным выветриванием окружающих ледник горных склонов, обусловленным резкими термическими колебаниями, достигающими до 40—50° в сутки. Колебания эти очень метко охарактеризованы В. Поповым как "смена зимы и лета в течение суток" [219, стр. 15].

На Ингальчеке обломки камней, образующие сплошной покров на протяжении почти 20 км, достигают мощности 100 м; их накопление вследствие атмосферных влияний, эрозии и движения ледника превращены в хаос холмов, долин, котловин и гряд; пройти в таком "горном рельефе" более 6—8 км в день невозможно [354]. То же мы видим и на Зеравшанском леднике, на ледниках Таласского Алатау [174], на леднике Фортамбек (в хребте Петра I), засыпанном на 12 км [31], на леднике в истоках Теректы (в хребте Куйлю) [256, стр. 97], на Больше-Алматинском глетчере, погребенном до половины длины [190], отчасти на Чотанских ледниках [299] и на множестве других. Ледники, не покрытые мореной, представляют в Средней Азии скорее исключение не только в пределах СССР, но и по ту сторону границы.

В Западном Кузун-луе, по свидетельству Г. Соболевского, часто не только концы, но и весь ледник от начала до конца погребен под обломками, — такие ледники можно назвать "скрытыми" [266, стр. 50]. Естественно, что благодаря обилию морен, понятие конца ледника принимает здесь совершенно неопределенный характер, особенно тогда, когда этот конец к тому же состоит из мертвого льда. Концевым частям ледников Тянь-шаня и Памира свойственны также своеобразные карстовые явления (расколы и неравномерное оседание поверхности ледника), обу-

¹ К югу от пика Евгении Корженевской.

словленные видимо широким развитием подледниковых потоков и озер. Рикмерс давно обратил на это внимание при изучении Зеравшанского ледника, мною „ледяной карст“ отмечен на леднике Петрова [102], а К. Марковым — для ледников Памира [153, стр. 60].

К. Маркову удалось сделать весьма интересные наблюдения над генезисом конечно-моренного ландшафта. Рельеф концов современных ледников Памира напоминает этот ландшафт, но подлинная конечная морена отложится после того, как в этом рельефе произойдет перераспределение материала, — с бугров и холмов он соскользнет в котловины (являющиеся, стало быть, центрами аккумуляции), и при стаивании льда мы получим *обращенный* рельеф: котловины, заполненные мореной, станут холмами, а ледниковые холмы (вследствие того, что аккумуляция на них была меньше) станут котловинами: отложенная конечная морена формируется диалектически, ибо каждый ее элемент возникает из своей противоположности [153, стр. 58].

Тип возрожденных ледников, как и в других странах, в Средней Азии довольно редок. Классический пример мы находим в неоднократно цитированной работе В. Линского [149, стр. 656—657]. Это — восточная ветвь ледника Бадрут (в истоках Бадрута, притока р. Арзынг), верхняя часть которой оторвана от нижней скалистым уступом. Прекрасная фотография „ледника в два этажа“, как его называет Линский, дана автором на табл. XXV между стр. 654—655.

Очень интересен ледник Яз-ярем в районе Арсланбоба, описанный Д. Мушкетовым [167, стр. 96]: он лежит в непропорционально широком и глубоком трое и имеет оригинальный регенерированный язык, лежащий на втором коренном уступе горной группы Баубаш-ата. О существовании возрожденного ледника Кара-булак в системе р. Майдан-таш (Таласский Алатау) сообщает Н. Корженевский [131]. Фирновый цирк этого ледника, сжатый крутыми утесами, имеет очень узкий выход. Лед, выдавливаемый сквозь коридор, спускается ледопадом на дно как бы второго цирка, уже с более широким выходом. На дне площадки второго „цирка“ ледник „восстанавливается“ в сплошной поток, а ниже по течению вновь падает обрывами до 70 м высоты. Обрушившиеся массы у подножия уступа соединяются затем в полого текущий поток, прикрытый обломочным материалом. К сожалению, из описания не совсем ясно, имеем ли мы здесь дело с полным двойным разрывом вещества ледника или только с грандиозными ледопадами.

Ф. Виссером, участником третьей Нидерландской экспедиции в Центральную Азию (1929—1930 г.), в Каракоруме констатировано существование ледников, которые можно было бы назвать „двухъярусными“ [366]. На отдельных глетчерах в Каракоруме наблюдается несметное количество чисто белых пирамидоподобных ледяных игл или башен (Eistürme), достигающих высоты многих метров. Некоторые авторы считали эти пирамиды разновидностью „кающихся снегов“ (Büsserschnee).

Виссер заметил, что ледяные пирамиды состоят не фирнового льда (т. е. из другого материала, чем циркулярный и глетчерный лед); что снизу они ограничены более или менее горизонтальными поверхностями и лежат совершенно горизонтально на одном и том же уровне; что кончики ледяных пирамид, сохраняющих все время свою оригинальную форму, скрываются довольно внезапно и не простираются в область нижнего конца ледника; ниже области развития ледника поверхность глетчера, сильно угнетенная шельфом — иными словами (принимая во внимание и все вышесказанное), пирамиды стоят на засыпанной шельмом поверхности ледника, моренный покров которой продолжается под пирамиды. Исследователь пришел к заключению, что пирамиды представляют собою разбитые трещинами и обтаявшие глыбы ледника, перемещающегося по поверхности другого.

Главный ледник называется Виссером „несущим“ или „лежащим“ (tragende oder liegende), а на нем лежит „перемещаемый“ или „висячий“ ледник (schiebende oder hangende); первый покрыт шельмом, второй состоит из ослепительно белого фирнового льда. Этот белый фирновый лед бокового ледника, вытекшего на поверхность главного, передвигается по шельму до середины главного ледника и здесь разбивается трещинами (так как скорость главного больше, чем скорость бокового), а затем уносится вниз, как на конвейере (Transportband). Лед бокового ледника, попав на главный, в этом случае утрачивает самостоятельное движение и может рассматриваться как мертвый. В дальнейшем Виссер получил ряд убедительных доказательств в пользу существования таких „двухъярусных“ ледников [367].

Аналогичные образования описаны Р. Хэлблингом и для района Рио Пломо в Андах (33° ю. ш.). Как и в Каракоруме, здесь некоторые боковые ледники не соединяются с главным, а перекрывают его: „two glaciers are not lying side by side, but one upon the other“ [343, стр. 41]. На загрязненной моренами поверхности ледников Пломо, Хуикаль и Невадо располагается чехол ослепительно белого льда, потоки которого исходят или из бассейна питания главного глетчера или из его боковых притоков. При этом оба „этажа“ льда ведут себя подчас диаметрально противоположно: тогда как „нижний“ грязный ледник проявляет признаки энергичного сокращения, его верхний белый проявляет признаки энергичного роста и нередко, переползая через нее, выходит в долину за ее пределы!

Оказывается, и в советской Средней Азии имеются такие ледники. К. Марков [154] описывает их для Памира: на леднике Октябрьском посредине проходит понижение — осевая эрозионная ложбина, — по которой с верховьев ледника спускается узкая полоса фирна. В нижней (по течению) части полоса расчленена на отдельные глыбы и лежит на флювиогляциальных отложениях осевой ложбины как совершенно инородное образова-

¹ Вероятно по аналогии с висячим и лежащим боком пласта горной породы.

ние. Концы левых фирновых ледников, впадающих в ледник Октябрьский, тоже лежат поверх главного глетчера инородными телами.

На леднике Нотгемейншафт белый лед, покоящийся на загрязненной поверхности зеленоватого, отделен от последнего резкой границей.

Еще раньше (в 1911 г.) подобные ледники были обнаружены И. Преображенским среди ледников Туркестанского хребта [229], хотя автор и не придал им повидимому того значения, которого они заслуживают.

Среди ледников Кашка-су (одна из составляющих р. Каравшин), расположенных по склонам хребта, разделяющего верховья р. Ак-тюбек и Кашка-су, есть один чрезвычайно любопытный небольшой глетчер. Правая часть его сильно засыпана мореной и неизвестно где кончается. Левая же часть свисает вниз крутым языком, который лежит на моренном образовании, спускающемся в долину под углом не менее 45° . Хотя и не удалось узнать, есть ли лед под этой мореной, но И. Преображенский находит возможным предположить, что „старый ледник, засыпанный мореной, стал отступать, и лед скрылся под толстым слоем моренного материала; но затем в фирновой области произошло новое накопление снега, давшее источник новой массы льда, который пополз вниз по морене старого ледника“¹ [стр. 153—154]. Точно так же и боковой ледник Карасу Ляйлякской ползет по отмирающим частям старого ледника: здесь, в то время как одна часть ледника продолжает еще умирать, начинает образовываться новая, нарастающая [стр. 185].

Сравнительно широко распространены в Средней Азии так называемые „котловинные“ ледники. Термин этот предложен С. Дмитриевым [73, стр. 29—30] для обозначения ледников с обширным фирновым цирком, но коротким, будто отрезанным цунгом: вместо языка — короткий обруб. Стало быть в ледниках этого типа наблюдается резкое преобладание площади фирна над площадью языка. В Альпах это соотношение составляет, в среднем, 3:1, а например у ледника Богатырь (в Талгарском массиве) оно равно 8:1, а у ледника Джангырык даже 15:1. Укороченный язык мешает отнести такие ледники к долинным, но в то же время это и не каровые ледники, так как они занимают не кары, а котловины, т. е. разветвленное расширение верховьев долины. С. Дмитриев отнес к котловинным ледникам крупные ледники Чилико-Кебинского горного узла, но впоследствии под котловинными ледниками стали понимать все глетчеры (независимо от размеров), которые не выходят (или едва выступают) за пределы водосборного цирка. Ледники котловинного типа нами наблюдались в Центральном Тянь-шане; Корженевский относит к ним группу ледников Музтур в истоках Сусамыра [131], ледник Чаркратма в Терской-ала-

тау [132, стр. 39], ледник Петрова в хребте Ак-шибры [130, стр. 10—14]¹ и т. н.

Деграляция ледников котловинного типа может несомненно привести к тому, что в древнем цирке останутся вместо одного ледника несколько, и эти несколько ледников в этой долине расположатся веерообразно. Веерообразное расположение ледников в старых обширных цирках описывается многими исследователями: Линским — для ледников южного склона хребта Петра I (Рога, Джигиль) [148], Б. Павловым — для ледников Ала-ульгена (правый приток р. Пскем) [197], Дмитриевым — для ледников Туяк-су или Малой Адагитки в Заалайском Алатау [70] и т. д.

От туркестанских ледников некоторыми особенностями отличается тип, близкий к мустагскому: верхняя часть долины у таких ледников не расширена, как и у туркестанских глетчеров, питаются они фирном, лежащим в этом нерасширенном верхнем головном участке, а отчасти стекающим со склонов, замыкающих долину, но язык их, вследствие сильной абляции, укорочен и с поверхности почти на всем пространстве покрыт щебнем. В качестве примера мустагского типа К. Марков [154] приводит некоторые ледники Заалайского хребта — Октябрьский и Ат-джилляу.

Н. Корженевский [130] выделяет еще одну разновидность туркестанских ледников, так называемый „тип Далан-ата“, представленный в Кунгей-алатау, горах Джитым и т. д. Это — простые ледники (без притоков), залегающие в неглубоких ущельях; верховья их почти не расширены, и область питания по площади равна или несколько больше области языка. Ледник Далан-ата на северном склоне Кунгея обладает наиболее характерно выраженными признаками этой группы ледников.

Отмирание сложных ледников, состоящих из двух или более ветвей, в некоторых условиях приводит к образованию асимметричных ледников, когда исчезают все ветви, кроме одной. Тогда оставшийся ледник оказывается с одной стороны обрамленным склоном долины, а другой бок его языка ограничивается остатками невысокой срединной морены. Примером этих ледников, наблюдавшихся нами в Центральном Тянь-шане, служит ледник Джетым-тер на северном склоне хребта Джетым-бель [100].

Наконец к категории слабо дифференцированных ледниковых образований относятся фирновые ледники, ледники плоских вершин, каровые и висячие. Все эти четыре группы очень близки друг к другу. Как известно, фирновыми ледниками называют такие, которые состоят не из глетчерного льда, а из фирнового. Иногда это незначительные фирновые пятна, какие наблюдал К. Марков [154] в Восточном Памире, иногда — более или менее сформированные небольшие глетчеры, залегающие обычно

¹ В своей работе, посвященной классификации ледников Средней Азии [130], Н. Корженевский избегает термина „котловинный“ и для больших ледников предлагает другой: „тип ледника Петрова“.

¹ Курсив мой. С. К.

на склонах гор (висячие), в карах (каровые) или в неглубоких резервуарах.

Нужно только помнить, что если фирновый ледник может быть каровым или висячим, то это еще не значит, что каждый каровый и висячий ледник является фирновым. Вот почему мы эти группы отчасти разграничиваем. Каровые и висячие ледники представлены в Средней Азии в огромном количестве, — об этом можно говорить с уверенностью, основываясь на наблюдениях всех исследователей: как и на Кавказе, они имеются везде, где есть ледники I порядка, хотя даже приблизительное число их нам неизвестно. Д. Мушкетов [166], например, отмечает большое развитие каровых глетчеров в системе рр. Алай-ку, Кок-су, Гульчи, Ак-буры и т. п.

О распространении же фирновых ледников в точном значении этого термина наши знания крайне скудны. Фирновые ледники залегают не только в небольших вместилищах, но занимают подчас и более крупные котловины. Такие фирновые ледники описаны Я. Корольковым в истоках Западного Чилика [134, стр. 68]. Наблюдал их и С. Дмитриев в верховьях Северного Талгара в Заилийском Алатау: „конец ледника (в правом истоке реки) глядит из устья широкой, но не глубокой котловины, как обтаявший кусок сахара, с которым он сходен и по своей хрупкости: оторвавшиеся от этого конца и лежащие под ним глыбы молочно-белого фирна рассыпались в крупные зерна от одного удара альпенштока“ [73, стр. 31].

Ледники плоских вершин можно наблюдать только в Центральном Тянь-шане, где гребни гор отличаются ровной и почти плоской поверхностью. Отдельные горы в Чакры-коруме и Борк-колдое, а также в Терской-алатау обладают совершенно столовой поверхностью, погребенной под скатертью фирна, превращенного в нижних своих частях в лед. При небольшом уклоне гребня, этот лед, выползая из-под фирна, образует узкую ледяную кайму, как бы зачаточный язык, который однако целиком лежит на вершине и не переходит на склоны [102].

Этим мы и заканчиваем перечень главных форм, в которых проявляется оледенение Средней Азии. В него не включена только классификация Н. Тагеевой [281, стр. 542—543], основанная в известной степени на недоразумении, так как автор склонен фирновые бассейны и их языки, т. е. две части единого целого, рассматривать порознь, как отдельные типы оледенения: 1) оледенение, при котором площадь, занятая льдом и снегом, в общем, горизонтальна и округла, а лед и снег малоподвижны и мало способны к расчленению горных пород и 2) площадь, занятая льдом и снегом, наклонна, удлинена, лед и снег движутся по направлению наклона и способны к расчленению горных пород.

Скорость движения ледников. Для суждения о скорости движения ледников мы располагаем всего лишь несколькими отрывочными цифрами.

Годовая скорость, измеренная Р. Финстервальдером в сред-

ней части ледника Федченко фотограмметрическим способом, вблизи осевой части достигает 173—175 м, а на боках — 30—35 м [340]. Определения, сделанные в 1933 г. Н. Дорофеевым, показали, что около так называемого „Ригеля“ (абс. высота 4275 м) ось ледника движется со скоростью 0,27 м в сутки или 99,05 м в год, а вблизи обсерватории (абс. высота 4225 м, соответствующая 0,79 м и 284,7 м [75].

Значительными скоростями обладают некоторые ледники группы Хан-тенгри. По данным Н. Игнатьева [94], суточное движение ледника Семенова в середине равно 1 м, а по краям — 0,5 и 0,3 м; таким образом годовое продвижение осевой части составляет 360—365 м. Скорость ледника Иньдзек, измеренная М. Демченко в 15 км от конца ледника, оказалась равной 3,4 м в сутки [59], т. е. до 1200 м в год, если только она неизменна. Ледник Каниды, в части, расположенной в 10 км от конца вверх по течению, движется со скоростью 1,04 м в день [84].

По С. Дмитриеву [71], средняя суточная скорость движения южного Туюксуйского ледника (в Заилийском Алатау) равна 21,4 см; при такой быстроте нужно не менее 45 лет, чтобы частички снежника дошли до конца этого глетчера.

Ледники северного склона Терской-алатау отличаются ничтожными скоростями — в среднем около 0,5 см в сутки [109].

Наиболее надежные из определенных нами для ледников верховьев Нарына суточных скоростей имеют следующие значения: Лысый — 13,6 см, Давыдова — 11,3 см и М. Казан — 7,3 см (все ледники на западном склоне Ак-шияряка) [102]. Таким образом эти ледники оказываются в отношении скорости весьма близкими к глетчерам Альп.

Абляция. Чрезвычайная сухость воздуха и высокие летние температуры в Средней Азии влекут за собою весьма энергичную абляцию льда. Однако до работ экспедиций Комитета 2 МПГ (1932—1933 г.) никаких других указаний, кроме качественных, нет. Мерил суммарной величины поверхностной абляции могли служить до некоторой степени размеры (высота) ледниковых столов, но даже наблюдения над ними делались очень редко.

Первые цифровые данные мы имеем для ледников Казан-темир (бассейн Зеравшана), Зеравшанского и ледников системы р. Муксу.

По П. Кузьмину [141], средняя величина стаивания поверхности ледника Казан-темир за период с 24 августа по 8 сентября 1933 г. составляла 4,7 см в сутки.

Зеравшанская комплексная экспедиция 1932 г. определяла поверхностную абляцию Зеравшанского ледника на нескольких профилях. Е. Коновалов [121] сообщает, что на поперечном профиле у ледника Скачкова (с 1 по 21 сентября) таяние равнялось в среднем 4 см в день, на поперечном профиле у ледника Гарм (с 4 по 20 сентября) — 2,5 см, а на продольном профиле от ледника Скачкова до перевала Матча (с 4 по 20 сентября) — 2,6 см в день. В общем за 20 дней сентября 1932 г. ледник от

стайвания потерял около 19 млн. куб. м воды, а если считать и его притоки, то около 38 миллионов.

Памирская ледниковая экспедиция в 1932 и 1933 гг. производила наблюдения на ледниках Федченко, Бивачном и Зеленского (последний в Заалайском хребте). По О. Спенглеру [273], поверхностное стайвание ледников в верховьях Мук-су до горизонтали 4600 м составляло:

В июле	6 см в сутки или 1,86 м в месяц
августе	6 1,86
сентябре	4 1,20
октябре	1 0,31

Стало быть, всего за год — 5,23 м (абляция за 4 месяца считается годовой в предположении, что в остальные месяцы ее нет или она крайне незначительна).¹

В. И. Попов рассчитал, что годовое стайвание ледника Федченко составляет 10⁶ куб. м воды [219, стр. 17]. Тот же автор полагает, что вероятное количество осадков в области питания ледника Федченко более 1000 мм. Произведя грубый арифметический подсчет, нетрудно убедиться, что при площади фирновых полей в 400 кв. км, общая годовая прибыль влаги (если даже допустить заведомо неверное положение о полном отсутствии в фирновом бассейне явлений абляции и испарения) составит около 400 млн. куб. м воды, т. е. в 2½ раза меньше того, что ледник расходует. Тем не менее запасов льда в леднике, если условия не изменятся, хватит почти на 200 лет.

КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Наблюдения над изменением пространственного состояния ледников в Средней Азии еще малочисленнее и несистематичнее, чем на Кавказе. Почти все они, или во всяком случае большая часть их относится к ледникам периферических горных хребтов, наиболее близких к населенным культурным центрам и следовательно наиболее доступных: Заилийскому Алатау, Таласскому Алатау и в особенности к Туркестанскому хребту.

Попытаемся сделать обзор на основе имеющихся у нас материалов.

1) В Заилийском Алатау ледники в верховьях Б. Алматинки с 1914 г. в течение 11—12 лет наступали [196]. По данным Н. Пальгова [194], в 1926 г. на Главном Больше-Алматинском леднике можно было констатировать, что по сравнению с 1923 г. оконечность фронтальной морены продвинулась за три года вперед на 2,9 м, тогда как оконечность цунга (т. е. граница ви-

димого льда, отстоящая от фронтальной морены на значительном расстоянии) за то же время отступила на 4,5—6,5 м. Из этого исследователь делает заключение, что в 1924 г. ледники Б. Алматинки в 1925 г., ледник наступал (факт, зарегистрированный в журнале жеманной морены, под которой предполагается морена 1924 г.) и с 1926 г. начал отступать (факт, зарегистрированный в журнале границы цунга), после чего отступание не прекращалось ни в 1930—31 г. [196].

2) Мало-Алматинский или Туюксу-Алматинский (малый) ледник в истоках Мало-Алматинки (в 30 км от г. Алматы), по данным С. Дмитриева [71], с 1902 по 1903 г. отступил на 3,2 м, а с 1903 по 1905 г. отошел еще на 4,3 м. По сообщению того же исследователя, цитированному у В. Городельского [55], отступление с 1905 по 1906 г. составило 8 м, и с 1906 по 1908 г. — тоже 8 м. Средний Туюксу-Алматинский ледник за период 1902—1906 гг. отступил на 15,5 м [321]. Однако Н. Пальгов [191] не разделяет мнения С. Дмитриева об отступании ледника. Анализируя ошибку Дмитриева, исследователь считает, что за последнее время ледник даже медленно наступает (отсутствие береговых морен, вспученность средней части глетчера в виде горбов и т. п.), и подкрепляет свой вывод ссылкой на то, что с 1902 по 1922 г. нигде в соседних местах не наблюдалось сокращения ледников (стр. 165).

3) Ледник Богатырь в истоках р. Южный Талгар за время 1910—1927 гг., судя по внешним признакам, как будто отступил [192, стр. 233—234].

4) В Кунгей-Алатау восточный ледник Аксу (приток р. Кебин) с 1921 по 1926 г. наступал, и к 1927 г. общая величина наступания за 6 лет составила 28,3 м. В 1928 г. ледник продвинулся еще на 8,3 м, в 1929 г. продолжал наступать, а в 1930 г. сократился на 5 м [132, стр. 29].

5) Западный ледник той же реки с 1921 по 1928 г. наступил на 15 м, в 1929 г. наступал, в 1930 г. отступал [132, стр. 29].

6) Примерно та же картина наблюдается и на леднике Далан-ата (истоки Далан-ата в Кунгей-Алатау), наступавшего в 1927—1929 гг. и начавшего отходить в 1930 г. [132, стр. 29].

7) Б. Федченко, изучавший в 1897 г. ледники в верховьях Чотана (система р. Майдан-тал в Таласском Алатау) констатировал явные признаки их отступления и отмирания [174]. В следующем посещении (1902 г.) исследователь убедился, что больших перемен на ледниках не произошло, если не считать одного (№ 4), который проявил признаки надвигания [300, стр. 487].

8) Ледник долины Анаульгена (одна из составляющих р. Пскем) в 1929 г. проявлял признаки наступания, так как конец его подходил вплотную к конечной морене и явно напалзал на нее [131].

9) Ледник Чонг-тур (в бассейне Таласа, Таласский Алатау) за период 1928—29 г. отступил, потеряв около 150 000 куб. м вещества; левый край его отодвинулся на 25 м, правый на 15 м, а средняя часть сильнее всего — на 37 м [131].

¹ В этой же работе читатель найдет очень интересные материалы о величине стайвания в зависимости от экспозиции, загрязненности льда мореной и т. п. Автор привел также 130 обмеров камней с целью установления того предела их величины, выше которого камень дает начало ледниковому столу, а ниже — ледниковому стакану. Оказалось, что на леднике Федченко в октябре такой предельный размер равнялся 20—25 см.

10—12) Сведений о колебании ледников группы Хан-тенгри почти нет. Мерцбахер полагал [354], что наиболее крупные ледники более или менее стационарны, а мелкие находятся в стадии отступания. По данным В. Сапожникова, цитированным у Ю. Шокальского [318], ледник Семенова в 1902 г. отступал. Относительно Иныльчека М. Демченко [59] сообщает, что ледник с 1931 по 1932 г. сократился на 13,2 м.

Косвенным признаком значительного сокращения некоторых ледников этого района может служить факт, описанный М. Демченко: на леднике Самойловича в 3 км от конца из льда торчит на 4—6 м хорошо отполированная скала-пунатак, — типичный бараний лоб огромных размеров, обнажение которого видимо обусловлено резким уменьшением мощности глетчера [60]. Ледник Кайнды с 1932 по 1933 гг. отступил на 9 м [84].

13) Любопытны данные С. Шульца [322] о ледниках, спускающихся к западу и востоку с перевала Куйлю (хребет Куйлю-тау), ведущего из долины Ирташа в долину Сарыджаса. Ледники наступают (1934 г.). В частности восточный ледник Куйлю выдвинулся дальше, чем это показано на двухверстной карте, и доходит до высоты 3700 м. Конец его, сильно набухший (имеет в высоту 50 м), переползает через собственные конечные морены и ложится на флювиогляциальные галечники.

14—15) В хребте Кок-шаал в 1934 г. С. Эпштейну удалось проверить на леднике Мушкетова метку, поставленную там в 1929 г. Н. Пальговым. За истекшие 5 лет глетчер сократился на 86 м [326]. Ледник Маллицкого за тот же период обнаружил наступание [145].

16—19) На южном склоне хребта Терской-алатау в верховьях Большого Нарына ледники за год (1932—33) отступили: Чонтур Большой на 8,75 м, ледник Попова (Котр-тор) на 21,6 м, ледник Иттыш № 4 на 10,5 м, ледник Иттыш № 5 на 12,5 м [103].

20—26) На западном склоне хребта Ак-шийряк за тот же период наступили ледники Лысый — на 1,7 м и Малый Казан — на 4,2 м [103]. В прошлом же ледник Лысый с 1925 по 1932 г. отступил в общей сложности на 13 м (в 1929 г. наступал) [102]. Остальные ледники западного склона в 1932—33 г. сократились: ледник Давыдова на 15,5 м, Сары-тер II на 9 м, Большой Казан на 3,9 м, ледник Ак-бель на 4,7 м, западное крыло переметного ледника Горбунова (в истоках Кара-сая) на 13 м [103].

27) Ледник Петрова с 1925 по 1929 г. отступал [132, стр. 70].

28) Ледник Джаман-су на восточном склоне хребта Ак-шийряк с 1912 г. по 1933 г. укоротился на 250—300 м [104].

29) Ледник Кара-бодур в бассейне р. Чакыр-корум (в северных отрогах хребта Борколдой) с 1932 по 1933 г. отступил на 4,4 м [103].

30—35) В хребте Джетым-бель (восточная оконечность Джетым-тау) в 1932—33 г. все ледники отступали: Джетым-тер на 13,6 м, Май-тур на 9,6 м, Сары-тур VI на 8,1 м, Ичке-сары-тур I на 3 м, Ичке-сары-тур III на 11,5 м и Яман-ичке на 12,4 м [103].

36) В Ферганском хребте, в группе Уч-сенд (вершины Паракульджи). В. Мухин констатировал в 1915 г. энергичное отступление ледников. В частности Чон-сенд за 5 лет (1910—1915 гг.) отступил более, чем на 100 м [164].

Довольно многочисленны, хотя и отрывочны, наблюдения над ледниками Туркестано-Алайской горной системы (Туркестанский хребет). Здесь мы отмечаем:

37) Ледник Урмизан в бассейне Соха, как установил Н. Берг [39, стр. 407], в 1911—12 г. отступил на 39 м, а в 1912—13 г. на 14 м.

38) Ледник Ак-терек с 1927 по 1928 г. сократился на 20,5 м [132, стр. 117].

39) Ледник Райгородского (в истоках р. Кила-и-нахмун, бассейн Соха) с 1908 по 1910 г. наступил на 30 м [228, стр. 358], к 1911 г. продвинулся еще на 12 м [229], а в 1913 г. перестал наступать [39, стр. 408]. После этого началось повидимому энергичное отступление, так как И. К. Никитин, посетивший ледник в 1934 г., нашел, что с 1910 по 1934 г. общее сокращение глетчера составило 635 м.¹

40) Ледник Кара-су (в верховьях Исфары) в 1906 г. не сокращался [321, 17], но с 1911 по 1934 г. отодвинулся метров на 300 [Никитин].

41) Ледник Ак-су произвел на Л. Берга в 1906 г. впечатление прибывающего [17, стр. 10].

42) Ледник Шуровского со времени открытия его А. П. Федченко, с 1871 по 1906 гг., по мнению Л. Берга, несколько не отступил [17, стр. 20]. Впоследствии И. Преображенский установил, что если расстояние нижнего конца ледника относительно его третьей конечной морены и во времена А. Федченко (1871 г.), и во времена Л. Берга (1906 г.) было равно 52,8 м, то к 1908 г. оно увеличилось до 100 м, а к 1910 г. — до 171 м, т. е. с 1906 г. ледник сократился на 118 м [228, стр. 343]. С 1910 по 1911 г. ледник отступил еще на 17 м [229, стр. 126]. По последним данным И. Никитина (ор. cit.), ледник за время с 1911 по 1934 г. наступил на 78 м.

43) Ледник р. Мын-тэке (приток Харатуры), судя по косвенным признакам, с 1906 по 1911 г. наступил на 30 м [229, стр. 132], а затем до 1934 г. сократился, уменьшившись за этот период, по Никитину, на 287 м.

44) Ледник Татыген (Татикан) в 1906 г. возрастал, о чем свидетельствовало вспучивание его поверхности [17, стр. 16]. По Преображенскому, с 1906 по 1911 г. глетчер надвинулся на 150 м, т. е. наступал по 25 м в год [229, стр. 135].

45) В 1911 г. наступал и ледник Кашка-су Ляйлякской [229, стр. 162].

46) Ледник Джау-пая в 1906 г. прибывал [17, стр. 12], а в 1911 г. вероятно отступал [229, стр. 185—187].

¹ И. К. Никитин, «К геологии северного склона Туркестанского хребта». Тр. Тадж.-Пам. эксп., вып. 50, Л., 1936.

47) Ледник Тамынген с 1906 по 1910 г. повидимому наступал, но с 1911 г. началось исключительно быстрое и энергичное отступление, которое к 1934 г., по данным Н. Горбунова [52], привело к сокращению ледника на целых два километра! Процесс этот можно назвать почти катастрофическим.

48) Ледник Рама, стекающий с южного склона Туркестанского хребта, за 52 года (1870—1932 гг.) сократился на 260 м. Доказательством продолжающегося отступления ледника служат свежие, еще не заросшие травой, береговые морены, настолько оригинально террасированные, что напоминают лестницу оползней, происходивших, очевидно, вследствие таяния линз мертвого льда внутри морены [Коновалов, 119].

49) Зеравшанский ледник принадлежит к числу наиболее хорошо изученных ледников Средней Азии. Рикмерс утверждал (1906 г.), что ледник длительно и непрерывно отступает, начиная с половины XIX столетия [363, стр. 258]. По данным Самаркандской поземельно-податной комиссии (землемер которой, Эдильев, составил в 1908 г. карту конца ледника), ледник с 1898 по 1908 г. отступал [177]; по сведениям Бржезицкого, за это десятилетие сокращение ледника составило 200 саж., т. е. 427 м, а по Преображенскому, ледник с 1871 г. сократился на 700 м [Фаугдильд, 298]. За 1910—1911 гг. отступление равнялось 15 м [229, стр. 146]. Любопытно, что изменения Зеравшанского ледника наиболее ярки в той части, под которой проходит р. Зеравшан: здесь наблюдаются провалы и постепенное оседание льда, тогда как правая часть изменяется сравнительно слабо. Н. Петровский [205], сравнивший карты 1870 г. (Аминова) и 1908 г. (Эдильева), пришел к выводу, что за эти 38 лет в очертаниях правого края ледника перемен почти нет. Последние данные В. Учайкина [297] рисуют примерно ту же картину: из сравнения съемок экспедиции И. Мушкетова, Эдильева, Фаугдильда и Зеравшанской экспедиции 1932 г., автор заключает, что правая часть ледника с 1880 по 1932 г. отступила на 265 м, а левая — на 1200 м.

50) В бассейне Ягноба ледник Главный Барзанги в 1927—1928 г. отступал. В 1933 г. ледники верховьев Ягноба, судя по сообщению В. Гордиенко [54], вели себя различно, в зависимости от более или менее благоприятных орографических условий своего положения: Малый Такали, Кумбель и Главный Барзанги находились в стационарном положении, Большой Такали наступал, а Малый Барзанги отступал.

Обратимся теперь к ледникам хребта Петра I и к системе ледника Федченко:

51) Ледник Пир-ях („старый лед“) в бассейне р. Оби-хингоу с 1905 по 1913 г. отступил на 60 м [132, стр. 157].

52) У ледника Товарбек, по данным Я. Эдельштейна [324], с 1905 по 1906 г. положение конца по отношению к марке не изменилось, но язык по бокам и сверху заметно стаял, что можно считать признаками начавшегося отступления.

53) Ледник Боур-альмас (Боральмас) за тот же период сильно

стаял. По Д. Ниливкину [176, стр. 203], с 1905 по 1915 г. отступление наступило на 25,6 м (12 саж.).

54) Ледник Мушкетова (в истоках Кари-сая) с 1904 по 1910 г. наступил, и в 1914 г. далеко продвинулся в долину Мушкетова, и в 1924 г. ледник уже отходил [128], а в 1933 г. отступил еще больше и продолжает медленно сокращаться [Корженевский, 129, стр. 54]. Для периода 1925—1932 гг. Горанский и Гурьев дают величину сокращения 125 м [53].

55) Сводку о периодах отступления и наступления ледника Федченко за время с 1868 по 1933 г. составил О. Свенглер [274]. Из нее явствует, что за последние 60 лет ледник отступил по крайней мере две стадии наступания с максимумом около 1870 и 1914 гг., причем во время этих максимумов он своим своим языком закрывал вход в долину р. Баянд-шин. Свенглер соглашается с Корженевским, что в среднем ледник все же сохраняет более или менее стационарное положение, колеблется около какой-то средней точки, то продвигаясь, то отступая метров на 300 вглубь долины. С 1926 по 1932 г. западный край ледника Федченко отошел примерно на 100 м, с 1932 по 1933 г. — еще на 8 м. По устному сообщению И. Д. Андреева, работавшего в обсерватории ледника Федченко в 1934—35 г., ледник с 1924 по 1935 г. отступил всего на 282 м.¹

56) Ледник Малый Танымас (левый приток ледника Федченко, не доходящий до последнего на 2 км) в 1932—33 г. отступил на 8 м [274].

57) В ряду прочих ледников совершенно особое место занимает Нотгемейншафт. В 1928 г. конец ледника был снят фотограмметрически Р. Финстервальдером, участником Советско-Германской экспедиции. В 1933 г. съемку тем же методом повторил И. Дорофеев [76], причем оказалось, что за время с 1928 по 1933 г. правый (восточный) край ледника наступил на 375 м, а левый на 150—190 м.

Этим почти исчерпываются наши сведения о состоянии ледников Средней Азии в последние десятилетия. Рассматривая этот материал, мы можем только констатировать, что с начала XX столетия и по сей день целый ряд ледников, на фоне общего угасания оледенения, проявляет известную активность. Наступание отдельных глетчеров отмечено во всех районах Средней Азии в разные годы. Однако повидимому период максимального наступания охватывает время с 1906 по 1915 г. включительно: именно на этот промежуток приходится большинство указаний на надвигание тех или иных ледников.

¹ Доклад 5 декабря 1935 г. на заседании Гидрофизической секции Гос. гидрологического института в Ленинграде.

ЛЕДНИКИ АЛТАЯ

РЕЛЬЕФ И КЛИМАТ

Алтайская горная страна, лежащая к востоку от Иртыша и верховьях Бии и Катунь, не представляет собою резко обособленной горной системы: на севере она сливается с Кузнецким Алатау, на востоке ее продолжением служит Саянский хребет, а к юго-востоку отходит Монгольский Алтай. Внутри самого Алтая отдельные горные хребты тоже выделяются в значительной мере условно и не отчетливо, — в общем это довольно сплошное горное поднятие, неравномерно расчлененное широкими долинами, носящими подчас степной характер и связанными друг с другом узкими поперечными ущельями. Гребни большинства горных массивов — плоские или слегка волнистые плато; только наиболее высокие из них и следовательно наиболее энергично расчлененные, приобретают облик альпийских горных цепей, с зубчатым гребнем, острыми формами и значительным снежным и ледяным покровом.

Одним из наиболее крупных горных узлов Алтая является пограничный массив Табын-богдо-ола («Пять священных гор»), расположенный в области верховьев Бухтармы. От него на юго-восток отчленяется и уходит за пределы СССР Монгольский Алтай, к западу почти в широтном направлении тянется система Южно-Алтайского хребта, а к востоку пограничная цепь Сайлюгем.

Собственно Южный Алтай протягивается на запад от Табын-богдо-ола на 90 км, имея здесь среднюю высоту (до истоков Бухтармы) 3400—3500 м, с отдельными вершинами до 3790 м (гора Кирей над истоками Нарын-кабы) [234]. Далее он разветвляется на две главные цепи: северную, длиной около 230 км, и южную, длиной около 210 км. Северная цепь по направлению к западу носит последовательно наименования Тарбагатай (2200—2600 м), Сарымсақты (2800—3100 м, а в горе Беркут — 3360 м) и Нарымского хребта, расположенного между долинами Нарына и Курчума. Нарымский хребет достигает в восточной части высоты 2100—2700 м, в средней — 1600—2000 м, а в западной понижается до 1000—1500 м. Южная цепь складывается из хребтов

Сар-тарбагатай (2700—2800 м), Джеты-жыны (2700 м) и Курчумского (2500 м).

Все эти хребты круто обрываются к северу и сравнительно полого спускаются на юг.

Формы гор в западной и юго-западной части Южного Алтая — плоские, округлые; вершины их представляют собой широкие плато, либо очень пологие купола и конусы, но в Сарымсақты и в собственно Южном Алтае хребты имеют карнизы, ущелья, простыми и сложными пирамидами, над которыми возвышаются острые гребни, пирамиды и зубцы. В южной части, в области лесной зоны, вновь получают преобладание скалистые и мягкие формы рельефа (бараньи лбы, куполовидные холмы), выработанные древним оледенением.

Цепь гор, отходящая от Табын-богдо-ола на восток до перевала Таушанты (через который из Чуйской степи в город Кобдо ведет колесный путь), называется хребтом Сайлюгем, а от этого перевала до озера Джувлу-куль — хребтом Чихачева. Сайлюгем, круто падающий на север, не превышает, за редким исключением, 3000 м [282].

Хребет Чихачева, идущий почти в меридиональном направлении, имеет отметки от 2800 до 4000 м.

Следующая к северу широтная цепь гор Алтая складывается из нескольких участков; к западу от Чуйской степи до Аргута — Чуйские Белки или Чуйские Альпы, затем ограниченные замечательной петлей Катунь, обрамляющей хребет с юга, запада и севера. — Катунские Альпы и их продолжение, отклоняющееся немного к северо-западу, — хребет Холзун.

Чуйские Альпы, в особенности в той части, которая в виде узкого водораздельного гребня окаймляет с севера долину Ясатера, имеют высоту 3000—4000 м (вершина Иикту — 4200 м). Еще выше (3500—4000 м) Катунские Белки — острый скалистый хребет, в котором находится высшая точка всего Алтая — гора Белуха, поднимающаяся в виде двух соединенных седлом снежных пирамид до высоты 4542 м [253]. Хребет Холзун — невысоких пирамид до высоты 4542 м, но сильно расчлененный многочисленными карми. От него лучами по всем направлениям отходит ряд горных кряжей: на северо-северо-запад — Коксуйский, на запад — Убинский, на запад-юго-запад — Ивановский, на юго-запад — Ульбинский, а с юго-востока к нему примыкает плоско-вершинный хребет Листвяга (до 2200 м), большая часть которого тянется в широтном направлении между Катунскими Белками и Южным Алтаем. От восточной оконечности Южного Алтая Листвяга отделен довольно высоким (2200—2300 м) плоскогорьем Укок, холмистым, частью болотистым и изобилующим озерами.

Третья более или менее широтная гряда Алтая начинается на востоке горами Биш-иерду, которые известны также под названием Северо-Чуйских Альп. Это довольно запутанная горная группа, в которой трудно выделить определенную орографическую ось. Она расположена по левому берегу р. Чун.

севернее рек Чеган-узун и Шавла, и мало уступает по высоте (3700 м) Чуйским (иначе — Южно-Чуйским) Белкам. В восточной части вершины гор имеют характер узких и ветвистых каровых гребней.

Продолжением гор Биш-нирду к западу от Катунь служат Теректинские Белки, переходящие далее на запад-северо-запад в Коргонские Белки. Гребень Теректинской цепи — плоский и не поднимается выше 2300—2400 м.

От Чуи и Чарыша на север до Бии и Оби горные хребты Алтая отличаются уже другим простиранием. Между Чарышем и Катунью веером расположены отходящие от Теректинско-Коргонской цепи на северо-запад и северо-северо-запад хребты Талицкий, Ануйский, Чергинский и Семинский, — в сущности, не столько даже хребты, сколько остатки плоскогорья, расчлененного эрозией на ряд массивов высотой не более 1600—1700 м в южных частях и значительно менее высоких (1000—1500 м) — в северных.

К востоку от Катунь и севернее Чуи выделяется система таких же плосковершинных массивов, имеющая такое же простирание, как и упомянутые выше хребты. Самый высокий из них (2800—3000 до 3300 м) и наиболее расчлененный — Курайский хребет, на востоке почти сливающийся с хребтом Чихачева. От верховьев р. Кадрия (ограниченной с юга отрогом Салджар) горный хребет, до сих пор тянувшийся почти по широте, резко заворачивает на северо-запад и несколькими разрозненными краями заполняет пространство между нижним течением Катунь на западе и Телецким озером на востоке.

На этом пространстве «хребты» намечаются лишь очень условно, — явственно отделенных друг от друга цепей нет, а вместо них — одиночные возвышенности или группы их, не превышающие 1000—1300 м. Только в районе Телецкого озера они имеют высоту до 2300 м. Телецкое озеро (или Алтын-куль, т. е. «Золотое озеро») — самое крупное на Алтае (длина 75 км, ширина до 3—5 км) — лежит на 473 м над уровнем моря, так что склоны окружающих его гор круто вздымаются над зеркалом воды на 1800—2000 м. К югу от озера между долинами Чулышмана и его левого притока Башкауса идет плосковерхий Чулышманский горный массив (в южной части до 2300—2600 м, а местами до 3000 м).

Наконец с севера долина Чулышмана ограничена хребтом Чапчал (Шапшал), с узким гребнем, изъеденным карами, высотой в 3000 м (на юго-востоке — до 3500 м). К этому хребту примыкает уже Саянская горная система.

Для Алтайского высокогорного ландшафта характерно большое количество озер разной величины, — чаще всего ледникового происхождения, с изумрудного цвета водой: Тальменье, Язевое, Телецкое, Мультиинские и т. п. Сочетание гор, покрытых снегами, озер и алтайской тайги (из ели, пихты и лиственницы) делают край чрезвычайно живописным [264], напоминающим многие красивейшие уголки Швейцарии. В противоположность

Кавказу, где озер почти вовсе нет, последние на Алтае составляют существенный элемент географического ландшафта.

Охарактеризовать климатические условия высокогорной части Алтая нельзя, так как метеорологическая сеть, особенно в горах, довольно редкая, вовсе не захватывает областей, интересующих в ледниковом отношении. Косвенные данные можно получить лишь из материалов двух станций: Кош-Агач, расположенной в высокой Чуйской степи (на высоте 1770 м), и Алтун-Ала, — в южном Алтае, на высоте 1000 м. Особинно суровы климатические условия в районе Кош-Агача, где средняя температура года равна $-5^{\circ}8$, лета $+13^{\circ}$ и зима $-27^{\circ}3$, а амплитуда средних превышает 40° . Осадков здесь выпадает менее 300 мм, причем главная масса их приходится на лето. Климат равнин ст. Алтайской мягче: средняя температура года $+1^{\circ}8$, лета $+16^{\circ}2$ и зима $-12^{\circ}1$ (амплитуда средняя $28-29^{\circ}$, осадков около 400 мм (большая часть летом).

Судя по тому, что в разных местах Алтая, даже на сравнительно небольших абсолютных высотах (300—700 м) ежегодно осадняется атмосферной влаги от 400 до 600 мм, можно думать, что на уровне снеговой границы осадков бывает значительно больше.

Летом, т. е. в период максимального выпадения осадков, дуют северо-западные и западные ветры. Широко ориентированные и низкие хребты западного Алтая сравнительно свободно пропускают их, и только в области таких горных узлов, как Табын-рогдо, или таких высоких цепей, как Чуйские и Катунские Альпы, воздушные течения освобождаются от несомой ими влаги. Сухой климат Чуйской степи объясняется тем, что она расположена уже по ту сторону (восточнее) этого высокого барьера.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ

Определения высоты снеговой линии на Алтае еще весьма немногочисленны. Наибольшее их количество содержится в каталоге алтайских ледников, составленном Б. Троновым [287];¹ ими удобнее всего пользоваться в целях сравнения, так как все цифровые величины получены одним методом (Кузовского).

В Ивановском хребте и в Северо-восточном Алтае (система р. Бии) снеговая линия характеризуется отметками 2300—2400 м. В Катунском хребте она лежит на обоих склонах на высоте 2500—3100 м, причем по мере движения с запада на восток повышается. Это явление находит свое выражение и в том, что северный склон Чуйских Альп, служащих восточным продолжением Катунских Белков, несет снеговую линию уже на высоте 2875—3200 м, причем и здесь наблюдается повышение ее к востоку. Горы Биш-нирду, расположенные несколько севернее Чуйских Альп, отличаются более низким положением снежной

¹ Обобщенные данные о положении снеговой границы кроме того содержатся и в другой работе того же автора [286, стр. 57—69].

границы: на северном склоне 2500—2650 м, на южном 2625—2925 м. Разница между обоими склонами составляет 100—300 м, разница же между западной и восточной оконечностью хребта на склоне северной экспозиции невелика, а на южном доходит до 300 м.

В хребтах Сайлюгем и Чихачева (на северном и западном склонах) высота ее колеблется от 3100 до 3500 м [294].

ОБЩИЙ ОБЗОР ОЛЕДЕНЕНИЯ

Почти вся основная гляциологическая литература по Алтаю, исчерпывается в сущности работами В. Сапожникова, В. Резниченко, Б. Тронова, М. Тронова и К. Тюменцева. Их неутомимой энергии обязаны мы всем, что сейчас известно о ледниках этого интереснейшего горного района. Несмотря на то, что в последнее время изучение алтайских глетчеров ведется только Б и М. Троновыми и К. Тюменцевым, т. е. силами всего трех исследователей, каждый их новый маршрут приносит важные открытия. В этом легко убедиться даже при беглом просмотре периодически публикуемых ими сообщений: каталог Б. Тронова на 1 января 1925 г. уже устарел [287]; устарел в некотором отношении также итоговый обзор на 1 января 1933 г., составленный всеми тремя авторами [294]. Авторы сводок одновременно являются и непосредственными „виновниками“ изменений, ежегодно в эти сводки вносимых; труд их хочется сравнить с работой ювелира, так как в течение многих лет отделявают и совершенствуют они ледяную диадему Алтая.

Северный и Северо-восточный Алтай, несмотря на низкое положение снеговой границы, насчитывает всего 8 мелких ледничков карового типа, с общей площадью оледенения, едва достигающей 1,5 кв. км. Следовательно с гляциологической точки зрения эти части Алтая практически не представляют никакого интереса. Ничтожное развитие ледников объясняется тем, что горные массивы только в нескольких точках касаются снеговой границы. Вероятно имеет значение и характер рельефа, значительно менее расчлененного, чем в Центральном и Южном Алтае. Можно утверждать, что современные алтай-

К наиболее крупным ледникам северного склона Катунского хребта относятся: 1) ледник Мёнсу (в системе Иедыгема, притока Аргута) длиной 10 км и площадью 13 кв. км, спускаю-

шийся очень низко — до высоты 1950 м; 2) ледник Родзевича или Аккемский, длиной 7 км, площадью 8 кв. км, стекающий на север с восточной вершины Белухи; снежник его очень мал по сравнению с языком, конец которого лежит на высоте 2110 м [295]; 3) ледник Мюшту-айры (в истоках р. Кочурла), длиной 7 км, площадью в 6 кв. км, спускающийся с западных склонов западной вершины Белухи до высоты 1950 м [255, 288].

На южном склоне Катунского хребта отметим: 1) ледник Берельский (в истоках р. Белая Берель), длиной 8 км, площадью в 14 кв. км, оканчивающийся на высоте 1950 м, и 2) ледник Геблера или Катунский — один из крупнейших на Алтае; он тоже стекает с Белухи и дает начало р. Катунь; длина его среднего потока 6,9 км, площадь всего ледника 11,4 кв. км, конец лежит на высоте 2000 м [295]. Однако все эти ледники своими размерами сильно уклоняются от обычной величины алтайских глетчеров. Это можно видеть хотя бы из того, что суммарная площадь пяти перечисленных ледников составляет четвертую часть всей площади оледенения Катунских Альп. Подавляющее же большинство ледников не превышает по площади 1 кв. км каждый.

Два других центра оледенения, одинаковые по площади снегов и льдов, но отличающиеся количеством ледников, приурочены к Чуйским Альпам и горам Биш-иирду. В противоположность Катунскому хребту, все эти области характеризуются относительно большим участием в оледенении именно долинных ледников, правда не очень крупных. В Чуйских Альпах долинных ледников составляют только немного менее половины общего количества ледников этого хребта; то же нужно отметить и в отношении гор Биш-иирду. Кроме того, в этих хребтах ледники не так скучены в одном месте, как в районе Белухи, а распределены по всему массиву (особенно в Чуйских Белках) более равномерно [178, 254]. При этом в Чуйском хребте наибольшее оледенение не совпадает с главными вершинами, а сдвинуто несколько к западу от них, — туда, где сильнее развиты боковые отроги.

В Чуйских Альпах две трети всего количества ледников (по площади свыше 90%) лежат на северном склоне хребта и оканчиваются на высоте 2600—2900 м, на южном на высоте 2500—2800 м. Исключение составляют более крупные ледники. Ледник Большой Талдура (длина 7,5 км, площадь 18 кв. км) на северном склоне в системе р. Чуи спускается до 2340 м, ледник Софийский (длина 7 км, площадью 8 кв. км), питающий р. Аккол — до 2580 м, ледник Большой Кара-айры (длина 4—5 км, площадь около 7 кв. км) — даже до 2200 м (?).

В хребте Биш-иирду северному склону принадлежат 85% всего числа ледников этого хребта и 70% площади оледенения этих гор. Средняя высота, до которой спускаются ледники северного склона, равна около 2400 м. Ледники южного склона оканчиваются в среднем на 100 м выше. К самым значительным глетчерам Биш-иирду на северном склоне относится Большой

Маашей (длина 6 км, площадь около 7 кв. км), спускающийся до 2230 м, т. е. на 100 м ниже границы леса [292]. Еще меньше ледник Джело в той же системе Чуи (длина 5 км, площадь около 7 кв. км), оканчивающийся на уровне 2100 м.

Горные массивы, расположенные между Катунскими и Чуйскими Алтайскими хребтами несут лишь незначительные ледники типа каровых и висичих.

Новый центр Алтайского оледенения связан с юго-западным узлом Табын-богдо-ола и с отходящими от него хребтами.

Взятый в своих естественных границах, массив Табын-богдо-ола по мощности оледенения (150—200 кв. км) почти не уступает Катунскому хребту. Но главная масса этих льдов находится вне пределов СССР и питает речные системы китайской Джунгарии. По ту сторону государственной границы лежат и величайшие ледники не только Табын-богдо, но и всей Алтайской горной страны: ледник Потанина (длина 16 км, площадь 50 кв. км) в бассейне Аккола, притока Кобдо, и ледник Пржевальского (длина 12 км, площадь 30 кв. км) в бассейне Северного Каваса.¹ В пределах СССР Табын-богдо входит преимущественно своим северным склоном. Общая площадь оледенения этого склона вместе с системой гор Южного Алтая достигает 80 кв. км, причем большая часть этой площади расположена восточнее верховьев Бухтармы и Кабы. Как и в прочих районах, преобладают небольшие (в среднем по 0,1 кв. км) каровые ледники, отличающиеся крутым (10—20°) падением и оканчивающиеся на высоте 2600—3000 м [233 и 234]. К наиболее крупным ледникам долинного типа относятся Алахинский (длина 8 км, площадь 20 кв. км), спускающийся до 2400 м, и Укокский (длина 5 км, площадь 8,5 кв. км), оканчивающийся на 2600 м.

К востоку от Табын-богдо в хребтах Сайлюгем и Чихачева оледенение почти угасает, — вся площадь его составляет всего лишь 3 кв. км, поделенных между полутора десятком ледников.

Нужно отметить, что изложенное конечно отражает далеко не полностью истинную картину развития ледников на Алтае, хотя бы уже потому, что такие районы, как Сайлюгем, хребет Чихачева, горы Биш-иирду еще очень мало изучены. Однако материалов у нас вполне достаточно, чтобы полагать, что это «первое приближение» в основном правильно, и что на Алтае имеется только четыре крупных ледниковых узла: Катунский хребет, Биш-иирду, Чуйские Альпы и восточная часть Южного Алтая.

На распределении ледников между северными и южными склонами сказывается преобладание на Алтае западных и юго-западных ветров. На невысоких хребтах, где вершины поднимаются над снеговой линией всего на 200—400 м, ледники имеются только на северных склонах (Северо-западный Алтай и др.).

¹ Сведения о ледниках Монгольского Алтая читатель может найти в книге В. Сапожникова: «Монгольский Алтай и истоки Иртыша и Кобдо» [259, стр. 281—293]. Одна из карт, приложенных к работе, специально посвящена ледниковому узлу Табын-богдо-ола (масштаб 1:210 000).

Если это превышение составляет уже 500—800 м, тогда глетчеры появляются на южной стороне хребтов, уступая однако и по количеству и по площади оледенения склонам противоположной экспозиции. Отдельные очень высокие вершины, например Белуха (на 1000 и более метров выше линии вечного снега), характеризуются уже одинаковой интенсивностью оледенения на обоих склонах, а в случае тесной группировки таких вершин (Табын-богдо-ола) наиболее оледенелым оказывается южный склон. Объясняется это, по мнению Б. Тронова, тем, что невысокие горные кряжи пропускают влажные юго-западные (и западные) ветры мимо себя, и распределение ледников в них зависит главным образом от экспозиции. В то же время высокие горные хребты задерживают на себе почти все осадки именно тем склоном, который обращен навстречу влажным воздушным течениям [286, стр. 68].

ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Исключительно интересной чертой современного алтайского оледенения, выдвигающей Алтай на особое место среди других ледниковых районов СССР, является распределение его глетчеров в сущности почти только между двумя типами: типом каровых ледников, ничтожных по размерам, но преобладающих количественно, и типом долинных ледников, которые разнаты меньше, чем каровые, но зато имеют в общей картине оледенения огромный удельный вес. На фоне господства этих двух категорий остальные формы ледников играют роль совершенно второстепенную, да впрочем и не отличаются разнообразием: среди них встречаются только висячие ледники или висячкарровые, если не считать пяти „теснинных ледников“ (Schluchtgletscher), о которых упоминает В. Резниченко в своей сводке по Южному Алтаю [234].

Можно сказать, что характер современного оледенения Алтая отличается удивительной простотой и однообразием, если сравнивать его с оледенением Средней Азии или Кавказа. Вероятно это объясняется такой же сравнительной простотой и однообразием рельефа: главный морфологический элемент Алтая — расчлененное тектоническими процессами и эрозией плоскогорье (пенеплен), а в областях, вздымающихся выше снеговой линии — формы, обусловленные эрозией и снежным выветриванием (цирки долин и кары или, как их образно называет Танфильев, „кресловины“). Элементы неразрушенного пенеплена, как лежащие в большинстве случаев ниже линии вечного снега, в формировании ледников участия почти не принимают (в противоположность тому, что мы наблюдаем например в Центральном Тянь-шане), и аккумуляторами льдов и фирна служат водосборные области рек и каровые ниши.

СОСТОЯНИЕ ЛЕДНИКОВ

Главное внимание исследователей алтайских ледников до самого последнего времени было направлено на выяснение

общей картины оледенения, на описание глетчеров и учет их количества их, так и величины занимаемой ими площади.

Жизнь и динамика ледников остались почти вовсе неизменными. Вот почему в нашем распоряжении нет данных, которые могли бы характеризовать скорость движения ледников Алтая,¹ размеры абляции, амплитуду колебаний и продолжительность окончаний ледниковых циклов и т.п. Есть общее представление, что ледники Алтая отступают [234], причем как будто особенно интенсивно в последние 35 лет [178]. Цифровых же характеристик этого процесса имеется почти лишь для нескольких ледников.

Наибольшее внимание в этом отношении привлек к себе Катунский ледник (Геблера). Еще по данным Саложникова он за 14 лет (1897—1911 гг.) отступил на 243 м. Б. и М. Троновы [293, стр. 248] констатировали для периода 1911—1926 гг. новое сокращение на 202 м, а для периода 1926—1931 гг. — еще на 57 м [288]. В 1917 г. западный поток ледника соединялся со средним, а в 1933 г. эти две ветви оказались уже разобщенными [295]. В среднем ледник Геблера каждый год укорачивается на 15 м.

Не менее энергично отступает и главный Аккемский ледник, конец которого в 1897 г. обрывался ледяной стеной в верхнее Аккемское озеро. Двадцать лет спустя, т. е. к 1927 г., конец отстоял от озера на 300 м [293, стр. 254], а в 1932 г. уже на 349 м [295], так что среднее годовое отступление равно около 10 м.

Берельский ледник (в истоках р. Белая Берель) до 1917 г. находился повидимому в стационарном положении, так как успел отложить мощную (до 180 м) морену, в которую и упирался своим концом. Но с 1917 по 1933 г. он начал энергично отступать, сократившись за это время на 360 м (т. е. в среднем по 21,76 м в год) [295].

Наконец ледник Маашей в горах Биш-нирду в 1924 г. производил впечатление наступающего: из его трех потоков средний как бы надвигался на старую отмирающую часть ледника [292]. Но впоследствии оказалось, что ледник, как и прочие на Алтае, тоже отступает: его сокращение за время с 1924 по 1932 г. равнялось 49 м [289].

¹ У В. Саложникова [252] находим указание, что суточная скорость движения на осевых частях ледников Талдуринского, Катунского и Берельского составляет от 22 до 36 см.

ЛЕДНИКИ САУРА, САЯН И КАМЧАТКИ

ОЛЕДЕНЕНИЕ САУРА

К югу от озера Зайсан, между Тарбагатаем и отрогами Алтая, расположен Саурский хребет, в состав которого входят и горы Мус-тау.

Горы Мус-тау („Ледяные“ или „снежные“) — это обособленная ледниковая область, совершенно не связанная с другими ледниковыми районами. Все сведения, которые имеются об этом оригинальном центре современного оледенения, сведены в работе В. Резниченко [232], сопровождаемой несколькими хорошими фотографиями, которые дают представление о характере развитых в Мус-тау глетчеров.

Имя Мус-тау носит восточный, самый высокий [185], широтно ориентированный участок Саурского кряжа, дренируемый реками, принадлежащими к бассейну р. Кендерлык. Восточная половина Мус-тау, загибающаяся к юго-востоку, лежит в Китайской Джунгарии; в пределы СССР входит только северный склон западной части хребта, отличающийся значительными высотами: от 3000—3100 м на западе до 3600—3700 м на востоке (при средней отметке увенчанного снегом гребня в 3500 м).

Рельеф Мус-тау характеризуется сравнительно слабым расчленением. Вершины гор плоские, иногда куполообразные и редко зубчатые. Но в верховьях долин имеются все же подчас довольно обширные мульды, открытые к северо-западу, северу и северо-востоку (т. е. более или менее навстречу господствующим ветрам) и удобные для накопления снегов. Климат района резко континентальный: колебания абсолютных значений температуры в году достигают 77°, а количество осадков у Зайсана не превосходит 200—350 мм. Высокие летние температуры и массивность хребта мало благоприятствуют развитию оледенения. Тем не менее, благодаря большим абсолютным высотам, Мус-тау на протяжении 40 км своей длины (из них 23 км в пределах СССР) покрыт снегами и фирнами, занимающими общую площадь около 60 кв. км (в том числе 35 кв. км в СССР). Однако снеговые поля эти далеко не так активны, как могли бы быть в иных условиях: они дают начало лишь небольшим ледникам

причем суммарная площадь всех ледников в СССР составляет около 6 кв. км, а в Китае — 6,5 кв. км.

На северном склоне Мус-тау снеговая линия лежит на высоте 3330—3350 м, т. е. вершины хребта над ней поднимаются на 250—370 м.

При характеристике ледниковой области наиболее показательная разность оледенения* [100, стр. 390] и может служить показателем, отражающим известную меру знергии процесса оледенения. Как видим, для Мус-тау положительная разность мала; в силу чего и ледники незначительны, самый большой Кос-айрык имеет в длину около 4,5 км (вместе с областью питания).

В советских пределах в Мус-тау известно всего 9—10 ледников. Нижние концы их спускаются до высоты 3010—3060 м, т. е. не более, чем 300 м ниже снеговой линии. Из этого количества 3 ледника относятся по типу к простым (без притоков) долинным, 2 ледника — к висичим (Беркут-кунган, Кын-боккан) и 4 — к каровым (Кичкине-боккан, Аба и др.). К долинным принадлежат: ледник Дарз (полная длина 3 км, площадь 1,6 кв. км), ледник Кос-айрык (длина 4,5 км, площадь 3,1 кв. км) и ледник Улыкун-боккан (длина 1,8 км, площадь 0,17 кв. км). Каровые и висичие ледники по размерам еще меньше — от 0,05 до 0,53 кв. км.

Анализируя материал, изложенный в описательной части цитированной работы В. Резниченко, нельзя не прийти к выводу, что долинные ледники Мус-тау обладают весьма своеобразными чертами. Все они отличаются прежде всего чистотой своих языков, очень слабо засыпанных мореной, в связи с чем видимо стоит и почти полное отсутствие свойственных ледникам поверхностных образований, вроде ледниковых столов. С другой стороны, конечные и боковые морены достигают громадных размеров. Общеизвестно, что туркестанские ледники замечательны не только развитием своего моренного обрамления, но на конце сплошь покрыты плащем каменных обломков. Следовательно в этом отношении глетчеры Мус-тау являются исключением.

Зато другие признаки, в частности строение областей питания и отношение их к областям стока (ледниковый коэффициент), сближают ледники Мус-тау с туркестанским типом глетчеров. Описывая ледники, В. Резниченко [232] все время пользуется термином „мульда“ для обозначения фирновых бассейнов. Но фактический материал, приводимый им, едва ли оправдывает этот термин. Во всяком случае здесь и речи быть не может о классических альпийских мульдах. Например у ледника Кос-айрык длина „мульды“ 2 км (длина цунга 2,5 км) а ширина 800—900 м (ширина цунга 600—700 м); таким образом по своей внешней форме область питания ничем почти не отличается от области стока: мы имеем однообразную, не расширяющуюся к верховьям долину, верхняя часть которой накапливает

лед, а нижняя тратит его. Примерно та же картина и у ледника Улькун-боккан: длина фирновой „мульды“ 1 км, ширина 100—150 м, в то время как длина цунга 650—800 м, ширина тоже 100 м.

Ледниковые коэффициенты также весьма показательны. У ледника Дара площадь фирна (f) равна 0,3 кв. км, площадь языка (z) — 1,3 кв. км, т. е. $f:z = 1:4$, откуда ледниковый коэффициент $k = 0,25$. У Кос-айрыка $f = 1,7$ кв. км, $z = 1,4$ кв. км, $f:z = 1,2:1$, т. е. $k = 1,2$. Наконец у ледника Улькун-боккан $f = 0,1$ кв. км, $z = 0,07$ кв. км, т. е. $k = 1,4$. Следовательно области питания по площади или много меньше ледникового языка (Дара) или почти равны площади цунгов, лишь немного превосходя их.

Для полного сходства с туркестанским типом не хватает еще лавинного питания. Ввиду того, что вершины в зоне фирновых полей чаще всего куполообразны и уплощены, условия для образования лавин менее благоприятны, чем при сильно расчлененном рельефе. Надо полагать, что лавины в жизни глетчеров Мус-тау большого значения не имеют.

Ледники Мус-тау, по мнению Резниченко (1907 г.), довольно давно находятся в стационарном положении, о чем свидетельствуют прекрасно сформированные в виде отчетливых валов конечные морены. Сведений о переменах, которые могли иметь место после 1907 г., в литературе нет.

ЛЕДНИКИ САЯН

В Саянах ледники известны в двух районах: в Кизир-Казырском (Минусинский край) и на Мунку-сардыке.

Глетчеры Кизир-Казырского района описаны Г. Стальновым [275] и А. Вологдиным [45]. В рельефе здесь можно выделить несколько хребтовидных широтных массивов. Один из них (хребет Крыжина) составляет водораздел рек Кизир и Казыр, текущих в своих верховьях с востока на запад. Северный склон его крутой, южный более пологий. Главная вершина — гора Пирамида (2635 м) — поднимается почти над самыми истоками р. Кизир. Западнее этого пика параллельно Кизиру тянется цепь зубчатых гор, составляющих так называемый Фигурный хребет. Крупнейшая вершина его (2676 м), расположенная в истоках р. Белой (приток Кизира) и р. Бозыбай (приток Казыра), носит название пика Эдельштейна [45, стр. 8].

В Кизир-Казырском водораздельном кряже есть небольшие снежники — снежные „забои“ и перелетки, но и трех пунктах обнаружены и настоящие ледники. В верховьях р. Белой широкий ступенчатый цирк, заполненный льдом и снегом, вмещает ледник Стальнова [45, стр. 9], имеющий в длину 3 км, в ширину 2 км, с общей площадью фирнового поля в 4 кв. км. Снеговая линия проходит здесь на высоте 2000—2300 м. В 50 км восточнее, Г. Стальнов видел в бинокль на левом берегу Кизира на одной из вершин висячий ледник. Наконец в 50 км к северу от этой

области (правобережье Кизира, на водоразделе между притоками его притоками и верховьями р. Кизир) в верховьях и в верховьях дается ледничок площадью 0,2 кв. км [275]. Снеговая линия здесь проходит на высоте 2200 м [45, стр. 24].

Климатические особенности этой части Саян совершенно неизвестны, поэтому об условиях существования ледников сказать ничего нельзя. А Вологдин лишь отмечает, что в верховьях осадков тут выпадает много, так как здесь (по его данным) отмечено 80% дней с осадками. Незначительное понижение (2300 м) положение снеговой линии (если только в ее определении не вкралась ошибка и если речь действительно идет о климатической, а не орографической линии), столь несвойственное центральному частям азиатского континента, ставит эту часть Саянской горной системы в гляциологическом отношении в особое положение. Нужно пожелать, чтобы будущие исследователи не прошли мимо этого интересного явления.

Высшие точки Восточного Саяна лежат в массиве Мунку-сардык, к северу от озера Косогол. Мунку-сардык — не отдельная вершина, а целый гребень, тянувшийся по широте на 15 км и состоящий из шести или семи гольцов. Крайний восточный из них — самый высокий (3455 м). Ледникам Мунку-сардыка посвящена небольшая работа С. Перетолчина [203].

На главной вершине хребта имеются два ледника — южный и северный, отчасти соединяющиеся своими фирновыми полями. Ледник южного склона залегает в неправильной шестиугольной котловине, открывающейся к юго-востоку, к узкому ущелью притока р. Баня-гол. Котловина эта лежит под самым гребнем. Площадь южного ледника — всего 0,4 кв. км, и он представляет собою в сущности только фирновое поле, „поступательно перемещающееся к нижней своей границе, не выходя из пределов своей мульды“ (стр. 15). Мощность этого фирнового скопления не более 65—70 м, и оканчивается оно на высоте 3173 м, по Перетолчину, или на высоте 3153 м, по В. Комарову [116, стр. 117]. Высота фирновой линии здесь совпадает с нижней границей южного „ледника“.

Фирновое поле ледника северного склона более обширно. От него отходят две лопасти, из которых правая (длиною — 340 м, шириною 200 м) представляет неразвитый, без фирна ледничок, спускающийся до высоты 2776 м но настоящий глетчерный язык, спускающийся до снеговой (по Комарову 2101 м), т. е. лишь немного ниже снеговой линии, лежащей здесь на уровне 2936 м. Площадь северного ледника 0,68 кв. км. По типу его можно отнести к висячим глетчерам с ничтожно развитым языком и крайне медленным движением — всего 65 см в год [203, стр. 24].

На питание ледничков Мунку-сардыка должно оказывать влияние соседство озера Косогол, открытая водная поверхность которого занимает около 3000 кв. км. В летнее время ветров замечается совершенно правильная суточная смена ветров — озерный бриз, увлекающий от озера к вершине Мунку-

сардыка влажные воздушные массы, ночью — горный бриз обратного направления. С. Перетолчин склонен предполагать, что Косогол является главным „виновником“ оледенения Мунку-сардыка (стр. 37).

Западнее Мунку-сардыка имеется на гольцах еще несколько фирновых пятен (на северных склонах), очень похожих по форме и размерам на южный „ледник“ главной вершины. Более значительные ледники отмечены были Л. Ячевским в массиве Харачардык между верховьями рр. Тиссы и Сенцы (в бассейне Оки) и в системе р. Цаган-гол (ледник Миддендорфа) [318].

ЛЕДНИКИ КАМЧАТКИ

Камчатский полуостров, занимающий площадь 400—450 тыс. кв. км, от своей южной точки (мыс Лопатка) простирается к северу на 1200 км, имея наибольшую ширину до 450 км [262]. Наибольшая ширина эта приходится на его среднюю часть. К северу и к югу отсюда полуостров становится более узким. Связанная с материком сравнительно неширокой перемычкой и окруженная со всех остальных сторон морями, Камчатка по этим признакам, а также по своим климатическим особенностям, напоминает скорее остров, чем полуостров. Столь значительная протяженность в меридиональном направлении заранее предопределяет разнообразие природных условий: „оная страна по разности положения места в рассуждении высоты полуса и близости или отдаления от моря, имеет во всем и свойство различное“ [139, том I, стр. 151].

Наиболее характерные черты устройства поверхности Камчатки были отмечены уже ее первыми исследователями. „Камчатской мыс“, сообщает Крашенинников [139, том I, стр. 5], „по большей части горист. Горы от южного конца к северу непрерывным хребтом простираются, и почти на две равные части разделяют землю: а от них другие горы к обоим морям лежат хребтами ж, между которыми реки имеют течение. Низменные места находятся токмо около моря, где горы от оного в отдалении, и по широким долинам, где между хребтами знатное расстояние“.

И действительно Камчатка — подлинная горная страна. Главной орографической осью ее является невысокий (в среднем 1500 м) Срединный хребет длиной около 800 км. Срединный хребет разделяет Камчатку на две совершенно различных природных области. К западу он спускается ступенчато и довольно круто, будучи расщеплен глубокими ущельями и долинами, но между ним и Охотским морем расстилается болотистая равнина с однообразным рельефом, отчасти напоминающая тундру, хотя и заросшая по берегам рек лесом. Срединный хребет сложен породами палеозойского возраста — глинистыми и кристаллическими сланцами и гранитами. Долиной р. Камчатки Срединный хребет отделен от более короткого параллельного ему Восточного хребта, северная часть которого называется

Валагинским хребтом, а южная Гинальскими Востриками. Вдоль берега между Восточным хребтом и Тихим океаном тянется небольшими кряжами, круто падающими к морю и соединенными здесь извилистой, богатой заливами и бухтами, поросшей липной, резко отличающейся от нерасчлененной прямой береговой полосы Охотского моря вдоль западного побережья Камчатки.

Однако особенности камчатского горного ландшафта складываются не этими правильными цепями гор, а многочисленными активными и потухшими вулканами, достигавшими иногда огромной высоты. По данным П. Новограбленова [183], на Камчатке всего 127¹ вулканов, из них 19 еще действуют (все действующие вулканы сосредоточены в Восточном хребте). Можно сказать без преувеличения, что основной облик современного камчатского рельефа сформирован деятельностью вулканов, к которой нужно затем еще присоединить и моделирующую деятельность глетчеров; в этом отношении Камчатка напоминает Исландию, с той разницей, что лед на Исландии и поныне еще занимает огромные площади, тогда как на Камчатке ледники встречаются лишь спорадически.

Вулканические постройки здесь весьма разнообразны: сохранившиеся правильные изрытые конусы (сопки Кроноцкая, Опала, Коряцкая); конусы, перенесшие несколько небольших катастроф и несущие уже вторичный кратер (например Жупановская); вулканы с разрушенным, но затем вновь восстановленным первоначальным конусом (Авача); наконец вулканы до такой степени разрушенные, что они уже непохожи на вулканы (Шапочка, Илзелька и др.) [118, стр. 399—401]. Вулканы на Камчатке не разбросаны среди тундр отдельными изолированными массивами, а будучи связаны или гребнями, или высокими плато, образуют настоящие горные цепи, внешне ничем не отличающиеся от горных цепей иного происхождения [117, стр. 155].

В климатическом отношении на Камчатке можно выделить три района: восточное побережье, центральную часть (долина р. Камчатки) и западное побережье. Восточное побережье находится под воздействием ветров Тихого океана, зимних тихоокеанских циклонов, а также под влиянием холодного течения Берингова моря (в северной части) и теплого течения (в южной части). Средняя годовая температура Петропавловска 2° 2, самый холодный месяц — февраль (—9° 5), самый теплый — август (+14°) [23, стр. 23]. Лето довольно теплое, но короткое. Осадков 900—1100 мм.

Западное побережье, подверженное влиянию холодного Охотского моря и холодных ветров из области сибирского антициклона, обладает более сухим и суровым климатом. Зима мало снежная, а лето влажное и туманное. Осадков в 3—4 раза меньше, чем в Петропавловске (Большеречек — 389 мм, Озер-

¹ В это число, впрочем, включены не только вулканические конусы и купола, но и кальдеры, иногда заполненные водой.

ная — 278 мм), а средние годовые и сезонные температуры более низкие. В Большерецке годовая температура равна $-0^{\circ},4$, для февраля $-14^{\circ},1$, для августа $+12^{\circ},2$; в Озерной соответственно $+1^{\circ},2$, $-8^{\circ},3$ и $+10^{\circ},9$.

Во внутренних областях Камчатки (по рр. Камчатке и Еловке) климат типично континентальный; самый холодный месяц уже не февраль, а январь, а самый теплый — июль. Защищенные от дыхания морей горными хребтами долины этих рек представляют собою единственный район Камчатки, напоминающий об ее островном положении. В селении Ключевском январь имеет среднюю температуру $-16^{\circ},2$, июль $+15^{\circ},4$, год $-0^{\circ},8$; годовое количество осадков 435 мм. В Милюково климат еще континентальнее: январь -25° , июль $+15^{\circ}$, год $-2^{\circ},5$, осадков 357 мм [23].

Общая циркуляция атмосферы над Камчаткой зависит от распределения барического рельефа в Сибири и над Тихим океаном. Зимой, когда над Сибирью устанавливается антициклон, ветры на Камчатку приходят главным образом с запада и северо-запада. Летом же, когда более высокое давление оказывается над океаном, ветры дуют с востока и северо-востока. Но помимо этой широкой циркуляции атмосферы имеются и местные причины распределения ветров. Зимой в центре Камчатки образуется область высокого давления, и воздух растекается оттуда к побережью. Наоборот летом воздушные течения от холодных берегов направляются к более нагретому центру.

Для Камчатки очень характерно преобладание зимних осадков и длительное стояние снегового покрова. Снег начинает выпадать в сентябре, а задерживается до конца мая; в горах же он лежит и весь июнь.

Надо полагать, что ввиду краткости теплого периода снег, выпавший зимой, за лето в горах на известной высоте не успевает весь растаять; это несомненно способствует поддержанию существующих там ледников.

Знакомство с основными чертами климата и рельефа Камчатки позволяет предполагать, что современные ледниковые явления должны быть лучше развиты в восточной части полуострова, на тихоокеанской стороне. Факты целиком это подтверждают.

Ледниками Камчатки никто специально не занимался, поэтому судить о них можно только по отрывочным указаниям отдельных исследователей. Ниже мы пытаемся суммировать то, что нам удалось отыскать в литературе.

Сведения о существовании ледников и постоянных снегов в Среднем Камчатском хребте имеются в работе П. Новограбленова [183]. В западной части хребта, к западу от деревни Сопочной, возвышается усеченный купол (с двумя кратерами) Ичинской сопки (3660 м); главная вершина покрыта снегом, и с нее спускается несколько висячих ледников. В истоках р. Тигиль расположен огромный снежный массив Белый (высотой более 1650 м), тоже несущий небольшие леднички; язык одного из них имеет в длину до 1,5 км. Снег и фирн отмечены

также и на сопке Аливей (к западу от истоков р. Тигиль и в долине Тилеле (на подоразделе рр. Кастыль и Рудавинки).

В восточной части Камчатки ледники более многочисленны. Обзор их будем вести по направлению к ним из центра.

Разрушенный вулканический конус Клубинский (2332 м) с корытообразной вершиной на западной стороне имеет ледник, расчлененный крутыми тисненными террасами.

Две Мутновские сопки стоят рядом на южной террасе, разделенные перевалом в 1000 м высоты, в котором находится скоторого во все стороны расходятся ручьи (Омута, Каминная, Паратунка, Жировая и Мутная). Сопки Мутновские (2332 м) — типичный кальдерный вулкан: конусовидный, обрешеченный внутри гребень, окружает чашу до 3 км диаметром, заполненную плоским как блин ледником, ограниченным ледопадом. Внутри кальдеры можно проникнуть по ущелью р. Мутной, и здесь прямо у входа поднимается вертикально раздробленная ледяная стена, а у подножия ее на правого склона с шумом и свистом вырываются струи пара бесчисленных фумарол [123, стр. 15]. По наблюдениям С. Коиради [122], лед глетчера полосатый, светлый, лишь местами ярко голубой, переполненный пузырьками воздуха до 2 мм диаметром; видна крупная зернистость (зерна до 4 см). Лед переполнен пропластками песка, частью вулканического, местами же в нем вкраплены крупные обломки андезита. Выделение пара со склонов кальдеры является главной причиной убыли конца ледника. Две фумаролы выходят у самого подножия ледопада, и здесь во льду проплавлены значительные углубления. В западной части кальдеры у левого края конца ледника имеется небольшое серое озерко.

В 30 км к северо-востоку от Петропавловска находится действующий Авачинский вулкан (2731 м) типа Везувия. На восточном склоне деятельного конуса, по Перфильеву [204, стр. 99], имеются снега, дающие начало довольно крупному (3—4 км) леднику. По данным Новограбленова [183, стр. 95], деятельный конус окружен соммой, внутри которой есть небольшие леднички.

По северо-восточному склону Коряцкой сопки (3458 м) спускаются два ледника. Хребет, идущий на северо-запад от Коряки, тоже несет на себе маленькие висячие ледники [118, стр. 90]. Кратер соседнего с Коряцкой сопкой вулкана Арик (1800 м) завален снегом и льдом. К северо-востоку от Коряки расположена Жупанова или Жупановская (2931 м) сопка, представляющая вытянутый с востока на запад гребень с тремя вершинами. Между северной и средней вершинами спускается в обе стороны по висячему леднику [123]. Ледник юго-восточного склона носит имя Комарова (см. фотографию у Н. Келля [112]). По р. Жупановой напротив Жупановской сопки высится вулкан

¹ В этой книге также имеются фотографии ледника Зимней сопки и ледников Шивелуча.

Разваленный (1680 м); кратер его, открытый на северо-запад, заполнен фирном.

Указания на довольно значительное оледенение в верхней части бассейна р. Чажмы мы находим у С. Конради [122, 123]. Горы, обрамляющие справа долину Чажмы, представляют длинный зубчатый хребет с целым рядом циркообразных углублений (каров), заполненных фирновыми полями и ледниками. Это видимо сравнительно крупная (по камчатским масштабам) оледенелая область, но кроме этих общих замечаний о ней нет больше никаких сведений. С гляциологической точки зрения район между Кроношским озером и мысом Чажма должен представлять большой интерес.

Особым центром оледенения является группа Ключевских вулканов. Эта группа, в которую, кроме Ключевской сопки, входят сопки Камень, Безымянная, Зиминая, Большая и Малая Удина, Толбачик и др., расположена на общем высоком (до 1000 м) пьедестале, носящем название Ключевского дола („дол“ — высокое плоскогорье). Изумительно правильными очертаниями отличается Ключевская сопка (4860 м). По Заварицкому [89], в верхней части она сложена из перемежающихся толщ вулканических продуктов и льда, причем большая часть снега накапливается на западном склоне. Восточная половина ее обрамлена коническим фирном, который оканчивается на высоте 1200 м рядом острых ледниковых языков, несущих большое количество моренного и вулканического материала. Лед западной половины Ключевской, сливаясь со льдами Плоской и Камня, образует три более значительных ледника в верховьях рр. Студеной, Сухой Ханичи и Сопочной [123]. Вершина Плоской сопки покрыта снегом, дающим начало нескольким ледникам. Равным образом, и сопка Камень круглый год покрыта снегом [89]. Ледник Безымянной сопки, расположенной в 8 км к юго-западу от главного Ключевского вулкана, питается фирновым полем восточного и северо-восточного склона вершины. Огромный уступ-ледопад разрезает ледник по длине на две совершенно отдельные части. В нижней части язык сплошь засыпан мореной, кое-где уже заросшей шиповником [122].

С Зиминой сопки звездообразно растекаются пять ледников, отделенных друг от друга узкими и длинными скалистыми краями [89]. На сопке Шиш (к юго-востоку от Ключевской) имеются два ледника.

По поводу ледников Ключевской группы С. Конради высказывает очень интересное предположение: „повидимому ледники не имеют постоянных долин, а меняют часто направление в зависимости от новых лавовых потоков и вообще материала, доставляемого сопкой“ [122].

Последним известным нам центром оледенения Камчатки является вулкан Шивелуч, от которого по радиусам расходятся шесть довольно значительных ледников. Общее расположение их можно видеть на карте Н. Келля [112]; судя по той же карте, ледники северной экспозиции достигают в длину до 6 км.

Произведенный белый обзор показывает, что Камчатка служит примером чрезвычайно своеобразной области оледенения, не похожей на другие области СССР. Наиболее интересные и интересные ледники концентрируются вокруг вулканических вершин; они принадлежат к типу, известному в Уэльсе „ледниками с унаследованным бассейном“ (glaciers). На Камчатке лучше всего представлены „ледники-кастрюли“ (cauldron glaciers), залегающие в кратерах как потухших, так и действующих вулканов (ледники Мутновской, Родановской, отчасти Азианской сопки). Хорошо представлены также „звездообразные ледники“ (star glaciers), залегающие на вершинах вулкана и характеризующиеся тем, что их вершины, как бы перевернуто вверх дном (не чаша, а купол, а форма ледника обусловлена деятельностью обилия по его краям: талых (судя по описанию) ледники Ключевской сопки. Чрезвычайно характерной чертой камчатских ледников является также их лучеобразное растекание от некоторых общих центров, как это мы имеем на Зиминой и Шивелуче. Особо следует отметить замечание С. Конради о том, что ледники вулканических сопки не имеют своих постоянных каналов истечения: каждое новое извержение, вызывающее изменение рельефа склонов сопки (новые потоки лавы, аккумуляция пепла и т. п.), влечет за собой и некоторую перегруппировку и расположение ледников. Подобные ледники нам кажется уместным именовать „блуждающими ледниками“.

Вне пределов вулканических областей развиты ледники лавинные и каровые. Первые впрочем нередки и на склонах вулканов.

В связи с тем, что вулканическая деятельность на Камчатке далеко еще не угасла, в ней мы имеем совершенно особый фактор абляции глетчеров. Каждое извержение сопровождается расплавлением части ледяной брони, одевающей сопку, а в сравнительно спокойные периоды между извержениями убыль льда нередко обуславливается деятельностью фумарол. Эти явления вносят большие осложнения в состояние ледников, регулируемое общими климатическими факторами.

Ледники Камчатки заслуживают тщательного изучения.

О ПРИЧИНАХ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ В СССР

В связи с малочисленностью данных о колебаниях ледников, трудно получить ясную картину их динамики во времени. Сведения по этому вопросу можно суммировать очень кратко. На Кавказе наибольшую активность ледники проявляли в 50—60-е годы и в 1877—1887 гг., затем в 1907—1914 гг. (особенно энергично в 1911—1914 гг.) и повидимому в 1927—1933 гг. (последний этап вероятно еще не закончен). В Средней Азии на продвижение ледников констатировано с начала XX столетия (ярче всего в 1906—1915 гг.).

В периоды отступления сокращаются все ледники, в периоды наступания некоторые из них продвигаются вперед, тогда как другие продолжают отходить.

Колебания глетчеров на Кавказе более или менее совпадают с аналогичными подвижками их в Альпах. Намечается также и синхронизм при сравнении наших средне-азиатских ледников с поведением ледников других частей Азии. При поездке в Западный Кузун-лунь в 1913 г. Г. Соболевский установил активное состояние глетчеров в бассейнах Килианга и Каракаша [266, стр. 35 и 40]. По Ш. Рабо, в 1909 г. в Гималаях одни ледники наступали, другие были стационарными [361]. В сводке К. Мэсона [351] по Каракоруму, основанной более чем на двадцатилетних наблюдениях, находим указания, что ледник Чонг-кумдун (бассейн верхнего Шайока) наступал в 1926, 1929 и 1932 гг., Минапин — с 1892 по 1913 г., Иенгуц-хар с 1889 по 1900 г. занимал стационарное положение, в 1900—1901 г. резко наступил и затем до 1906 г. вновь был стационарным. Правда автор трактует преимущественно о „случайных“ колебаниях, не обнаруживающих периодичности, а в качестве объекта исследований выбирает ледники „угрожающие“ (т. е. вызывающие своими движениями катастрофические наводнения). Тем не менее, и эти данные для нас имеют большое значение. Наконец К. Эстрейх [356] упоминает, что в 60-х годах прошлого столетия снеговая линия в Каракоруме лежала в среднем на высоте 5800 м, а к началу XX века опустилась до 5000 м,¹ — факт, свидетельствующий об усилении оледенения в этой горной стране.

¹ Величина понижения кажется нам преувеличенной.

Перед тем как приступить к рассмотрению конкретных данных, которые могли бы послужить для выяснения причин колебаний ледников в СССР, напомним кратко некоторые теоретические положения.

Накопление и расходование массы есть основной движущий процесс глетчера. Следовательно понижение ледника в ту или иную очередь обусловлено изменением температуры и количества твердых атмосферных осадков. Однако на состоянии ледника оба эти фактора отражаются не одинаково.

Если фирновые поля из года в год получают одно и то же количество снега, то от фирны к концу ледника устанавливается непрерывный и совершенно равномерный ток вещества между областями питания и абляции: словно работает ледяной конвейер. В этих условиях положение конца глетчера зависит непосредственно от температуры воздуха. На таком „конвейере“ температура как бы выполняет функции „рабочего“, который в одних случаях (повышение температуры) справляется с подаваемым материалом или даже „опережает“ его (стационарное или регрессивное состояние ледника), а в других (понижение температуры) — не справляется, и материал берет над ним верх (ледник продвигается).

Допустим теперь, что атмосферные осадки поступают в фирновый бассейн неравномерно: например в течение десяти лет — обильные снегопады, а в следующие десять лет снега очень мало. Аккумуляция массы в области питания не может сказаться сразу. Под влиянием значительного притока снега лед как бы выйдет из берегов фирновой мульды, огромная порция его будет выброшена в канал истечения, но вследствие медленности движения ледника она достигнет конца глетчера только через 10—20—50 и т. д. лет (в зависимости от длины ледника и его скорости). Очевидно, что если обильное снегом десятилетие образует в подаче вещества как бы гребень волны, то следующий бедный осадками период вызовет в этой подаче как бы депрессию. И тут уже поведение конца ледника будет зависеть не только от температуры: когда к нему подойдет „гребень“, то даже повышенной температуре может оказаться не под силу уничтожение больших масс льда — ледник продвинется вперед; наоборот, когда на конец прибывает „депрессия“, то ледник может отступать и в условиях пониженной температуры.

При непрерывных и сопряженных изменениях температуры и осадков картина колебания ледников станет еще запутаннее. В связи с тем, что нарушения условий питания, зафиксированные массой льда, подходят к концу глетчера с большим запазданием (когда на конце успела сложиться уже новая метеорологическая обстановка), здесь вступают в силу законы своеобразной интерференции: прошлое столкнется с настоящим.

Эти рассуждения можно применять только при анализе отдельных явлений наступания или отступления ледников, когда одинаковое поведение многих глетчеров на протяжении длитель-

ного промежутка времени свидетельствует о том, что частности и детали, обусловленные индивидуальными особенностями каждого отдельного ледника, элиминированы и не затушевывают основного процесса. Для выяснения причин колебаний какого-нибудь изолированного глетчера этих соображений недостаточно; здесь следует учитывать еще и ряд местных условий: экспозицию, топографию, затенение, соотношение областей питания и стока, влияние ледников-притоков и т. п. (см. например у В. И. Попова [222]).

Обратимся теперь к обзору некоторых предположений, выдвинутых для объяснения колебаний ледников в СССР.

С. П. Соловьев [268], изучая состояние ледников Эльбурского района, установил, что средние летние температуры, наблюдавшиеся в годы энергичного сокращения глетчеров, были на $1^{\circ},1-1^{\circ},4$ выше средних летних температур, характеризующих годы стационарного положения ледников. Еще раньше к аналогичному выводу по отношению к Альпам пришел Ф. Форель [304], который долгое время считал, что в периодических колебаниях ледников главную роль играют осадки, но затем согласился, что изменения температуры воздуха тоже имеют немалое значение.

Обработав данные о колебаниях летних температур в Женеве за 81 год, Форель констатировал, что они совпадают с колебаниями ледников.

В пользу того, что причина отступления кавказских ледников лежит не в уменьшении количества твердых осадков, а в более быстром таянии льда, высказывается и Л. Варданянц [33].

Любопытно, что гляциологи, работавшие в Средней Азии, выдвигают на первый план не температуру воздуха, а осадки. Их недостатком объясняет отступление ледников Анаульгена в 1897—98 г. Г. Леонов [144, стр. 58]. Удлинение некоторых глетчеров Памира А. Шульц [365] ставит в связь с увлажнением климата: осадков стало больше, особенно зимой и осенью, многие перевалы из-за снега перестали быть проходимыми (1911—1912 г.). Н. Поггенполь сообщает, что в 1907 г. летом перевалы Зулум-арт и Кокуй-бель засыпаны снегом, тогда как 10 лет тому назад его на них почти не было [211, стр. 445—446]. Об исключительно многоснежной зиме 1902—03 г. в Заалайском и примыкающих к нему хребтах говорит В. Новицкий [182, стр. 6]. Г. Мерцбахер в своем письме в Географическое общество из Кульджи писал, что в 1907 г. в бассейнах Кок-су и Текеса в течение 6 месяцев было только девять дней без осадков. При почти исключительно западных ветрах каждый день шли дожди или снег; общий период таяния ледников едва охватывал 6 недель. „При таких условиях не может быть и речи об отступании ледников Тянь-шаня“ [159, стр. 18]. Ненормальные условия погоды в этом году сказались не только в горах, но и в прилегающих областях: везде сильное понижение температуры и много осадков.

И. Преображенский [228, 229] полагает, что наступание лед-

ников Туркестанского хребта есть следствие понижения температуры и увеличения осадков.

Во всем этом одно конечно не объяснит понижения температуры и увеличения осадков в данном году (или в ближайшие несколько лет) никоим образом не могло отразиться на состоянии ледников в том же году; если совпадения и наблюдались, то их можно отнести скорее за счет температуры, понижения осадков, как это констатировано, шло параллельно с извержением вулкана.

Чтобы хоть немного сойтись с общепринятой теорией, мы попытались, поскольку это позволила материал, сопоставить колебания ледников с данными основных метеорологических элементов на протяжении ряда лет, ограничившись в то же время лишь немногими пунктами. Выбор этих пунктов определялся, с одной стороны, степенью их близости к ледниковым районам, а с другой — большей или меньшей полнотой характеризующих их метеорологических данных. Последние почерпнуты нами из работ А. Вознесенского [44], Е. Рубинштейн [247, 248] и „Летописей“ Главной физической обсерватории за соответствующие годы (к сожалению не дальше 1915 г.).

Температурные характеристики обработаны по методу Фореля [304]:

1) из многолетних данных соответствующих станций взяты только температуры теплых месяцев (июнь, июль, август) и по ним вычислены средние температуры лета для каждого года;

2) на основании всей серии отсчетов установлена „нормальная“ средняя температура лета данной станции;

3) для каждого года разность между фактическими средними температурами лета и „нормальной“ средней выражена в виде отклонения (со знаком плюс, если фактическая температура выше „нормальной“, со знаком минус, если она ниже) и,

4) наконец из отклонений за каждый год определена средняя величина отклонения по „скользящим“ пятилетиям (например за 1900—1904, затем за 1901—1905, за 1902—1906 гг. и т. д.).

Обработка материалов по осадкам (выполненная нами только для одного пункта) производилась аналогичным способом с той лишь разницей, что во внимание были взяты не сезонные величины, а полные годовые.

Так как все сведения о колебании ледников Кавказа относятся к северному склону хребта, то для этого района был выбран г. Орджоникидзе. Результаты подсчетов в отношении колебания летних температур и годовых количеств осадков представлены в табл. 18.

Рассмотрев графу средних отклонений температуры по пятилетиям, можно за время с 1872 по 1914 г. выделить четыре периода: с 1872 по 1880 г. — „теплый“ (когда средняя температура лета была выше многолетней средней нормальной), с 1881 по 1887 г. — „холодный“ (когда средняя температура лета была ниже нормальной средней), с 1888 по 1897 г. — опять „теплый“ и с 1898 по 1914 г. — опять „холодный“.

По осадкам — тоже четыре периода: два более „влажных“

Таблица 18

Колебания летних температур и годовых количеств осадков в к. Орджоникидзе

(Средняя температура лета за время с 1872 по 1914 г. включительно равна 19,2; среднее годовое количество осадков за период с 1872 по 1914 г. включительно равно 821,1 мм)

Год	Отклонения от нормальной летней температуры		Отклонения от нормального годового количества осадков	
	За данное лето ° Ц	Среднее за 5 лет (в сотых долях градуса)	За данный год в мм	Среднее за 5 лет в мм
1872	0	—	— 96,2	—
1873	—0,5	—	+ 60,8	—
1874	—1,0	—	+187,3	—
1875	+0,5	—	+115,1	—
1876	+1,3	+ 6	—177,4	+ 17,8
1877	+0,4	+ 14	— 32,1	+ 30,7
1878	—0,4	+ 16	+153,5	+ 49,3
1879	—0,7	+ 22	+ 52,4	+ 22,3
1880	+0,4	+ 20	— 60,7	+ 12,9
1881	—0,8	— 22	+246,0	+ 71,8
1882	+1,2	— 6	+ 75,8	+ 83,4
1883	—0,3	+ 8	—108,0	+ 41,1
1884	—1,0	+ 2	+227,3	+ 76,1
1885	—0,1	— 8	—139,9	+ 60,2
1886	—0,8	— 8	+ 90,0	+ 29,0
1887	—0,8	— 48	—170,8	+ 20,3
1888	+0,8	— 38	— 40,2	— 6,7
1889	+0,2	— 14	—140,1	— 80,0
1890	+1,2	+ 12	—143,6	— 80,9
1891	+1,5	+ 58	+ 84,9	— 81,9
1892	+1,7	+108	—144,0	— 76,6
1893	—0,8	+108	— 59,0	— 80,3
1894	—0,5	+114	+ 1,8	— 52,0
1895	—0,4	+ 98	+352,9	+ 47,3
1896	0	+ 68	— 11,5	+ 28,0
1897	+0,7	+ 48	— 94,4	+ 38,0
1898	—0,9	+ 14	+ 94,4	+ 68,6
1899	—0,2	— 38	+ 90,4	+ 86,4
1900	—1,5	— 30	+301,1	+ 76,0
1901	+0,4	— 48	—116,2	+ 55,1
1902	—0,2	— 30	— 25,2	+ 68,9
1903	0	— 34	+123,9	+ 74,8
1904	—0,4	0	+ 35,0	+ 63,7
1905	+0,2	— 10	+ 55,1	+ 14,5
1906	—	— 7	—	—
1907	—0,1	— 12	— 83,7	—
1908	—0,2	+ 2	—243,4	—
1909	+0,2	+ 12	—293,6	—
1910	+0,6	+ 6	—223,0	—
1911	—0,2	— 10	+ 56,8	—145,4
1912	—0,9	— 4	—	—
1913	+0,1	— 22	—	—
1914	—0,7	—	—	—

(1872—1886 и 1895—1905 гг.) и два сухих (1887—1888 и 1906—1911 гг.). При этом наблюдается (иногда не очень отчетливо) такая зависимость: период с избыточным летним количеством осадков одновременно и более влажным, а с темным — относительно сухим.

Среднее положительное отклонение летней температуры численно по обоим теплым периодам, наоборот, — 0,25, среднее отрицательное отклонение — 0,25, т. е. по холодным периодам, равно —0,25. Такая обратная зависимость между теплыми и холодными периодами доказывает, что при вертикальном температурном градиенте в 0,5 соответствует колебанию летних осадков на 150 и поименованная величина, вполне достаточная для объяснения наступления или отступления ледников.

Наблюдается ли на самом деле такая зависимость между колебаниями температуры и поведением ледников? Несомненно, по крайней мере в известных нам пределах: периоды наступления глетчеров (1877—1887 и 1907—1914 гг.) удовлетворительно совпадают с холодными годами, черные летями (1881—1887 и 1898—1914 гг.).

Роль осадков в этом процессе не совсем ясна. Совпадение влажных лет с прохладными в данном случае не имеет значения, ибо влажные годы на состоянии ледников не сказываются немедленно. Приходится поэтому думать, что увеличение атмосферных осадков влияет косвенно: грубо говоря, во влажные периоды климат как бы приближается к океаническому типу, в связи с чем и лето становится прохладнее. Иначе: увеличение осадков влечет понижение летних температур, а последнее благоприятствует наступлению ледников.

Выводы, полученные на основании исследования метеорологических данных по Орджоникидзе, имеют конечно значение качественных характеристик. В ледниковых районах цифры будут другие, но можно полагать, что в этих районах изменения например температуры протекают в том же направлении (обладают тем же знаком), что и в Орджоникидзе, быть может только с некоторым смещением процесса во времени. Такое смещение во времени будет обнаружено и в том случае, когда мы подвергнем одновременному рассмотрению несколько удаленных (по горизонтальному направлению) друг от друга пунктов. Следовательно, хотя в нашем приеме качественной экстраполяции и нет как будто грубой логической ошибки, пользоваться им надлежит с большой осторожностью, распространяя показатели какой-нибудь станции только на ближайшие к этой станции ледниковые области.

Для выяснения методического значения такой экстраполяции, мы сделали (в отношении температуры) параллельные подсчеты и для некоторых других местностей Кавказа, в частности для Тбилиси (Тифлис — Закавказье), Новороссийска (морское побережье) и Гудаура (высокогорная станция). Не приводя полных материалов (ибо все эти пункты расположены дальше от ин-

ресующих нас ледниковых районов, чем Орджоникидзе), основные выводы из них даем в табл. 19 и на рис. 6.

Как видно, периоды потепления и похолодания лета в разных районах отличаются не только несовпадением начальных и конечных сроков, но и различной продолжительностью и степенью дифференциации: тогда как в Тбилиси (Тифлис) намечаются всего два длительных периода — теплый и холодный, в Орджоникидзе за более короткое время их насчитывается четыре.

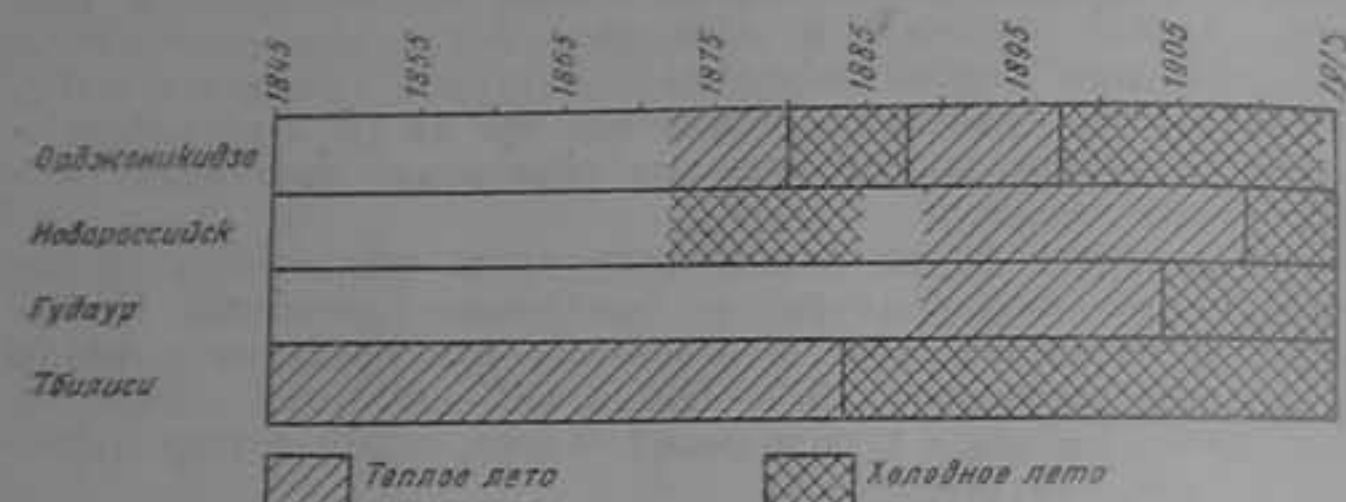


Рис. 6.

Полное совпадение для всех четырех станций констатируется только на небольшом отрезке: с 1908—09 по 1915 г. лето холоднее нормального. Если вспомнить, что в те же годы на

Таблица 19

Название станции	Период наблюдений	Годы с теплым летом	Годы с холодным летом
Орджоникидзе	1872—1914	1872—1880	1881—1887
Новороссийск	1872—1915	1888—1897	1898—1914
Гудаур	1888—1915	1888—1903	1910—1915
Тбилиси (Тифлис)	1845—1915	1845—1883	1884—1915

Кавказе зарегистрирован один из этапов наступания ледников, то факт этот приобретает большой интерес.

По Средней Азии материалы о колебаниях температур обработаны по данным Самарканда, Ташкента, Аулие-аты и Алма-аты (см. табл. 20).

Общие выводы из табл. 20 графически представлены на рис. 7, из рассмотрения которого с несомненностью вытекает, что с начала XX столетия (с 1900 г.) во всех четырех районах лето было холоднее нормального. На этот же период приходятся все известные нам случаи наступания ледников в Средней Азии.

Таблица 20
Колебания летних температур в Средней Азии

Название станции	Самарканд	Ташкент	Аулие-аты	Алма-аты				
Норм. средн. температура лета	23,8	25,5	27,3	29,3				
Годы	Отклонения от нормального летнего периода							
	За данное лето ¹	Среднее за 5 лет ²	За данное лето ¹	Среднее за 5 лет ²	За данное лето ¹	Среднее за 5 лет ²	За данное лето ¹	Среднее за 5 лет ²
1870	—	—	—	—	—0,2	—	—	—
1871	—	—	—	—	—1,2	—	—	—
1872	—	—	—	—	+0,1	—	—	—
1873	—	—	—	—	—1,2	—	—	—
1874	—	—	—	—	+0,2	—44	—	—
1875	—	—	—	—	—0,3	—16	—	—
1876	—	—	—	—	—	—	—	—
1877	—	—	+0,5	—	—	—	—	—
1878	—	—	+2,1	—	—	—	—	—
1879	—	—	+1,8	—	—	—	+2,3	—
1880	+1,3	—	+0,6	—	—	—	+0,2	—
1881	+1,2	—	0	+100	—	—	—0,2	—
1882	+0,5	—	+0,1	+92	—0,8	—	—0,4	—
1883	+1,5	—	+0,5	+60	—	—	+0,5	+52
1884	+0,6	+102	—0,5	+14	—1,1	—	—0,2	—2
1885	+0,6	+88	—0,3	+4	—1,0	—	—	—
1886	0	+64	+0,3	+2	+0,4	—	—	—
1887	—0,7	+40	+0,5	+10	—	—	—0,7	—
1888	—0,9	+8	+0,7	+14	+0,9	—	+1,5	—
1889	—0,7	+34	+0,7	+38	+0,7	—	+0,6	—
1890	—0,9	+64	+0,6	+56	+0,5	—	—0,3	—
1891	—0,9	+82	0	+50	—0,1	—	—0,2	+18
1892	—1,2	+92	—0,6	+28	+0,4	+48	+0,4	+40
1893	—0,5	+84	+0,6	+26	+1,1	+52	+2,0	+50
1894	—0,6	+82	+0,3	+18	+0,9	+56	+1,3	+64
1895	+0,1	+62	—0,3	0	—0,3	+52	—0,5	+60
1896	—0,5	+54	—0,6	+12	+0,5	+64	—0,4	+56
1897	—0,1	+32	—0,2	+4	+0,5	+66	—0,2	+44
1898	—0,9	+40	—1,1	+38	—0,5	+34	—1,6	—28
1899	+0,5	+18	+1,0	+24	+1,6	+48	0	—54
1900	—0,2	+24	—0,2	+22	0	+42	+0,2	—40
1901	—0,8	+30	—1,3	+36	—0,5	+22	—1,3	—58
1902	+0,7	+14	+0,5	+22	+0,8	+28	—0,3	—60
1903	—0,2	0	—0,6	+12	—0,2	+34	—1,4	—56
1904	+0,1	+8	—0,2	+36	0	+2	—0,5	—66
1905	—	—	—0,6	+44	+0,1	+4	—0,6	—82
1906	—	—	+0,4	+10	+0,6	+26	+0,3	—50
1907	—1,0	—	—1,2	+44	—0,8	+6	—1,5	—74
1908	—0,1	—	—0,5	+42	—0,6	+14	+0,2	—42
1909	—0,5	—	—1,0	+58	—0,3	+20	+0,2	—28
1910	+0,8	—	—0,1	+48	0	+22	+0,5	—6
1911	+0,4	+8	—1,0	+76	—0,5	+46	—0,2	—16
1912	—1,0	+8	—1,0	+72	—0,7	+44	—0,8	—2
1913	—	—	—0,8	+78	0	+32	—0,7	—20
1914	+1,7	—	+0,2	+54	+0,9	+8	+1,1	—2
1915	+0,9	—	+0,7	+38	+0,9	+10	+2,4	+36

¹ В градусах.

² В сотых долях градуса.

Что касается атмосферных осадков, то данные многих исследователей единодушно свидетельствуют о прогрессивном увеличении осадков на протяжении длинного ряда лет. Ограничимся поэтому только сведениями по Ташкенту и Алма-ата, занимающим первые из статей Б. Федченко [300, стр. 488] и И. Преображенского [228, стр. 358], а вторые у С. Дмитриева [70] (см. табл. 21).

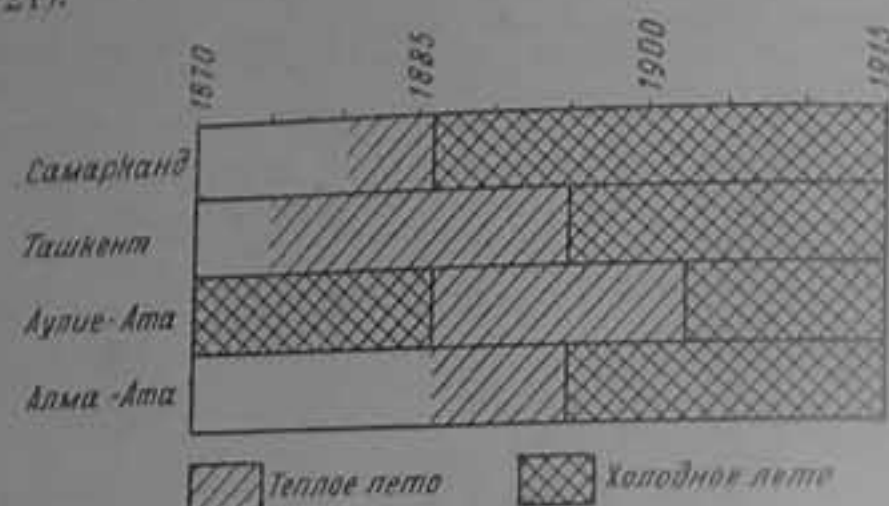


Рис. 7.

Подводя итоги, следует констатировать, что между колебаниями ледников и ходом температуры существует связь, причем довольно тесная: смена температурных «периодов» почти сразу влечет и соответствующие изменения в поведении ледников.

Таблица 21

Ташкент				Алма-ата	
(по Федченко)		(по Преображенскому)		(по Дмитриеву)	
Период	Годовая сумма, в мм	Период	Годовая сумма, в мм	Период	Годовая сумма, в мм
1877—1882	310,7	1872—1878	265,9	1879—1883	522,5
1883—1890	343,4	1879—1888	341,4	1887—1891	539,4
1891—1897	381,6	1889—1898	366,2	1892—1896	594,7
—	—	1899—1908	374,6	1897—1901	630,0

(если отвлечься от некоторых индивидуальных отклонений). Такая почти немедленная реакция глетчеров на осцилляции теплового режима может осуществляться лишь при условии, что количество выпадающих на фирновые поля атмосферных осадков в течение долгого времени остается неизменным, ибо только тогда вещество из бассейнов питания в ледниковые языки подается одинаковыми порциями, и единственным регулятором положения конца ледника становится температура.

Учитывая особенности передачи влияния осадков на жизнедеятельность глетчеров, этот предполагаемый период постоянства осадков мы должны отнести в более или менее отдаленное прошлое, на несколько десятков лет назад от рассматриваемых нами периодов колебаний ледников.

Утверждение о существовании «эпохи постоянства осадков», логически вытекающее из факта прихода климата и температуры на состояние ледников, встречается с двумя трудными вопросами: 1) как понимать это «постоянство»? и 2) на каком основании допускать реальность существования этого «постоянства» периода, который отделен от настоящего тысячелетия тысячами лет от современности, отсюда же и экстраполирование постоянства осадков?

Очевидно, термин «постоянство» нельзя понимать буквально. Колебания в количестве атмосферных осадков всегда были, и их и не могло не быть, ибо осадки — это как раз один из тех метеорологических элементов, который в своем ходе обильно жива наименьшую правильности и подвержен сильным вариациям. Стало быть, дело сводится к тому, чтобы установить, какое «отклонение» можно считать не выходящим за пределы практического (с точки зрения воздействия на режим ледника) представления о «постоянстве».

Просматривая цифры по Ордоникидзе (табл. 18), замечаем, что в отдельные годы превышение осадков над нормальной средней годовой суммой доходит до 227,3 мм (1884 г.) и даже до 352,9 мм (1895 г.), т. е. приращение за один год иногда составляет почти 40% от нормы. Но если взять целиком периоды с избытком или недостатком осадков, то среднее превышение в избыточные годы равно около +50 мм, а средний «дефицит» в недостаточные годы около —70 мм, т. е., соответственно, +6% и —8% к норме, а средняя амплитуда колебаний (130 мм) выразится величиной около 15%.

Нет никаких данных утверждать, что климат Кавказа и Средней Азии несколько десятков лет тому назад чем-нибудь резко отличался от климата наших дней. Другими словами, те небольшие изменения в количестве выпадающей влаги, которые имеют место сейчас, происходили и в предполагаемый период «постоянства» осадков. Отсюда — два следствия: первое — амплитуда колебаний, не превышающая в среднем 15%, примерно и соответствует практическому представлению о «постоянстве» осадков, второе — колебания в количестве осадков, констатированные в наше время, вряд ли существенно повлияют на поведение ледников в будущем.

Таким образом наблюдающееся в последние 80—90 лет общее сокращение ледников и отдельные осцилляции на фоне этого сокращения обусловлены главным образом температурными колебаниями, при неизменном (т. е. с амплитудой не выше 15%), в среднем, количестве атмосферных осадков.

Вывод этот можно подкрепить ссылкой на блестящие работы Л. Берга: «Высыхает ли Средняя Азия?» [16] и в особенности «Об изменении климата в историческую эпоху» [18]; во второй статье, полемическое острие которой направлено главным образом против идей Хентингтона об усыхании земного шара в историческое время, автор констатирует, что никакого существенного изменения климата за это историческое время не произошло.

Следует подчеркнуть, что наше заключение о причинах колебаний ледников в СССР представляет собою попытку решения частного случая. Было бы серьезной ошибкой толковать его распространительно, т. е. выводя за пределы тех фактов, на которых оно основано. Мы ведь имеем дело с ничтожным (в геологическом смысле) отрезком времени, на протяжении которого вполне допустимо считать картину простой (подобно тому, как бесконечно-малую дугу окружности можно принимать за прямую линию): одному из двух главных факторов, определяющих жизнедеятельность ледника (осадкам), приписано относительное постоянство. Переход от нашего частного решения к такому например обобщению, что ледниковая эпоха перестала существовать вследствие повышения температуры при неизменном количестве осадков, только кажется естественным, а на самом деле был бы глубоко порочным в своей сущности, представляя суждение о сложном целом по простой детали этого целого.

Принято считать, что ближайшей причиной ледниковой эпохи могло быть: 1) увеличение осадков, при неизменности средней годовой температуры или 2) понижение средней годовой температуры при неизменном количестве осадков или 3) увеличение осадков, сопровождаемое понижением средней температуры. А. Рейнгарт для Кавказа считает основным фактором похолодание, без изменения в режиме осадков [237]; Л. Варданян наоборот склонен сильнее оттенять роль увеличения количества влаги, обусловленного усилением циклонической деятельности [37];¹ по мнению Д. И. Мушкетова [169, стр. 35], причина ледникового периода в Туркестане лежала в понижении на 3° годовой температуры и т. д.

Мы со своей стороны наиболее правильной считали бы такую формулировку: развитию оледенения (возникновению ледниковой эпохи) благоприятствует та совокупность изменений метеорологических элементов, которая приближает климат данной местности к океаническому типу климата; изменение же климата в сторону континентальности производит обратное действие. Направление, в котором происходит эволюция климата, устанавливается при этом по одному руководящему признаку: по уменьшению или увеличению амплитуды между средними температурами зимы и лета. Первое будет свидетельством движения в сторону „океаничности“ (больше влаги и прохладное лето, снижающее энергию процессов абляции), второе — в сторону „континентальности“ (меньше влаги и теплое лето, стимулирующее интенсивную абляцию).

¹ Тот же автор в другой работе [33] говорит, что отступление кавказских ледников обусловлено не уменьшением осадков, а усилением таяния льда (т. е. повышением температуры). На фоне того, что мы говорили об отношении частного вывода к общему, в обоих утверждениях Л. Варданяна нет никакого противоречия: одно дело — ледниковый период, другое дело — поведение ледников в историческую эпоху.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общая площадь, занятая ледниками в СССР, не менее 61 500 кв. км, из них на области умеренных широт приходится 18 500 кв. км, а на оледенение арктических островов (Новая Земля, Северная Земля, архипелаг Франца-Иосифа) 48 000 кв. км. Так как отдельные ледниковые районы расположены в различных климатических и отчасти орографических условиях, то каждому из них присущи свои особенности. Как мы видели, на Урале развиты оригинальные фирновые, климатически неоправданные ледники типа ледниковых наметов, существование которых определяется почти исключительно рельефом. Кавказ — классическая страна сложных долинных глетчеров, ближе всего напоминающая Альпы, за исключением, быть может, Дагестана, оледенение которого носит скорее среднеазиатский облик. Ледники Средней Азии отмечены явственными чертами вырождения и почти все находятся в регрессивной фазе своей эволюции. Алтай характеризуется изумительным разнообразием форм, в которых проявляется его оледенение, а именно господством ледников долинных и каровых. Наконец на Камчатке — кальдерные, звездообразные и тому подобные ледники, отчасти блуждающие, в абляции которых, помимо общих метеорологических факторов, немалая роль принадлежит и внутренней теплоте земли (вулканам).

Хотя мы и не касались в нашем обзоре оледенения полярных островов, но попутно отметим, что они представляют одни из наиболее интересных гляциологических районов: мелкие ледниковые индивидуумы отступают здесь на задний план, а на первое место выдвигаются сложные ледниковые комплексы — ледяные шапки и куполы, находящиеся в различной стадии деградации. Интенсивность оледенения островных групп Евразийского шельфа прогрессивно убывает по мере движения на восток. В этом факте находит свое отражение общая закономерность распределения ледников в Арктике, заключающаяся в том, что самое сильное оледенение приурочено к северной части Атлантического океана, наиболее теплой (в связи с проникающими сюда ответвлениями Гольфстрима) и наиболее богатой осадками (ибо тут лежат пути циклонов).

Ледяным сердцем Арктики является Гренландия. Только в близком соседстве с нею площади льдов занимают значительные пространства (на землях Баффина, Гринеля и Гранта —

с одной стороны, и на Свальбарде¹ и Земле Франца-Иосифа — с другой), а далее на запад до моря Бофора и на восток к Берингову проливу они становятся все меньше и меньше.

Таким образом в распоряжении советских гляциологов — разнообразнейшие объекты для изучения: от фирновых пятен на Урале до ледяных шапок Земли Франца-Иосифа, т. е. исключительно богатая гамма ледниковых форм и образований. Это позволяет вести в пределах СССР гляциологические работы широкого теоретического (а, стало быть, и практического) значения. Бессистемность научных исследований стала уже анахронизмом в нашем государстве. Следует ее окончательно устранить и в деле изучения ледников. Создание особого центрального гляциологического учреждения, которое не только собирало бы данные об оледенении (этим занимается сейчас Ледниковая комиссия Географического общества), но и обладало бы возможностью планировать и активно проводить дальнейшие исследования, — это уже насущная потребность настоящего времени.

Задачи подобного ледниковедческого института были бы весьма обширны:

1) Исследование тех районов, которые еще недостаточно освещены, — гор Биш-иерду, Дагестана, внутреннего Памира, центральных областей Тянь-шаня, арктического сектора и т. п.

2) Постановка стационарных наблюдений над ледниками, — на первых порах хотя бы через посредство уже существующих обсерваторий (у ледника Петрова, на леднике Федченко, на Эльбурсе).

3) Постановка не стационарных, но систематических (из года в год) наблюдений над колебаниями некоторых наиболее типичных ледников (например Катунского, Караугома или Безинги, Зеравшанского и др.), с сооружением у их концов прочных и постоянных реперов (наподобие тригонометрических пунктов), долженствующих заменить случайные и быстро разрушающиеся метки.

4) Развитие на тех же ледниках серии планомерных исследований, касающихся абляции, движения, режима питания, структуры льда и фирна, мощности льда, а также производство топографической съемки.

5) Составление полного каталога ледников СССР, иллюстрированного картами, планами и фотографиями.

6) Издание для отдельных районов гляциологических карт, на которых были бы показаны ледники с разбивкой их на классификационные категории (долинные, каровые, висячие, возрожденные и т. п.),² фирновые поля, линии одинаковой высоты снеговой границы и абсолютные отметки концов глетчеров.

Успешность выполнения подобной программы будет зависеть конечно от применения наиболее продуктивных и рациональ-

ных методов исследования. Кустарные способы дают гораздо меньший эффект, поэтому на смену «рейкам стилианга» должны прийти аблятографы, на смену буссольной съемке — фотограмметрическая, а глазомерное или основанное на теоретических соображениях определение мощности льда должно уступить место точным измерениям с помощью эхолота или сейсмографа.

У гляциологии — славное прошлое. Но ее будущее в нашей стране — еще почетнее и богаче.

¹ Официальное норвежское наименование Шпицбергена.
² Насколько известно, единственная попытка составления по этому принципу карты оледенения у нас была сделана В. Резниченко в его сводке по Южному Алтаю [234].

В списке литературы приняты следующие сокращения:

- БСЭ — Большая советская энциклопедия.
 Вестн. ирриг. — Вестник ирригации (Ташкент).
 Еж. ГО — Ежегодник Русского горного общества.
 Зап. Кавк. РГО — Записки Кавказского отделения Русского географического общества (Тифлис).
 Зап. РГО — Записки Русского географического общества.
 Изв. ГГИ — Известия Государственного гидрологического института (Ленинград).
 Изв. ГГРУ — Известия Главного геолого-разведочного управления.
 Изв. Географ. инст. — Известия Географического института (Петроград).
 Изв. Кавк. РГО — Известия Кавказского отделения Русского географического общества (Тифлис).
 Изв. РГО — Известия Русского географического общества и Известия Государственного географического общества (Ленинград).
 Изв. Турк. РГО — Известия Туркестанского отделения Русского географического общества.
 Исслед. ледников СССР — Исследование ледников СССР (непериодическое издание Гос. гидрологического института, Ленинград).
 Тр. ВГРО — Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения (Москва—Ленинград).
 Тр. ГГРУ — Труды Главного геолого-разведочного управления (Москва—Ленинград).
 Тр. Гидромет. отд. Ср.-аз. мет. инст. — Труды Гидро-метеорологического отдела Средне-азиатского метеорологического института (Ташкент).
 Тр. ледн. эксп. 2 МПГ — Труды ледниковых экспедиций Комитета СССР по проведению Второго международного полярного года (Ленинград).
 Тр. О-ва землевед. — Труды Общества землеведения при Санкт-Петербургском университете.
 Geogr. Ann. — Geografiska Annaler (Stockholm).
 Geogr. Journ. — The Geographical Journal (London).
 Met. Z. — Meteorologische Zeitschrift.
 Ztschr. f. Gl. — Zeitschrift für Gletscherkunde (Leipzig).

1. А б и х Г. В. К геологии Юго-восточного Кавказа. Зап. Кавк. РГО, кн. VIII, 1873, 24 стр.
2. А б и х. Краткая заметка о моих путешествиях летом 1874 года. Изв. Кавк. РГО, 1874, т. III, вып. 3, стр. 85—87.
3. А б и х. Несколько слов о состоянии в настоящее время Девдаракского ледника. Изв. Кавк. РГО, 1877, т. V, вып. 2, стр. 57—64.
4. Алешков А. Н. К открытию на Урале новых ледников. Изв. РГО, 1934, вып. 2.
5. Алешков А. Н. О ледниках Урала. Изв. РГО, 1934, вып. 4.

6. Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. IV (Урал), 1935.
7. Алешков А. Н. В северной части приполярного Урала. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. IV (Урал), 1935.
8. Альтберг В. О состоянии ледников Эльбруса и Главного Кавказского хребта в бассейне р. Баксан в период 1925—1927 гг. Изв. ГГИ, № 22, 1928, стр. 79—89.
9. Альтберг В. О состоянии ледников северного склона Эльбруса и о гидрометеорологических условиях питания реки Малки. Изв. ГГИ, № 23, 1929, стр. 15—30.
10. Альтберг В. Движение ледника Баш-кара, Тр. ледн. эксп. 2МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
11. Анучин Д. Исследования Г. Мерцбахера в Тянь-шане. Землеведение, 1911, кн. IV, стр. 1—18.
12. Баклунд О. О. Дагестанские ледники. Изв. РГО, 1904, вып. IV, стр. 671—672.
13. Бакрадзе Д. Сванетия. Зап. Кавк. РГО, кн. VI, 1864, стр. 19—128.
14. Баранов П. А. Ледник р. Корум-бель и флора его морены. Изв. Турк. РГО, т. XVI, 1923, стр. 133—148.
15. Беляев Я. И. На ледниках Гармо. Изв. РГО, 1919—1923, вып. I, стр. 1—93.
16. Берг Л. С. Высыхает ли Средняя Азия? Изв. РГО, 1905, вып. III, стр. 507—521.
17. Берг Л. С. Поездка на ледники верховьев Исфары. Изв. Турк. РГО, т. VII, 1907, стр. 1—21.
18. Берг Л. С. Об изменении климата в историческую эпоху. Землеведение, 1911, кн. III, стр. 23—120.
19. Беседин П. На ледниках Гармо (Дарваз). Изв. РГО, 1919—1923, вып. I, стр. 94—123.
20. Блезе В. Р. Строительство обсерватории. Сборник „Ледниковая обсерватория на Памире“, Ленинград, 1935, стр. 51—66.
21. Богданович К. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. Ком., т. XIX, № 4, 1902, стр. XXVIII+172.
22. Бойков И. Е. Наблюдения над атмосферными осадками в высокогорных районах Средней Азии. Тр. Гидромет. отд. Ср.-аз. мет. инст., т. I вып. I, 1927, стр. 105—142.
23. Большаков М. и Рубинский В. Камчатская область. Москва—Ленинград, 1934, 145 стр.
24. Боч С. Г. Геоморфологический очерк района горы Народной. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. IV (Урал), 1935.
25. Булгаков А. Ледники Джунгарского Алатау бассейна р. Ак-су в Копальском уезде Семиреченской области. Изв. РГО, 1915, вып. I, стр. 27—34.
26. Буш Н. А. Предварительный отчет о путешествии по Северо-западному Кавказу в 1896 году. Изв. РГО, 1897, стр. 1—33.
27. Буш Н. А. Предварительный отчет о втором путешествии по северо-западному Кавказу в 1897 году. Изв. РГО, 1898, стр. 519—589.
28. Буш Н. А. Ледники Западного Кавказа. Зап. РГО по общей географии, т. XXXII, № 4, 1905, стр. II+135.
29. Буш Н. А. О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 годах. Изв. РГО, 1914, вып. IX, стр. 461—510.
30. Быкова Н. Б. Оро-гидрографический очерк верховьев Большого Нарына. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), 1935, стр. 9—31.
31. Вальтер Ю. В. и Москвин А. В. Северо-восточные склоны хребта Петра Великого. Сборник „Таджикская комплексная экспедиция 1932 г.“, Ленинград, 1933, стр. 446—465.
32. Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
33. Варданянц Л. А. О новом способе подсчета депрессии снеговой границы в связи с изучением стадий отступления ледников горной группы Адай-хох в Центральном Кавказе. Изв. РГО, 1930, вып. 2, стр. 99—116.
34. Варданянц Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива. Изв. РГО, 1932, вып. 1, стр. 51—60.

35. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. РГО, 1933, вып. 2, стр. 116—139, вып. 3, стр. 187—211.
36. Варданянц Л. А. О Девдоракском и Чачском ледниках. Изв. РГО, 1935, вып. 2, стр. 213—216.
- ✓ 37. Варданянц Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. Изв. РГО, 1935, вып. 4, стр. 460—470.
38. Вебер В. Н. Остатки древних ледников в Панавском хребте на Кавказе. Изв. Кавк. РГО, т. XIV, вып. 1, 1901, стр. 1—9.
39. Вебер В. Н. Новые метки на ледниках в Туркестане. Изв. РГО, 1916, вып. V, стр. 403—409.
40. Вейденбаум Е. К истории Казбекских завалов. Изв. Кавк. РГО, 1874, вып. 1, стр. 26—28.
41. Вейденбаум Е. Еще к истории Казбекских завалов. Изв. Кавк. РГО, 1875, вып. 5, стр. 183—186.
42. Вейденбаум Е. Г. Большой Арарат и попытки восхождения на его вершину. Зап. Кавк. РГО, кн. XIII, вып. 1, 1884, стр. 101—160.
43. Висковатов А. О периодическом Казбекском завале. Зап. Кавк. РГО, кн. VI, 1864, стр. 186—219.
44. Вознесенский А. В. Об осадках на Кавказе. Зап. Кавк. РГО, кн. XVII, вып. 1, 1895, 132 стр. + 17 карт.
45. Вологдин А. Г. Кизир-Казырский район. Тр. ГГРУ, вып. 92, 1931, стр. 1—39.
46. Воробьев С. П. Атлас ледников Нарынско-Хантенгринской экспедиции. Тр. ледн. экп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), 1935, стр. 187—188 + карты.
47. Воронцов-Вельяминов Б. Отчет о поездке к верховьям Зеленчуков. Землеведение, 1929, вып. 2—3, стр. 131—162.
48. Гейброк В. Некоторые результаты научной поездки по Центральному Кавказу. Изв. РГО, 1934, вып. 4, стр. 522—531.
49. Гейброк В. Некоторые результаты научной поездки по Центральному Кавказу. Изв. РГО, 1935, вып. 2, стр. 199—212.
50. Голубев С. Я. Восхождения в Центральном Кавказе. Еж. ГО, вып. XIII, 1913, Москва, 1916.
51. Горбунов Н. П. Географические работы 1928 года в области белого пятна на Памирах. Природа, 1929, № 9, стр. 773—792.
52. Горбунов Н. П. Таджикско-Памирская экспедиция 1934 года. Сборник „Тадж.-Памирск. экп. 1934 г.“, Москва, 1935.
53. Гордиенко В. Е. и Громов К. М. Геоморфологические работы 1932 г. в районе ледника Федченко. Тр. ледн. экп. 2 МПГ, вып. I (Памир), 1936.
54. Гордиенко В. Е. Геоморфологический и гляциологический очерк верховьев р. Ягноб. Тр. ледн. экп. 2 МПГ, вып. III (Зеравшан), 1936.
55. Городецкий В. Ледники рек Большой и Малой Алматинки в хр. Заилийского Алатау. Изв. Турк. РГО, т. XIV, вып. 1, 1918, стр. 1—18.
56. Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-хой, т. II, Спб., 1856.
57. Григор Г. Г. Описание ледников в верховьях рек Белой, Кизи и Уруштена. Изв. РГО, 1932, вып. 4—5, стр. 343—351.
58. Давыдов Л. К. Ледник Петрова. Тр. Гидромет. отд. Ср.-аз. мет. инст., т. I, вып. 1, 1927, стр. 67—97.
59. Демченко М. А. Ледники Центрального Тянь-шаня — Иньльчек, Резниченко и др. Тр. I Всесоюзн. географического съезда, вып. 3, Ленинград, 1934, стр. 164—173.
60. Демченко М. А. К оледенению массива Хан-тенгри. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
61. Демченко М. А. Украинская правительственная научная экспедиция 1933 г. в Центральный Тянь-шань. Тр. ледн. экп. 2 МПГ, вып. VI, 1936.
62. Динник Н. Я. Эльбрус, его отроги и ущелья. Изв. Кавк. РГО, т. VI, 1880, вып. 3, стр. 265—286.
63. Динник Н. Я. Горы и ущелья Терской области. Зап. Кавк. РГО, кн. XIII, вып. 1, 1884, стр. 1—48.
64. Динник Н. Я. Осетия и верховья Риона. Зап. Кавк. РГО, кн. XIII, вып. 1, 1884, стр. 48—100.
65. Динник Н. Я. Горы и ущелья Кубанской области. Зап. Кавк. РГО, кн. XIII, вып. 1, 1884, стр. 307—363.

66. Динник Н. Я. Современные и древние ледники Кавказа. Зап. Кавк. РГО, кн. XIV, вып. I, 1889, 137 стр.
67. Динник Н. Я. Оштен и окружающие его части Кубанской области. Зап. Кавк. РГО, кн. XVI, 1894, стр. 357—421.
68. Динник Н. Я. Кубанская область в верховьях рек Уруштена и Белой. Приложение к кн. XIX Зап. Кавк. РГО, 1897.
69. Динник Н. Я. Верховья Малой Лабы и Мзымты. Зап. Кавк. РГО, кн. XXII, вып. 5, 1902, стр. 1—73.
70. Дмитриев С. Е. Ледники в верховьях Малой Алматинки (Туюк-су) в Заилийском Алатау близ г. Верного. Изв. Турк. РГО, т. VI, 1907, стр. 1—38.
71. Дмитриев С. Е. Прибавление к статье о Туюксуйских ледниках. Изв. Турк. РГО, т. VI, 1907, стр. 1—VII.
72. Дмитриев С. Е. Поездка к истокам реки Чилика, в горный узел Заилийского и Кунгей Алатау, летом 1909 года. Изв. Турк. РГО, т. VIII, 1911, стр. 1—12.
73. Дмитриев С. Е. Отчет о поездке к истокам реки Чилика (Тау-чилики) в 1910 году. Изв. Турк. РГО, т. IX, 1913, стр. 1—41.
74. Добрынин Б. Физико-географический очерк Дагестана. БСЭ, т. 20, 1930, стр. 118—128.
75. Дорофеев И. Г. Некоторые данные о движении ледника Федченко. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I (Памир), 1936.
76. Дорофеев И. Г. Фотограмметрическая съемка языка ледника Нотге-мейнштафт. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I, 1936.
77. Дубянский В. В. О горных породах Казбега. Зап. Кавк. РГО, кн. XXIV, вып. 4, 1904, стр. 1—88.
78. Дубянский В. В. Первая попытка русских достигнуть вершины Дыхтау. Изв. Кавк. РГО, т. XXI, вып. 3, 1911—1912, стр. 225—231.
79. Дубянский В. В. Из жизни Дензоракского глетчера. Изв. Кавк. РГО, т. XXIII, вып. 2, 1915, стр. 185—187.
80. Духовской А. И. Наблюдения за Дензоракским ледником в 1909—12 гг. в связи с данными о нем с 60-х годов XIX столетия. Изв. Кавк. РГО, т. XXIII, вып. 1, 1915, стр. 1—21.
81. Духовской А. И. Исследование Казбекских ледников Суатиси, Миа, Ортверк, Абано, Чачского и ледника Кабиша Кистинского ущелья в 1909—1913 годах. Изв. Кавк. РГО, т. XXV, 1917, № 1, стр. 1—48.
82. Ендржеевский А. Экскурсия на ледники в верховьях рек Сонгути-дона и Сарли-дона. Еж. ГО, т. II, 1902, Москва, 1904, стр. 1—13.
83. Ендржеевский А. По современным и древним ледникам Дигории. Еж. ГО, т. IV, 1904, Москва, 1906, стр. 96—149.
84. Жаджаров А. А. Некоторые особенности ледников Центрального Тянь-шаня. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
85. Жукот Н. В. Наблюдения, произведенные над ледниками в центральной части Кавказского хребта. Изв. Кавк. РГО, т. X, вып. 1, 1889, стр. 118—126.
86. Жукот Н. Описание некоторых ледников в Сванетии. Зап. Кавк. РГО, кн. XVI, 1894, стр. 184—194.
87. Завздовский А. X. К вопросу о климатических условиях на горах в верховьях Нарына. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), стр. 33—82.
88. Завздовский А. X. Метеорологические наблюдения в фирновом бассейне ледника Петрова за время с 16 августа по 15 сентября 1933 г. на высоте 4275 м. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), стр. 209—220.
89. Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Росс. минералог. общ., часть 60, № 2, 1931, стр. 153—236.
90. Знаменская О. М. Оледенение Богосского хребта. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
91. Зупан А. Основы физической географии. Петроград, 1914.
92. Иванов Д. Л. Путешествие на Памир. Изв. РГО, 1884, вып. 4, стр. 209—252.
93. Иванов Д. Л. Орографический характер Памира. Изв. РГО, 1884, вып. 4, стр. 252—268.

94. Игнатъев И. В. Предварительный отчет об экспедиции для исследования горной группы Хан-тенгри. Изв. РГО, т. XXIII, 1887.
95. Ильин А. Ужба. Изв. РГО, т. XIX, 1883, стр. 166—220.
96. Калесник С. В. По Джунгарскому Алатау. Изв. РГО, 1932, вып. 2—3.
97. Калесник С. В. Нарынско-Хантенгринская экспедиция 1932 г. Изв. РГО, 1933, вып. 1, стр. 43—48.
98. Калесник С. В. Экспедиция 1933 г. Изв. РГО, 1934, вып. 1, стр. 188—193.
99. Калесник С. В. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках. Исслед. ледников СССР, вып. I, 1934, стр. 13—33.
100. Калесник С. В. О некоторых новых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-шане. Изв. РГО, 1934, вып. 3.
101. Калесник С. В. Ледники, их роль и значение в жизни земли. Ленинград, 1935.
102. Калесник С. В. Ледники верховьев Большого Нарына. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), 1935, стр. 83—186.
103. Калесник С. В. Дополнительные данные о ледниках верховьев Большого Нарына. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), 1935, стр. 255—267.
104. Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Ледниковый узел Ак-шийряк. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II (Тянь-шань), 1935, стр. 321—372.
105. Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Геологическое описание хребта Ак-шийряк и части северного склона Кок-шаала. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. II, 1935.
106. Калесник С. В. Геологические наблюдения в бассейнах Ак-су и Тупаланга. Тр. Таджикско-Памирской эксп. 1934 года, вып. 40, Ленинград, 1936 (в сборнике „К петрологии и геологии Гиссарского хребта“).
107. Калитин Н. Роль радиации в таянии ледников. Тр. Гос. научн. мелиорационст., т. XVIII, 1929.
- ✓ 108. Каминский А. А. Давление воздуха в СССР по месячным средним. Климат СССР, ч. II, вып. 1, Ленинград, 1932.
109. Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-куль в 1914 году, Петроград, 1915.
110. Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в области южных склонов Джунгарского Алатау в 1916 г. Петроград—Ташкент, 1916—1927.
111. Каульбарс А. В. Материалы по географии Тянь-шаня. Зап. РГО по общей географии, т. V, 1875.
112. Келль Н. Карта вулканов Камчатки. Ленинград, 1928 (89 стр. + XXIV табл. + 2 карты).
113. Керцелли С. Экскурсия на ледник Бартуй. Еж. ГО, т. I, 1901, Москва, 1903, стр. 1—19.
114. Керцелли С. В. По Большеземельским тундрам с кочевниками, Архангельск, 1911.
115. Киреев И. А. Предварительный гидрологический очерк бассейна р. Ягноб. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. III (Зеравшан), 1936.
116. Комаров В. Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 году. Изв. РГО, 1905, стр. 23—154.
117. Комаров В. Л. Два года на Камчатке. Землеведение, 1911, кн. I—II, стр. 144—188.
118. Комаров В. Л. Путешествие по Камчатке в 1908—1909 г. Камчатск. эксп. Ф. Рябушинского, Ботанич. отдел, вып. I, Москва, 1912, 456 стр.
119. Коновалов Е. П. Ледник Рама. Изв. РГО, 1934, вып. 3.
120. Коновалов Е. П. Об области питания и строении Зеравшанского ледника. Изв. РГО, 1935, вып. 5, стр. 602—606.
121. Коновалов Е. П. Краткий отчет о работе на Зеравшанском леднике в 1932 г. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. III, 1936.
122. Конради С. А. Камчатские дневники за 1908 и 1909 гг.
123. Конради С. А. и Келль Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. Изв. РГО, 1925, вып. I, стр. 3—32.
124. Корженевский Н. Л. Поездка на Памиры, Вахан и Шугнан в 1903 году. Тр. О-ва землевед., т. I, 1906, стр. 103—118 и примечания на стр. 145.
125. Корженевский Н. Л. Очерк Памира. Тр. О-ва землевед., т. II, 1909, стр. 25—40.

126. Корженевский Н. Л. В горах Петра Великого, Тр. О-ва землевед., т. III, 1914, стр. 1—14.
127. Корженевский Н. Л. Опыт подсчета площади оледенения гор Туркестана. Вестн. ирриг., 1924, № 6, стр. 46—54.
128. Корженевский Н. Л. Результаты осмотра ледников в верховьях р. Мук-су летом 1924 года. Вестн. ирриг., 1924, № 9, стр. 50—57.
129. Корженевский Н. Л. Мук-су и ее ледники Тр. Гидромет. отд. Ср.-аз. мет. инст., т. I, вып. 1, 1927, стр. 7—62.
130. Корженевский Н. Л. К вопросу о морфологических типах ледников Средней Азии и возможной их классификации. Ташкент, 1928.
131. Корженевский Н. Л. Отчет о поездке на ледники рек Пскема, Таласа и Сусамыра в 1929 г. Ташкент, 1929.
132. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент, 1930.
133. Корженевский Н. Л. Краткий обзор исследования ледников Средней Азии с 1907 по 1932 г. Изв. РГО, 1934, вып. 4, стр. 556—563.
134. Корольков Я. Отчет по осмотру некоторых Тяньшаньских ледников летом 1899 года. Изв. РГО, 1901, стр. 58—69.
135. Коростовцев В. Несколько слов о горной долине Алай и о Памире. Изв. РГО, 1877, вып. 4, стр. 249—252.
136. Косиненко Н. По тропам, скалам и ледникам Алая, Памира и Дарваза. Изв. РГО, 1915, вып. III, стр. 117—138.
137. Кошкуль Ф. Нынешние и древние ледники Кавказского хребта. Исследования академика Абиха. Зап. Кавк. РГО, кн. VIII, библиография, 1873, стр. 39—53.
138. Краснов А. Н. Опыт истории развития флоры Восточного Тянь-шаня. Зап. РГО, XIX, 1888.
139. Крашенинников С. Описание земли Камчатки, 2 тома, Спб., 1786.
140. Кузнецов И. Г. Случай внезапного наступания одного ледника на Северном Кавказе весной 1925 года. Вестн. Геол. ком., 1925, № 2.
141. Кузьмин П. П. Температурный режим в верховьях бассейнов рр. Зеравшан и Ягноб. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. III, 1936.
142. Кюнер Н. В. Описание Тибета, ч. I, вып. 2. Владивосток, 1907, XVIII+182+90 стр.
143. Лангваген В. В. Ледники хребтов Александровского, Заилийского и Кунгей-алатау. Изв. РГО, 1907, стр. 239—246.
144. Леонов Г. Б. Ледники в Таласском Алатау. Изв. Турк. РГО, т. I, вып. 1, 1898, стр. 35—59.
145. Летавет А. А. и Немицкий В. В. Новые данные об оледенении в хребтах Чакрыр-корум, Борколдой и Кок-шаал-тау. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
146. Липский В. И. Гиссарская экспедиция 1896 года. Изв. РГО, 1897, стр. 193—209.
147. Липский В. И. Хребет Петра Великого и его ледники. Изв. РГО, 1898, стр. 291—316.
148. Липский В. И. Ледниковые области Арзынга, Мазара и Мука. Изв. РГО, 1899, вып. VI, стр. 649—693.
149. Липский В. И. Горная Бухара, ч. I, Гиссарская экспедиция 1896 г., Спб., 1902, стр. 1—318; часть II, Гиссар, хр. Петра Великого, Алай (1897 г.), Спб., 1902, стр. 321—541; часть III, хр. Гиссарский и Восточная Бухара (1899 г.), Спб., 1905, стр. 547—735.
150. Липский В. И. По горным областям Русского Туркестана. Изв. РГО, 1906, стр. 91—236.
151. Лисовский В. Я. Закавказье, часть I. Зап. Кавк. РГО, кн. XX, 1896, 232 стр. + 1 карта.
152. Маллицкий Н. Г. Ледники в бассейне р. Иссыгаты. Вестн. ирриг., 1927, № 3, стр. 105—111.
153. Марков К. К. Сравнение древнеледниковых ландшафтов Северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Северного Памира. Проблемы физич. географии, 1935, II, стр. 53—72.
154. Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахна по наблюдениям 1932—1933 г. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I (Памир), 1936.

155. Маркович В. В. Краткий отчет об экскурсии на ледники Дигории в 1901 г. Изв. Кавк. РГО, т. XV, вып. 3, 1902, стр. 168—174.
156. Маркович В. В. На ледниках Дигории. Изв. РГО, 1903, вып. 1, стр. 31—79.
157. Маркович В. В. В поисках за вечным льдом. Изв. РГО, 1905, вып. IV, стр. 623—682.
158. Мерцбахер Г. Разделение Кавказских Альп. Изв. Кавк. РГО, 1903, вып. 4, стр. 27—49 (перевод К. Гана, примечания К. Подозерского).
159. Мерцбахер Г. Письмо в Русское географическое общество от 9 февраля 1908 г. из Кульджи. Изв. РГО, 1909, вып. 1, стр. 13—20.
160. Михайловский В. Г. Горные группы и ледники Центрального Кавказа. Землеведение, 1894, кн. I, стр. 121—184.
161. Москвин А. В. Геологический очерк северо-восточных склонов хребта Петра I. Тр. Таджикско-Памирской эксп. 1933 года, вып. 43, Ленинград, 1936.
162. Мурзаев Э. М. Карта бассейнов рек Сусамыра, Кокомерена и нижнего Нарына. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, часть V, изд. Ак. наук СССР, 1935.
163. Мурзаев Э. М. Физико-географический очерк бассейнов рек Кокомерена и нижнего Нарына. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. V, изд. Ак. наук СССР, 1935.
164. Мухин В. Г. Отступление ледников в Восточной Фергане. Изв. РГО, 1916, вып. II, стр. 189—191.
- ✓ 165. Мушкетов Д. И. Ледниковая область Восточной Ферганы. Изв. РГО, 1912, стр. 281—293.
166. Мушкетов Д. И. Оледенение восточной части Алайского хребта. Изв. РГО, 1913, вып. VII—X, стр. 757—779.
167. Мушкетов Д. И. Оледенение Восточной Ферганы и Алая. Изв. РГО, 1917, стр. 83—136.
168. Мушкетов Д. И. Геологическая карта Средней Азии, лист VI—7 и VII—7 (Восточная Фергана). Ленинград, 1928.
169. Мушкетов Д. И. Геологический очерк Туркестана. Ленинград, 1928.
170. Мушкетов И. В. Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник в 1880 году. Изв. РГО, 1881, вып. 2, стр. 79—103.
171. Мушкетов И. В. Геологическая поездка на Кавказ в 1881 году. Изв. РГО, 1882, вып. 2, стр. 106—119.
172. Мушкетов И. В. Исследование состояния ледников в России в 1895 г. Изв. РГО, 1896, стр. 204—209.
173. Мушкетов И. В. Исследования ледников в России в 1896 г. Изв. РГО, 1897, вып. IV, стр. 348—355.
174. Мушкетов И. В. Исследование ледников в России в 1897 г. Изв. РГО, 1898, вып. V, стр. 619—627.
175. Мушкетов И. В. Отчет о состоянии ледников в России. Изв. РГО, 1899, вып. II, стр. 228—230.
176. Наливкин Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. РГО, 1916, вып. III, стр. 203—237.
177. Несколько слов о работе Самаркандской поземельно-податной комиссии на Зеравшанском леднике летом 1908 года. Изв. Турк. РГО, т. VIII, 1911, стр. 22.
178. Нехорошев В. Современное и древнее оледенение Алтая. Тр. III Всесоюзного съезда геологов, вып. II, Ташкент, 1929, стр. 371—390.
179. Николаев В. А. Оледенение Джунгарского Алатау в бассейнах Усека и Хоргоса. Изв. Географ. инст., вып. 4, 1923.
180. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. Изв. ГГРУ, 1930, № 8, стр. 979—994 (55—70).
181. Новицкий В. Ф. В горах Кавказа. Изв. РГО, 1903, стр. 87—148.
182. Новицкий В. Ф. Поездка в хребет Петра Великого летом 1903 года. Изв. РГО, 1904, вып. I—II, стр. 1—30.
183. Новограбленов П. Т. Каталог вулканов Камчатки. Изв. РГО, 1932, вып. 1, стр. 88—99.
184. Обручев В. А. Природа и жители Центральной Азии и ее юго-восточной окраины. Землеведение, 1896, кн. II.
185. Обручев В. А. Пограничная Джунгария, т. III, вып. 1, Ленинград, 1932.
186. Орешникова Е. И. Ледники Эльбрусского района по исследованиям 1932—1933 гг. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.

187. Ошанин В. На верховьях Мук-су. Изв. РГО, 1880, вып. 1, стр. 34—59.
188. Ошанин В. Каратегин и Дарваз. Изв. РГО, 1881, вып. 1, стр. 21—58.
189. Падение ледников с Гимарай-хоха. Изв. Кавк. РГО, т. XV, вып. 3, 1902, стр. 205—210.
190. Пальгов Н. Наблюдения и промеры, произведенные на главном Больше-Алматинском леднике летом 1923 года. Изв. РГО, 1926, вып. 1, стр. 135—150.
191. Пальгов Н. Поездка на Туяксуйский ледник летом 1923 г. Изв. РГО, 1926, вып. 1, стр. 151—167.
192. Пальгов Н. Н. На ледниках реки Чилика. Изв. РГО, 1928, вып. 2, стр. 217—243.
193. Пальгов Н. Н. Новые ледники в хребте Кунгей-алатау. Изв. РГО, 1928, вып. 1, стр. 33—58.
194. Пальгов Н. Н. На главном Больше-Алматинском леднике в 1926 г. Изв. РГО, 1929, вып. II, стр. 265—284.
195. Пальгов Н. Н. По Центральному Тянь-шаню. Изв. РГО, 1930, вып. 2.
196. Пальгов Н. Н. Больше-Алматинские ледники в Заилийском Алатау. Изв. РГО, 1932, вып. 4—5, стр. 322—336.
197. Панов Б. Ледники Анаульгена. Тр. гидромет. отд. Ср.-аз. мет. инст., т. I, вып. 1, 1927, стр. 101—104.
198. Пастухов А. В. Поездка по высочайшим селениям Кавказа и восхождение на вершину горы Шах-даг. Зап. Кавк. РГО, кн. XVI, 1894, стр. 198—218.
199. Пастухов А. В. Восхождение на Арарат. Зап. Кавк. РГО, кн. XVI, 1894, стр. 422—442.
200. Пастухов А. В. Восхождение на Аллагез. Изв. Кавк. РГО, т. XI, вып. 2, 1896, стр. 85—96.
201. Паффенгольц К. Н. и Шабалкин М. И. Ледник Федченко и р. Танымас (геологический очерк). Тр. Таджикско-Памирской эксп., 1936.
202. Паффенгольц К. Н. Геологическое строение Южно-Каракульского района Восточного Памира. Сборник „Таджикско-Памирская эксп. 1933 г.“, Ленинград, 1934.
203. Перетолчин С. П. Ледники хребта Муңку-сардык. Томск, 1908, 47 стр + 1 карта + XIII табл. (отд. оттиск из Известий Томского технологич. инст., IX, 1908).
204. Перфильев Б. В. Два восхождения на Авачинскую сопку. Изв. РГО, 1912, вып. I—V, стр. 67—100.
205. Петровский Н. Заметка о Зеравшанском и о других ледниках Самаркандской области. Изв. РГО, 1915, вып. IV, стр. 189—198.
206. Пиотрович В. В. Стаивание и сток с ледников Аддала-шюхгель в Дагестане. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
207. Пиотрович В. В. Стаивание поверхности ледника и образование микро-рельефа. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V, 1936.
208. Поггенполь Н. В. К вопросу об устройстве горной метеорологической станции на склонах Эльбруса и о восхождении, предпринятом с этой целью на седловину Эльбруса 21 августа 1898 г. Изв. РГО, 1899, вып. II, стр. 201—223.
209. Поггенполь Н. В. По северным долинам Казбекского массива и первое восхождение на Майли-хох. Еж. ГО, т. III, 1903, Москва, 1905, стр. 1—37.
210. Поггенполь Н. В. По ледникам Дигории и Балкарии. Еж. ГО, т. V, 1905, Москва, 1906, стр. 1—56.
211. Поггенполь Н. В. К истокам Мук-су через горную область Западного Памира. Изв. РГО, 1908, стр. 439—451.
212. Погребецкий М. Хан-тенгри. Харків—Одеса, 1934, 175 стр. (на украинском языке).
213. Погребецкий М. Т. Три года борьбы за Хан-тенгри. Харьков, 1935, 122 стр.
214. Подозерский К. И. Следы и остатки ледников в верховьях рек Бзыби, Гумисты и Амткела. Изв. Кавк. РГО, т. XV, вып. 3, 1902, стр. 174—197.
215. Подозерский К. И. О ледниках вершины Оштен. Изв. Кавк. РГО, т. XVII, вып. 5, 1904, стр. 363—365.
216. Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. Зап. Кавк. РГО, т. XXIX, вып. 1, 1911, IV + 200 стр.
217. Попов В. И. Материалы по истории древнего оледенения Памира, Восточного Тянь-шаня и Дарваза. Тр. ВГРО, вып. 242, 1932.

218. Попов В. И. Южный склон Дарвазского хребта. Сборник „Таджикская комплексная экспедиция 1932 года“, Л., 1933.
219. Попов В. И. Изучение климата, вод и ледников Памира. Сборник „Ледниковая обсерватория на Памире“, Ленинград, 1935, стр. 3—50.
220. Попов В. И. Метеорологические работы Памирской экспедиции 2 МПГ. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. 1, 1936.
221. Попов В. И. Некоторые поверхностные образования ледника Федченко. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. 1 (Памир), 1936.
222. Попов В. И. К вопросу о разнозначных колебаниях ледников. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. 1 (Памир), 1936.
223. Попов Е. А. Некоторые черты режима ледника Ирик. Исслед. ледников СССР, 1934, вып. 1, стр. 35—56.
224. Попов Е. А. и Сочеванов В. Е. Метеорологические данные по наблюдениям станции на леднике Баш-кара. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
225. Попов Н. М. Оледенение юго-западных склонов Эльбруса. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
226. Последняя экспедиция Альфреда Вегенера в Гренландию (1930—1931). Ленинград, 1935, XIV + 300 стр. Издание Главсевморпути.
227. Преображенская М. Вокруг Казбека. Еж. ГО, т. II, 1902, Москва, 1904, стр. 56—77.
228. Преображенский И. Поездка в Туркестанский хребет (бассейны Зеравшана, Ляйляка, Исфары и Соха). Изв. РГО, 1911, стр. 319—369.
229. Преображенский И. Ледники Туркестанского хребта. Изв. РГО, 1916, вып. II, стр. 125—187.
- ✓ 230. Проккопенко Н. М. Пересечение Центрального Тянь-шаня по маршруту Каракол—Узенгегуш—Нарын. Материалы по геологии и геохимии Тянь-шаня, часть III, изд. Ак. наук СССР, 1933.
231. Регель А. Э. Путешествие в Шугнан. Изв. РГО, 1884, вып. 3, стр. 268—274.
232. Резниченко В. Ледниковая группа Мус-тау. Изв. РГО, 1910, вып. 1—V, стр. 53—101.
233. Резниченко В. О древних и современных ледниках Юго-западного Алтая. Изв. РГО, 1912, вып. I—V, стр. 357—360.
234. Резниченко В. Южный Алтай и его оледенение. Изв. РГО, 1914, вып. I—II, стр. 1—67 (с картой).
235. Резниченко В. В. Оледенение на севере узла Хан-тенгри. Тр. III Всесоюзного съезда геологов, вып. II, Ташкент, 1929.
236. Рейнгард А. Л. Заметка по поводу работы К. И. Подозерского „Ледники Кавказского хребта“. Изв. Кавк. РГО, т. XXI, вып. 3, 1911—1912, стр. 253—256.
237. Рейнгард А. Л. К вопросу о ледниковом периоде Кавказа. Изв. Кавк. РГО, т. XXII, 1913—1914, вып. 1, стр. 7—16.
238. Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом. Изв. Кавк. РГО, т. XXIV, 1916, вып. 3, стр. 275—332.
239. Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. Изв. Кавк. РГО, т. XXV, 1917, вып. 2—3, стр. 159—194.
240. Рейнгард А. Л. Снеговая граница в Среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. Изв. Кавк. РГО, т. XXV, 1927, вып. 2—3, стр. 215—232.
241. Рейнгард А. Л. Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 гг. Изв. РГО, 1930, вып. 1.
242. Реклю Э. Земля и люди, т. VI, Азиатская Россия. Спб., 1898, 847 стр.
243. Ромм М. Восхождение на пик Сталина. Сборник „Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г.“, Ленинград, 1934, стр. 429—456.
244. Россиков К. Н. Ледник Цити на северном склоне Бокового Кавказского хребта. Изв. РГО, 1893, стр. 495—518.
245. Россиков К. Н. Состояние ледников и озер центральной части северного склона Кавказского хребта (отчет за 1892 г.) Зап. Кавк. РГО, кн. XVI, 1894, стр. 219—246.
246. Россиков К. Н. Состояние ледников северного склона Центрального Кавказа (отчет за 1893 и 1894 гг.). Зап. Кавк. РГО, кн. XVIII, 1895, стр. 279—322.

247. Рубинштейн Е. Средние месячные температуры воздуха в Европейской части СССР за отдельные годы. Климат СССР, ч. I, вып. 2В, Ленинград, 1930.
248. Рубинштейн Е. Средние месячные температуры воздуха в Азиатской части СССР за отдельные годы. Климат СССР, ч. I, вып. 4, Ленинград, 1933.
249. Рутковская В. А. Ледники Верхней Сванетии. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
250. Салацкий Н. Д. Очерк орографии и геологии Кавказа. Зап. Кавк. РГО, кн. VII, 1866, стр. 1—118.
251. Самойлович С. Р. Ледники Западной и Восточной Дигории по исследованиям 1932—1933 гг. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V (Кавказ), 1936.
252. Сапожников В. В. Алтайские ледники. Изв. РГО, 1897, стр. 356—360.
253. Сапожников В. В. Белуха, определение ее высоты и восхождение на седло. Изв. РГО, 1899, стр. 503—515.
254. Сапожников В. В. Новые ледники Чуйских белков. Изв. РГО, 1899, стр. 516—520.
255. Сапожников В. В. Истоки реки Кочурлы. Изв. РГО, 1901, стр. 156—161.
256. Сапожников В. В. Очерки Семиречья, т. I (Джунгарские степи, Балхаш, Иссык-куль, Центральный Тянь-шань). Томск, 1904, VIII + 144 стр.
257. Сапожников В. В. От Саура до Джунгарского Алатау. Изв. РГО, 1905, вып. IV, стр. 697—704.
258. Сапожников В. В. Очерки Семиречья, т. II (Джунгарский Алатау и одна экскурсия в Заилийском Алатау). Томск, 1906, III + 107 стр.
259. Сапожников В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Томск, 1911, 408 + 8 стр. + 3 карты.
260. Северцов Н. А. Орографический очерк Памирской горной системы. Зап. РГО, т. XIII, 1886, 383 стр.
261. Семенов-Тяньшанский В. П. (ред.) Россия, полное географическое описание нашего отечества, т. V, Урал и Приуралье. Спб., 1914.
262. Сергеев М. А. Советская Камчатка. М.-Л., 1932, 258 стр.
263. Сиверс В. Азия. Спб., XI + 758 стр.
264. Соболев М. Н. Русский Алтай. Землеведение, 1896, кн. III—IV, стр. 51—110.
265. Соболевский В. И. Нефелиновые сиециты верховьев Зеравшана. Сборник „Таджикская комплексн. эксп. 1932 г.“ Ленинград, 1933.
266. Соболевский Г. К современному и древнему оледенению в Западном Куэн-луне. Изв. РГО, 1918, вып. I, стр. 27—56.
267. Соловьев С. П. Ледник Ирик. Изв. РГО, 1931, вып. 2—3, стр. 117—123.
268. Соловьев С. П. О состоянии ледников Эльбрусского района и к вопросу о причине их отступления. Изв. РГО, 1933, вып. 2, стр. 151—166.
269. Соловьев С. П. Изучение ледников Северного Кавказа за 25 лет (1907—1932). Изв. РГО, 1934, вып. 4, стр. 552—555.
270. Сочава В. На истоках рек Щугора и Северной Сосвы. Изв. РГО, 1933, вып. 6.
271. Сочеванов В. Е. Процессы стаивания на поверхности ледника Башкара. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. V, 1936.
272. Спенглер О. А. Краткий гидрологический очерк верховьев р. Мук-су. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I (Памир), 1936.
273. Спенглер О. А. Стаивание поверхности ледников. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I, 1936.
274. Спенглер О. А. Периоды отступления и наступания ледника Федченко. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. I, 1936.
275. Стальнов Г. К вопросу о современных Саянских ледниках. Вести. Геол. ком., 1925, № 4.
276. Статковский Б. Краткая записка о действиях в 1865 г. экспедиции для исследования причин происхождения периодического Кизбаевского завала. Зап. Кавк. РГО, кн. VII, 1866, 28 стр.
277. Стебницкий И. О высоте линии вечных снегов на Кавказских горах. Изв. РГО, 1873, отд. II, вып. 5, стр. 143—157.
278. Стебницкий И. И. Заметка о распространении ледников на Кавказе. Изв. Кавк. РГО, т. V, вып. 1, 1877, стр. 1—21.
279. Стоянов А. И. Путешествие по Сванетии. Зап. Кавк. РГО, кн. X, том. 2, 1876, стр. 239—472.

280. Таганцев В. Н. и Зильберман В. А. О пустынном выветривании в ледниковых областях Туркестанского хребта. Изв. Ак. наук. 1914. стр. 1041—1052.
281. Тагеева Н. В. О ледниках западного Памира: Гандо, Гармо и Ванч. Изв. РГО, 1934, вып. 4, стр. 532—548.
282. Танфильев Г. И. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий, ч. II, вып. 2, Рельеф Азиатской России. 1923, 334 стр.
283. Танфильев Г. И. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий, ч. II, вып. 3, 1924, 325 стр.
284. Тиндалль Дж. Альпийские ледники. Москва, 1866.
285. Тронов Б. В. Верховья реки Бухтармы. Изв. РГО, 1897, стр. 48—52.
286. Тронов Б. В. Современное оледенение Алтая. Изв. РГО, 1924, вып. II, стр. 37—71.
287. Тронов Б. В. Каталог ледников Алтая. Изв. РГО, 1925, вып. II, стр. 107—159.
288. Тронов Б. В. Отчет о работе географо-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 года. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. VI.
289. Тронов М. Новые физико-географические исследования в Центральном Алтае. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
290. Тронов М. Восхождение на Белуху. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. VI.
291. Троновы Б. и М. По истокам Аргута. Землеведение, 1916, кн. I—II, стр. 13—30.
292. Троновы Б. и М. Поездка в Восточный Алтай летом 1924 г. Изв. РГО, 1925, вып. 1, стр. 61—62.
293. Троновы Б. и М. Новые данные по оледенению Русского Алтая. Изв. РГО, 1929, вып. II, стр. 245—254.
294. Троновы Б. и М. и Тюменцев К. Г. Сводка ледниковых исследований Алтая с 1907 по 1932 г. Изв. РГО, 1934, вып. 4, стр. 564—570.
295. Тюменцев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. VI.
296. Тюшов В. Н. По западному берегу Камчатки. Зап. РГО по общей географии, т. XXXVII, № 2, 1906.
297. Учайкин В. П. Предварительный отчет Зеравшанской высокогорной комплексной экспедиции 1932 г. Тр. ледн. эксп. 2 МПГ, вып. VI.
298. Фаугдильн В. Поездка к Зеравшанскому леднику. Еж. ГО, т. XIII, 1913. Москва, 1916, стр. 61—70.
299. Федченко Б. А. Поездка в Западный Тянь-шань для изучения ледников Таласского Алатау. Изв. РГО, 1898, стр. 403—423.
300. Федченко Б. А. В Западном Тянь-шане летом 1902 года. Изв. РГО, 1903, стр. 480—507.
301. Фигуровский И. Некоторые метеорологические данные для Кавказа. Изв. Кавк. РГО, т. XII, вып. 2, 1898.
302. Фигуровский И. В. Климаты Кавказа. Зап. Кавк. РГО, кн. XXI, вып. 5, 1919, 236 стр.
303. Филиппсон А. Европа. Изд. „Просвещение“, Спб., XI + 755 стр.
304. Форель Ф. Температуры воздуха летом и колебания размеров ледников. Зап. РГО, т. XLVII, 1911, стр. 383—388.
305. Фролов Я. И. Результаты обследования ледников летом 1929 г. Исслед. ледников СССР, 1934, вып. 1, стр. 57—63.
306. Фролов Я. И. Ледники Сванетии. Исслед. ледников СССР, вып. 2—3, 1935.
307. Хабаров А. В. Восточная часть Музкольского хребта. Сборник „Таджикская комплексн. эксп. 1932 г.“, Л., 1933.
308. Хатисян Г. Краткий очерк действий двух комиссий для исследования Казбекских ледников в 1862 и 1863 годах. Зап. Кавк. РГО, кн. VI, 1864, стр. 220—230.
309. Ходзько И. Общий взгляд на орографию Кавказа. Зап. Кавк. РГО, кн. VI, 1864, стр. 233—267.
310. Циммерман Р. Р. Климатический очерк Сурхан-дарьинской области. Вестн. ирриг., 1926, № 11, стр. 79—92.
311. Цирульников П. О движении ледников Балкарии и Дигории. Изв. РГО, 1917, стр. 45—55.

312. Шенберг Г. Г. Большой Арарат. Тр. О-ва землевед., т. II, 1909, стр. 51—67.
313. Шенелев А. Рекогносцировка Музартского прохода в Тянь-шане. Изв. РГО, 1872, отд. II, стр. 113—137.
314. Шершенко А. И. Куртатинское ущелье и Цейский ледник. Изв. РГО, 1904, стр. 273—293.
315. Шкапский О. А. Две поездки в горы Ташкентского уезда. Изв. РГО, 1906, вып. I, стр. 1—37.
316. Шамаков И. Н. Абас-туман как зимний горно-климатический курорт. Изв. РГО, 1919—1923, вып. I, стр. 237—268.
317. Шнитников В. Н. Поездки по Семиречью. Джаркентский и Пржевальский уезды. Изв. Турк. РГО, т. XI, вып. 2, часть I, 1915, стр. 45—171.
318. Шокальский Ю. М. Отчет о произведенных в течение 1902 г. наблюдениях над ледниками в России. Изв. РГО, 1904, вып. IV, стр. 609—615.
319. Шокальский Ю. М. Отчет о произведенных в течение 1903 г. наблюдениях над ледниками в России. Изв. РГО, 1904, вып. IV, стр. 616—630.
320. Шокальский Ю. М. Отчет о произведенных наблюдениях в течение 1904 г. над ледниками в России. Изв. РГО, 1907, стр. 219—237.
321. Шокальский Ю. М. Отчет о произведенных в течение 1905 и 1906 гг. наблюдениях над ледниками в России. Изв. РГО, 1907, стр. 247—255.
322. Шульц С. С. Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-шаня из Оша в Каракол. Ленинград, 1936.
323. Эдельштейн Я. С. Несколько замечаний о ледниках хребта Петра Великого. Изв. РГО, 1906, вып. I, стр. 39—90.
324. Эдельштейн Я. С. Заметка о состоянии ледников Боур-альмас и Товарбек в августе 1906 г. Изв. РГО, 1906, стр. 849—852.
325. Эльбрус. Туристская карта в масштабе 1:50 000. Изд. Сев.-Кавказского краевого совета ОПТЭ, Ростов н/Д, 1933.
326. Эпштейн С. В. Материалы по оледенению Центрального Тянь-шаня (хребты Кок-шаал и Боркелдой). Исслед. ледников СССР, вып. 4, 1937. (Другие работы того же автора см. № 104 и 105).
327. Юдин Г. Л. К истории развития поверхности на Памире. Изв. РГО, 1932, вып. I, стр. 73—87.
328. Яворский И. Л. Поездка в горную часть Бухарского ханства и Самаркандской области. Землеведение. 1895, кн. 1, стр. 55—76.
329. Agassiz L. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. Paris, 1847, XXXI + 593 стр. + отдельный атлас.
330. Ahlmann H. Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. Geogr. Ann., 1924, вып. 3—4, стр. 223—272.
331. Ahlmann H. Projet d'un programme de recherches glaciaires. Geogr. Ann., 1929, вып. 3—4, стр. 313—320.
332. Ahlmann H. Scientific results of the Swedish-Norwegian arctic expedition in the summer of 1931, part VIII. Glaciology. Geogr. Ann., 1933, вып. 3 и 4.
333. Davis W. A journey across Turkestan. Washington, 1905.
334. Ficker H. Niederschlag im Zentralasiatischen Gebirge, Met. Z., август 1908.
335. Ficker H. Untersuchungen über die meteorologischen Verhältnisse der Pamirgebiete. Denkschr. d. Math.-Naturwiss. Klasse der Akad. d. Wissenschaft. in Wien, 1921. B. 97.
336. Ficker H. Die Höhe der Schneegrenze in den Pamirgebiete. Met. Z., 1925, вып. 7.
337. Ficker H. Bemerkungen über das Klima der Pamirgebiete. Met. Z., 1933, B. XL, H. 3.
338. Finsterwalder R. Neue Ergebnisse der Alai-Pamir Expedition 1928. Ztschr. der Ges. f. Erdkunde, 1929, № 9—10.
339. Finsterwalder R. Die Gletscher im Nordwest Pamir. Ztschr. f. Gl., 1930.
340. Finsterwalder R. Geschwindigkeitmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. Ztschr. f. Gl., 1931, H. 4—5, стр. 251—262.
341. Freshfield D. W. The exploration of the Caucasus, vol. I, XXXIII + 278 стр.; vol. II, X + 295 стр. + карта. London and New-York, 1896.
342. Heim A. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1885, XVI + 560 стр.
343. Helbling R. The origin of the Rio Plomo ice-dam. Geogr. Journ., август, 1935, стр. 41—49.

344. Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904.
345. Hess H. Über die Dicke des Fedschenko Gletschers. Ztschr. f. Gl., 1932, вып. 4—5, стр. 222—232.
346. Hobbs W. H. The glaciers of mountain and continent. Ztschr. f. Gl., XXII, 1935, стр. 1—19.
347. Huntington E. A geologic and physiographic reconnaissance in Central Turkestan. Washington, 1905.
348. Klebelsberg R. Der Turkestanische Gletschertypus. Ztschr. f. Gl., XIV, 1925—26.
349. Krenek L. Gletscher im Pontischen Gebirge. Ztschr. f. Gl., 1932, H. 1—3, стр. 129—131.
350. Machatschek F. Zum Klima von Turkestan. Met. Z., 1912, H. 10.
351. Mason K. The study of threatening glaciers. Geogr. Journ., январь, 1935, стр. 24—41.
352. Merzbacher G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Leipzig, 1901.
353. Merzbacher G. Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den Zentralen Tian-schan. Gotha, 1904.
354. Merzbacher G. Der Tian-schan oder das Himmelsgebirge. Innsbruck, 1906.
355. Merzbacher G. Die Physiographie des Tian-schan.
356. Oestreich K. Der Tschochogletscher in Baltistan. Ztschr. f. Gl., B. VI, H. 1, 1911—1912, стр. 1—30.
357. Paschinger V. Die Schneegrenze in den französischen Alpen. Ztschr. f. Gl., B. V, 1910, стр. 211—221.
358. Paschinger. Schneegrenzentypen. Ztschr. f. Gl., B. X, 1916.
359. Penck A. Zentral-Asien. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1931, № 1—2.
360. Prinz G. Beiträge zur Glaziologie Zentralasiens. Pécs, 1928.
361. Rabot Ch. Le régime des glaciers dans l'Himalaya. La Géographie, 1912.
362. Rabot Ch. Le régime des glaciers en Norvège en 1915 et 1916. La Géographie, 1916.
363. Rickmers W. R. The Duab of Turkestan. Cambridge, 1913, XV + 564 стр.
364. Rickmers W. R. The Alai-Pamirs in 1913 and 1928. Geogr. Journ., сентябрь, 1929, стр. 209—231.
365. Schultz A. Landeskundliche Forschungen im Pamir. Hamburg, 1916.
366. Visser Ph. C. Gletscherüberschiebungen im Nubra- und Shyock-Gebiet des Karakorum. Ztschr. f. Gl., 1932, вып. 1—3, стр. 29—44.
367. Visser Ph. Gletscherbeobachtungen im Karakorum. Ztschr. f. Gl., XXII, 1935, стр. 20—45.
368. Wąsowicz J. Granica śniegu w Selkirkach oraz Kordyljerach Alaski i Kanady. Kraków, 1934, 40 стр.
369. Wien K. Die Gletschergebiete der Pamir und Westturkestan. Ztschr. f. Gl., B. XXIII, H. 1—3, 1935, сентябрь, стр. 36—56.

А

Аба 143.
 Абано 40, 41, 55, 72.
 Абдукагорский 110, 111.
 Абрамова 103.
 Авачинской сопки 149, 151.
 Агаштан, см. Фытнаргин.
 Аддала-шюхгель 28, 58, 73.
 Адиш 49, 68.
 Адыр-су 39, 43, 49, 50, 65.
 Азау 39, 57, 58, 63.
 Айляма 101.
 Академии наук 109.
 Ак-бель 128.
 Ак-булак 94.
 Аккемский 137, 141.
 Ак-огуз 99.
 Аксай 100, 116.
 Аксаутский 61.
 Аксу 127, 129.
 Ак-терек 103, 129.
 Ак-тюбе 61.
 Алайгыр 99.
 Алаудин 114.
 Алахинский 139.
 Алашбай 104.
 Алигей 149.
 Альпийский тип 117.
 Аляскинский тип, см. Предгорные ледники.
 Аманаузский 51, 61.
 Анаульгенские 123, 127.
 Асимметричные ледники 123.
 Асмаши 50.
 Астрономический 116.
 Ат-джайляу 123.
 Ах-су-баши 67.
 Ахун 104.
 Ахурийский 42, 72.

Б

Багутли 47, 48.
 Бадрут 111, 120.
 Балбан 11.
 Барзанги 105, 130.
 Барту 68.

Башиль 65.
 Баш-кара 28, 48, 57, 58, 59, 65.
 Баянкол 94, 95.
 Безинги 39, 40, 43, 50, 57, 66.
 Безфирновые ледники 55.
 Беленги 73.
 Белый 104.
 Берельский 137, 138, 141.
 Беркут-кунган 143.
 Бивачный 109, 126.
 Бирджалы-чиран 63.
 Битюк-тюбе 39, 64.
 Бичуга 48, 58.
 Блуждающие ледники 151, 163.
 Богатырь 93, 122, 127.
 Больше-Алматинский 119, 126.
 Боральмаз 117, 118, 130.
 Борду 94, 117.
 Бороко 94.
 Брызгалова 93.
 Брюкнера 106, 107.
 Бурс 111, 119.
 Бу-ульгенский 51, 61.
 Бырс 118, 119.

В

Вавилова 111.
 Вебера 94.
 Великана 116.
 Верешкай 107.
 Висячие ледники 11, 38, 46, 53, 93, 123, 124, 139, 140, 143, 151.
 Витковского 109.
 Возрожденные ледники 47, 53, 120.
 Войцеховского 93.
 Володарского 106.
 Второго Международного Полярного года 11.

Г

Гандо 110.
 Гара-баши 39, 63.
 Гарм 104.
 Гармо 107, 111.
 Геблера, см. Катунский.
 Геналдонский 41, 43, 70.

Географического Общества 110, 111, 117.

Гергетский 41.

Герешо, см. Халде

Гондарай 61.

Горбунова 102, 110, 114, 128.

Городкова 12, 14.

Гофмана 11—13.

Григорьева 100.

Грязновского 103.

Гуль 68.

Д

Давыдова 101, 117, 125, 128.

Дагалдой-лам 73.

Далан-ата 123, 127.

Дара 143, 144.

Датах-корт 73.

Двухъярусные ледники 120.

Девдоракский 41, 57—59, 70, 71.

Дендритовые ледники 114, 116.

Джагалмай 102.

Джалгач 93.

Джаман-су 101, 102, 128.

Джангарт 99.

Джангырык 93, 122.

Джанкуат-чиран 65.

Джаупая 103, 129.

Джелло 139.

Джетым-тер 123, 128.

Джигильская группа 107, 123.

Джилки-ауган-чиран 63.

Джукучак 114.

Дзана-корт 73.

Дзариу 47, 70.

Дзержинского 106.

Дмитриева 99.

Долинные ледники 38, 48, 49, 53, 117, 138, 140, 143, 163.

Долра 68.

Домбай-ульген, см. Птыш

Донгуз-орун 64.

Донисар 69.

Доной-лам 73.

До-утский 61.

Дых-су 39, 40, 43, 66.

Ж

Жупановской сопки 149.

З

Зардаля, см. Ак-терек.

Звездообразные ледники 151, 163.

Звездочка 98.

Зеленского 126.

Зеравшанский 87, 103, 104, 114, 115, 119, 120, 125, 130.

Зигитли 48, 58, 73.

Зиминой сопки 150, 151.

Зулум-арт 106.

И

Иванова 94, 106.

Иедыгемский 137.

Иенгуц-хар 152.

Икяра 64.

Ингур 67, 68.

Индрюкой 61.

Иныльчек 96—98, 114, 115, 116, 118, 119, 125, 128.

Иргай 107.

Ирет 50.

Ирик 39, 56, 58, 63.

Иссык-аты 93.

Иттыш 114, 128.

Ичинской сопки 148.

Ичке-сары-тур 128.

К

Кавказский тип 51.

Каинды 98, 125, 128.

Казан 125, 128.

Казан-темир 125.

Кальдерные ледники 151, 163.

Камбальной сопки 149.

Кан-джайляу 98.

Кара-айры 138.

Кара-бодур 128.

Кара-булак 94, 120.

Кара-су 99, 117, 122, 129.

Караугом 39, 40, 43, 50, 51, 59, 69.

Кара-чаул 39, 62.

Каровые ледники 11, 38, 46, 47, 53, 93, 123, 124, 139, 140, 143, 151.

Касандур-цита 57—59.

Катунский 137, 138, 141.

Кашка-су 114, 122, 129.

Кашка-тау 65.

Кибиша 73.

Китлод 50.

Кичик-саук-тур 99.

Кичкине-боккан 143.

Кичкине-кол 61.

Климатически неоправданные ледники 15, 16, 163.

Ключевская группа 150, 151.

Кой-кап 98, 99.

Колпаковского 94.

Комарова 100, 116, 149.

Комсомолец 98.

Конньюм-ак-чиран 64.

Конур-улен 94.

Корженевского 106.

Коряцкой сопки 149.

Кос-айрык 143, 144.

Котловинные ледники 48, 53, 122.

Красноармейский 110.

Крыленко, см. Язгулемский.

Кузгун 106.

Куйлю 128.

Кулак-чегем, см. Сгитар

Кумбель 130.

Курень-бель 94.
Куркуре 137.
Кую-кап, см. Кой-кап
Кызыл-су 117.
Кынгыр-сырт 39.
Кын-боккан 143.
Кюкюртлю 39, 64.

Л

Ласхедар 50.
Ледники второго порядка 36—38,
44—46.
Ледники первого порядка 36, 37, 44,
45.
Ледники плоских вершин 113, 124.
Ледники ущелий 38, 47, 48, 140.
Ледяное море 116.
Лекзыр 39, 41, 43, 49, 68.
Ленина 106.
Лешо 116.
Липского 111.
Лимбеко 11, 14.
Лысый 117, 125, 128.

М

Маашей 138, 141.
Майлийский, см. Геналдонский
Май-тур 117, 128.
Маллицкого 100, 128.
Манарага 11, 14.
Манси 11, 14.
Маркинский 61.
Марухский 51, 60.
Менсу 137.
Миддендорфа 146.
Мижирги-чиран 40, 43, 50, 57, 58, 66.
Микель-чиран 39, 63.
Минапин 152.
Мир-амин 104.
Миссес 66.
Мна 40, 72.
Москвина 107.
Мосота 68.
Мукал 64.
Мунку-сардыкские 145.
Муркар 42, 47.
Мустаг 118.
Мустагский тип 123.
Мутновской сопки 149, 151.
Мушкетова 95, 96, 100, 107, 128, 131.
Мын-теке 129.
Мырды 61.
Мюшту-айры 138.

Н

Навеянные ледники 15.
Нагеб 41, 67, 68.
Назар-айляк 104.
Наливкина 100, 109, 110.
Невадо 121.
Нотгемейншафт 110, 112, 122, 131.

О

Озенги 65.
Октябрьский 106, 121, 122, 123.
Оршвери 40, 41, 55, 72.
Осука 48, 55, 73.
Ошанина 106.

П

Пальгова 100.
Переметные ледники 52, 110, 114.
Петра I 106.
Петрова 87, 102, 120, 123, 128.
Пир-ях 130.
Пломо 121.
Попова 114, 128.
Порак 104.
Потанина 139.
Пояркова 93.
Предгорные ледники 116.
Пржевальского 139.
Псеашхо 38, 47.
Птыш 61.

Р

Райгородского 103, 129.
Рама 105, 130.
Резниченко 97, 98.
Ролзевича, см. Аккемский
Рундгори 109, 118.

С

Сагран, см. Брюкнера
Сале 12.
Самойловича 99, 128.
Сары-тер 99, 117, 128.
Сары-тур 128.
Саук-дара 106.
Сгимар 39, 43.
Семенова 95, 117, 125, 128.
Сери 50.
Сетеобразные ледники 50, 51.
Сикогач 111.
Скандинавский тип 52, 114, 116.
Скачкова 104.
Скрытые ледники 119.
Сонгуту 40, 69.
Софийский 138.
Стальнова 144.
Суаргом 69.
Суатиси 40, 72.
Суллукол 65.
Сылтран 64.
Сытарг 111.

Т

Такали 105, 130.
Талефр 116.
Талдура 138, 141.
Тамынген 103, 130.
Тана 40, 43, 50, 68.
Танымас Малый 109, 118, 131.
Танымасская лана 100.

Татыген 129.
Ташлык 107.
Твибер 41, 43, 49, 50, 67, 68.
Тебердинский 51, 61.
Тепли 69.
Теректы 98, 99.
Терскол 39, 63.
Тилеле 149.
Тинав-чегелатль 48, 73.
Тихарви 111.
Тихицар 42.
Т-образные ледники 50, 51.
Товарбек 130.
Толстова 104.
Тот 50.
Турамыс, см. Фортамбек.
Тургень-аксу 94.
Туркестанский тип 48, 53, 117, 143.
Туюк-су 125, 127.
Тфан-даг 42.

У

Узун-кол 61.
Укокский 139.
Уллу-ауз 40.
Уллу-кам 39, 64.
Уллу-кол 39, 62.
Уллу-мамет-дерку 39, 62.
Уллу-озен 50.
Уллу-чиран 39, 51, 56, 58, 62.
Улькун-боккан 143, 144.
Урмизан 129.
Утрен 103.
Уч-сеид 102, 129.
Ушба 41, 68.

Ф

Фарахнау 104.
Федченко 108, 109, 112, 114, 115, 117,
125, 126, 131.
Ферсмана 100.
Финстервальдера 110.
Фирновые ледники 11, 37, 38, 123, 124.
Фортамбек 106, 107, 119.
Фытнаргин 40, 43, 67.

Х

Хадырша 119.
Халде 67, 68.
Хасан-хой-сурульген 62.
Хрум-кол 66.
Хункаль 121.

Ц

Цаннер 41, 43, 49, 67, 68.
Цейский 40, 43, 50, 69.
Цити 41, 43, 50, 69.

Ч

Чакманташ 106.
Чалаат 41, 68.
Чаркратма 122.
Чат 63.
Чачский 41, 70.
Чегет-кара-чиран 48, 64.
Черный 137.
Черю-кол 61.
Чипэр-азау 39, 64.
Чолок-тур 99.
Чомой 117.
Чонг-кумдун 152.
Чонг-тур 127.
Чон-саук-тур 99.
Чон-сеид 129.
Чон-тур 114, 117, 128.
Чон-тура-су 100.
Чотанский 119, 127.
Чотча 55, 61.
Чунгур-чат-чиран 63.

Ш

Шаурту 39, 43, 65.
Шварцгергон 110.
Шегазы 106, 107.
Шивелучские 150, 151.
Шини-биня 106.
Шкуля, см. Шаурту
Шнитникова 93.
Шокальского 111.
Шхара 48, 67, 68.
Шхельды 39, 49, 51, 57, 58, 65.

Щ

Щуровского 103, 129.

Э

Эдельштейна 102.
Эмбриональные ледники 13, 14, 53.

Ю

Югра 11.

Я

Язгулемский 110, 111, 117.
Яз-ярем 120.
Якова, см. Ахурийский
Яман-ичке 128.

БИБЛИОТЕКА

Ленинградского Университета

И. М. В. Домошова

Корректор Г. М. Митрофанов

Техн. редактор П. В. Дворникова

Ответств. редактор И. А. Киреев

Леноблгортлит № 1044. Сдано в набор 16/II 1937 г. Подписано к печати 4/IV 1937 г. Ст. формат бум. 62X94¹/₁₆. Бум. листов 5³/₄. Печатн. листов 11¹/₂. Авторск. л. 14³/₄. Кол. знаков на бум. 3 100000. Тираж 2000 экз. Издание № 25. Заказ № 453.

Типо-литография Гидрометеиздата. Ленинград, набережная 9 Января, д. 32.

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ
и высылаются наложенным платежом

ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ СССР

В этой серии помещаются оригинальные статьи и заметки, дающие физико-географическое описание ледников СССР, работы по выяснению гидрометеорологического режима их, колебаний в движении оледенений и влияния их на режим ледниковых водоемов.

Особое место серия уделяет инструкционно-руководящим статьям по исследованию ледников, в особенности как гидрологических объектов. Кроме общих указаний по производству описаний ледников (см. первый выпуск), в серии намечено помещение статей по изучению гидрологического режима ледников, метеорологическим наблюдениям и т. д.

Выпуск 1. Попов В. И. Исследование ледников СССР. Калесник С. В. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках. — Попов Е. А. Некоторые черты режима ледника Ирик. — Фролов Я. И. Результаты обследования ледников летом 1929 г. 1934. Ц. 3 р.

Выпуск 2—3. Под редакцией Дубровина В. А. — Сокольников В. М. и Платунов Г. А. Водоносность ледниковых рек верховьев р. Баксан и ее притоков. — Фролов Я. И. Ледники Сванетии. — Попов Н. М. Оледенение юго-западных склонов Эльбруса. — Альтберг В. К. Результаты опытов определения толщины льда эхолотом. — Летавет А. А. и Немицкий В. В. Новые данные об оледенении в хребтах Чакры-корым, Барконной и Кок шаал-тау — Демченко М. А. К оледенению массива Хан-тенгри. — Жавжаров. Некоторые особенности ледников Центрального Тянь-шаня. — Угайкин В. П. 2 МПГ на ледниках Зеравшана. — Тронов М. В. Новые физико-географические наблюдения в Центральном Алтае. — Спенглер О. А. О постановке гидрологических наблюдений на ледниках. 1936. 149 стр. Ц. 6 р.

Выпуск 4 — печатается.

ТРУДЫ ЛЕДНИКОВЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ ВТОРОГО МЕЖДУНАРОДНОГО ПОЛЯРНОГО ГОДА

ЗЕРАВШАН. ВЕРХОВЬЯ ЗЕРАВШАНА И ФАНДАРЬЯ. 1936. 414 стр., рис., карты. Ц. 15 р.

УРАЛ. ПРИПОЛЯРНЫЕ РАЙОНЫ. 1935. 315 стр., рис. Ц. 12 р.

КАВКАЗ. ЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ. 1936. 436 стр. с рис. Ц. 15 р.

АЛТАЙ. ХАНТЕНГРИ. ИСТОКИ ЗЕРАШВАНА. Гидрометеониздат. 192 стр. 2 прилож. Ц. 7 р.

ПАМИР. СЕВЕРНЫЙ ПАМИР И ЛЕДНИК ФЕДЧЕНКО. 1936. 484 стр., рис., карты. Ц. 18 р.

ТЯНЬШАНЬ. ВЕРХОВЬЯ БОЛЬШОГО НАРЫНА. 1936. 436 стр. рис., карты. Ц. 16 р.

Ледники являются одним из интереснейших объектов изучения для метеоролога, гидролога и геолога.

Организованные Комитетом СССР по проведению 2-го Международного полярного года исследования на ледниках обогатили наши знания в этой области чрезвычайно ценными новыми материалами, осветившими многое в истории и жизни ледников.

5
ПЕЧАТАЮТСЯ И ВЫХОДЯТ В СВЕТ В БЛИЖАЙШЕЕ ВРЕМЯ.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ МОРСКИХ ЭКСПЕДИЦИЙ 2 МПГ

Выпуск 1. Гидрометеиздат. 5 л. Тир. 1000. Ц. 2 р. 50 к.

Настоящий выпуск содержит общие сведения о работах каждой экспедиции, снаряженной Комитетом по проведению 2-го Международного полярного года, с приложением схем маршрутов; этот выпуск имеет характер краткого справочника; в нем имеются общие статистические данные о всех видах работ, сделанных экспедициями.

Издание предназначается для гидрологов, климатологов, синоптиков и транспортников.

Выпуски 2—3. Гидрометеиздат. 8 л. Тир. 1000. Ц. 3 р. 50 к.

Настоящие выпуски работ экспедиций, организованных Комитетом по проведению 2-го Международного полярного года, посвящены Гренландскому и Баренцову морям.

Выпуски 4—5. Гидрометеиздат. 8 л. Тир. 1000. Ц. 3 р. 50 к.

Настоящие выпуски работ экспедиций 2-го Международного полярного года посвящены гидрологическим исследованиям в Карском море с его проливами и в море Лаптевых.

Выпуски 6—7. Гидрометеиздат. 12 л. Тир. 1000. Ц. 7 р. (вышел).

Настоящие выпуски работ экспедиций 2-го Международного полярного года посвящены гидрологическим наблюдениям в Восточно-Сибирском море, в Чукотском море, в Беринговом проливе и в Беринговом море.

Заказы на высылку изданий наложенным платежом направлять:

Ленинград, 161. В. О., 2-я линия, д. 21.

**ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА
ОТДЕЛ РАСПРОСТРАНЕНИЯ**