



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК



ГЛЯЦИОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР

1

41454.3

географ. сб. Тл

~~сб. Академ.~~

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК

IV

ГЛЯЦИОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ССР
МОСКВА . 1954 . ЛЕНИНГРАД

Главный редактор
академик *Е. Н. ПАВЛОВСКИЙ*

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
профессор *С. В. Калесник*

ОТ РЕДАКЦИИ

Настоящий «Географический сборник» содержит материалы по гляциологии. Статьи М. В. Тронова, Н. Н. Пальгова и Л. Н. Соболева посвящены теоретическим вопросам, связанным с проблемами эволюции ледников, их распределения, абляции, а также с изучением снежного покрова. В других очерках дана характеристика наименее изученных до последнего времени ледниковых районов СССР, а именно Сибири (статья Ю. Н. Попова), массива пика Победы в Тянь-шане (В. И. Рацек) и бассейнов рек Шахимардан и Баскан (М. В. Косарев и В. А. Зенкова). Публикуемые материалы значительно расширяют и дополняют наши представления о современном оледенении на территории Советского Союза и заключают в себе ряд совершенно новых фактов по этому предмету, полученных советскими исследователями.

М. В. ТРОНОВ

ИНЕРЦИЯ СОХРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

Под «инерцией сохранения ледника» понимается способность его более или менее длительное время, а иногда и устойчиво сохранять в регрессивной фазе развития оледенения такие размеры, которые не соответствуют существующим климатическим условиям и которые он не мог бы получить (при том же состоянии климата) в процессе прогрессивного развития; если предположить такой ледник уничтоженным, то он не восстановил бы своих размеров.¹

Понятие «инерция сохранения» близко к понятию «устойчивость» ледников (Тронов [3]) со следующим основным различием: второе относится к изменению размеров ледников при их соответствии климатическим условиям, а инерция сохранения проявляется в самом процессе медленного приспособления ледников к меняющимся климатическим условиям.

Из двух ледников мы назовем более устойчивым такой, который пострадает меньше при некотором общем ухудшении климата, причем оба ледника придут в соответствие с изменившимися климатическими условиями. Инерция же сохранения больше у того ледника, который медленнее подчиняется неблагоприятному изменению климата.

Близость этих понятий чувствуется особенно в некоторых вопросах; например, медленный темп отступления ледника может быть следствием и большой его устойчивости и инерции сохранения.

Инерция сохранения ледников может пониматься двояко, но обе постановки вопроса нельзя строго разграничить.

Инерция сохранения ледников, во-первых, может проявляться в замедленных темпах сокращения даже при сильном нарушении питания или увеличении абляции. Весьма обычной причиной здесь может явиться развитие мощного моренного покрова на поверхности ледника. Этот первый случай хорошо известен на примерах ледников Средней Азии (например Зеравшанского), в сохранении длинных языков которых, хотя бы и при наличии отступления, огромную роль играют каменные покровы, хорошо защищающие концы ледников от быстрого стаивания. Возможность при этом длительного сохранения мертвого льда является весьма ярким проявлением инерции сохранения ледников. Этот случай, однако, в настоящей статье не рассматривается.

¹ Основные положения относительно инерции сохранения ледников приведены в статье автора «Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае» (Тронов [5]). Здесь этот вопрос рассматривается детальнее.

Инерция сохранения ледников, во-вторых, может заключаться в более или менее устойчивом существовании крупного ледника благодаря значительному поднятию (а следовательно и охлаждению) его собственной поверхности над поверхностью коренного рельефа. При этом возможны и колебания размеров ледника, не нарушающие общей его стационарности.

Влияние поднятых и холодных ледниковых поверхностей большого масштаба на климат, а отсюда и на развитие самого оледенения, рассматривалось многими авторами теорий о причинах ледниковых периодов. Влияние такого рода сохраняет свою полную силу и в настоящее время как в Арктике, так и в Антарктике.

В настоящей статье рассматривается особый случай инерции сохранения ледников, свойственный регрессивной фазе горных оледенений настоящего времени и связанный с некоторыми определенными и обычными формами рельефа. Представление об инерции сохранения ледников, повидимому, необходимо применять для объяснения современного состояния некоторых ледников и ледниковых центров на Алтае и в других горных странах. Эта статья построена на материале исследований оледенения Алтая.

О распределении оледенения вдоль Южно-Чуйского и Южно-Алтайского хребтов на Алтае

Распределение оледенения вдоль Южно-Чуйского и Южно-Алтайского хребтов характеризуется концентрацией его в двух местах, а именно: в истоках Чеган-узуна на Южно-Чуйском хребте и в истоках Алахи на склонах Южно-Алтайского хребта. Это — Южно-Чуйский (или Чеганузунский) и Южно-Алтайский (или Алахинский) центры оледенения, как они названы автором в 1949 г. (Тронов^[4]).

В Южно-Чуйском центре главное значение имеет большой Талдуринский ледник, площадь которого достигает 20 км² (может быть, и больше). Он занимает обширный пологий цирк со сравнительно узким выходом для ледникового языка. Главная линия хребта над ледником имеет протяжение в 7 км со средней высотой около 3600 м и высотами отдельных вершин в 3800—4200 м (Иикту). Снеговая линия располагается на высоте около 3000 м (2950—3050 м), так что положительная разность оледенения (термин С. В. Калесника^[1], стр. 40) определяется величиной в 600 м.

К западу от Талдуринского ледника, в главном истоке р. Кара-айры, а затем во втором ее истоке (Малая Кара-айры) хребет понижается до 3400—3300 м средней высоты, но одновременно снижается и снеговая линия — до 2900 и даже 2800 м, так что величина положительной разности оледенения уменьшается по сравнению с талдуринской сравнительно немного (до 500—450 м). Оледенение же ослабевает очень резко и представлено тесным рядом средних и малых ледников. Несомненно, что современное оледенение Малой Кара-айры есть результат распада (и притом сравнительно недавнего) одного ледника, походившего по типу на Талдуринский.

К востоку от Талдуры располагается ледник Софийский в истоке р. Аккол. Снеговая линия, по сравнению с Талдуры, поднята метров на 50, высоты хребта приблизительно одинаковы. Ледник походит по типу на Талдуринский, но его ледосборный бассейн значительно

меньше. Ледник находится в худшем состоянии, чем Талдуринский, и, повидимому, отступает быстро.

В следующем к востоку бассейне, в истоках Караира, при величине положительной разности оледенения в 550 м, имеется группа средних и малых ледников, а еще дальше, в истоках Елангаша, где

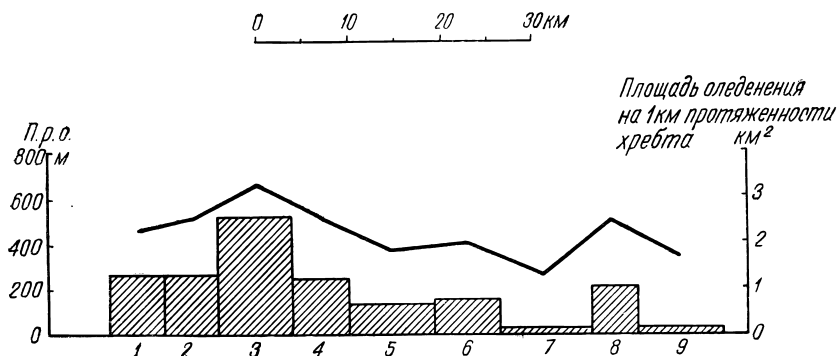


Рис. 1. Диаграмма распределения оледенения вдоль Южно-Чуйского хребта.

Истоки рек: 1 — Малая Кара-айры; 2 — Кара-айры; 3 — Талдура; 4 — Софийский ледник; 5 и 6 — Караир и ледник Ядринцева; 7 и 8 — Елангаш и ледник Ирбис-ту; 9 — Ирбис.

снеговая линия залегает на 3150 м, а высота хребта — около 3500 м, имеются лишь разрозненные небольшие леднички.

На рисунке-диаграмме (рис. 1) кривая линия представляет в сглаженном виде изменения величины положительной разности оледене-

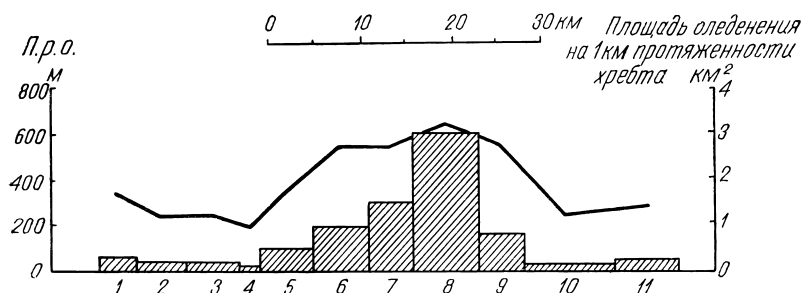


Рис. 2. Диаграмма распределения оледенения вдоль Южно-Алтайского хребта.

Истоки рек: 1, 2, 3, 4 — малые притоки Бухтармы; 5 — Акульгун; 6 — Бухтарма; 7 — Укок; 8 — Алаха; 9 и 10 — Канас; 11 — Бутеу-канас.

ния (п. р. о.) вдоль северного склона Южно-Чуйского хребта, а столбики диаграммы изображают развитие оледенения, а именно его площади, базирующиеся на соответственные участки хребта. В истоках Караира отдельно выделен ледник Ядринцева, спускающийся с вершины Джан-иикту.

На рис. 2 построены такая же кривая положительной разности оледенения и диаграмма размеров оледенения для восточной части Южно-Алтайского хребта, включающей Алахинский центр оледенения. Для общей оценки условий оледенения необходимо помнить,

что вдоль линий хребтов Южно-Чуйского и Южно-Алтайского имеются везде удобные цирки для развития крупных ледников.

При рассмотрении этих диаграмм еще больше, чем на картах ледников, бросается в глаза весьма резкое выделение ледниковых центров или, по существу, их главных ледников. При наличии всюду достаточно хороших условий рельефа формирование этих фокусов оледенения связывается с совокупным действием изменений высоты хребта и высоты расположения снеговой линии, т. е. с изменениями величины положительной разности оледенения. Однако эти изменения кажутся довольно плавными и сами по себе недостаточны для объяснения скачкообразного уменьшения размеров оледенения по обе стороны от главных ледников.

Вся картина становится гораздо более понятной, если взглянуть в характер современного оледенения ледниковых бассейнов, расположенных вдоль линий Южно-Чуйского и Южно-Алтайского хребтов. Суть дела заключается в том, что главные бассейны Талдуры и Алахи заняты каждый одним большим ледником, а окраинные бассейны — только группами сравнительно небольших ледников. Прежние большие ледники этих окраинных бассейнов в общем процессе деградации оледенения уже распались, с чем оказалось связанным и резкое уменьшение общих размеров занятых льдом площадей; ледники же главных бассейнов еще не распались, а вместе с тем лучше сохранились и размеры оледенения.

Такое различие в оледенении главных и окраинных бассейнов Южно-Чуйского и Южно-Алтайского ледниковых центров особенно подчеркивается при сравнении истоков Талдуры и Кара-айры в Чуйском хребте, истоков Алахи и Бухтармы в Южном Алтае. Ледники же Софийский (рядом с Талдуринским) и Укокский (рядом с Алахинским) занимают как бы некоторое промежуточное положение.

Сделанный вывод кажется совершенно бесспорным, т. е. не подлежит сомнению, что цирки Кара-айры и Бухтармы были заняты крупными ледниками, а ледники Талдуринский и Алахинский, если только сокращение оледенения будет продолжаться, непременно распадутся. Самый же факт, как и вся показанная картина оледенения, требует объяснения и анализа.

1. Распад ледника Бухтарминского и, повидимому, ледника Кара-айры произошел совсем недавно. К сожалению, нет специального исследования морен, но В. Д. Тронов в 1897 г.^[2] писал об одном большом Бухтарминском леднике. Если даже допустить ошибку в описании ледника, то во всяком случае в 50-х годах прошлого столетия здесь был один большой ледник. С другой стороны, в верхней долине Алахи весьма типичные, сравнительно старые и хорошо задернованные морены располагаются очень недалеко от современного конца ледника. Таким образом, не так давно распределение оледенения на восточном участке Южно-Алтайского хребта было более равномерным, чем сейчас.

Аналогичную картину мы имеем и в Чуйском хребте. Когда еще не так давно существовал общий ледник Малой Кара-айры с площадью примерно в 15 км², ледник Талдуринский имел, по сравнению с настоящим временем, не больше 3—4 км² дополнительной площади.

2. С точки зрения основных признаков устойчивости ледники Талдуринский и Алахинский в настоящее время не могут считаться особенно устойчивыми по следующим причинам:

а) они не имеют большого запаса высоты склонов;

б) снеговая линия располагается не на крутом спуске ледниковых потоков из основных фирновых бассейнов, а уже внутри этих последних.

Таким образом, про эти ледники можно сказать, что они пока еще сохраняют целостность, которая является дополнительной характеристикой устойчивости, но что основные признаки, или показатели, ее уже утратились.

3. Если предположить ледники Талдури́нский и Алахинский уничтоженными, то можно утверждать (почти категорически), что при современных климатических условиях они в настоящем своем виде не могли бы восстановиться.¹

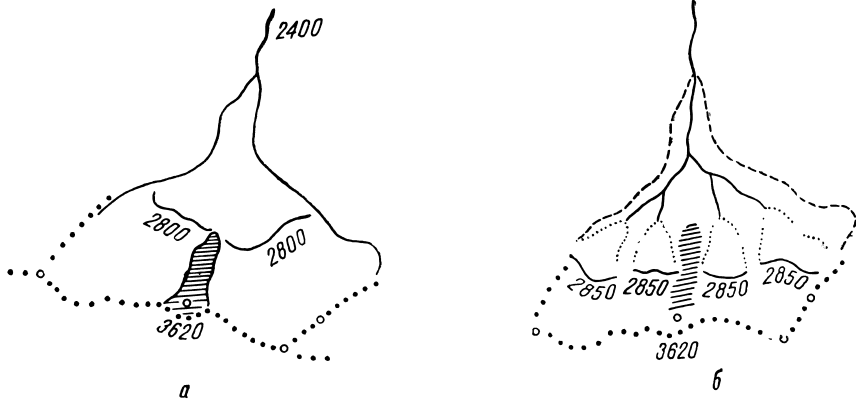


Рис. 3. Схематический план Алахинского ледника.

Для доказательства приводится на рис. 3, а план Алахинского ледника, где жирной линией обозначено положение снеговой линии. Если теперь снять слой фирна и льда, толщина которого в бассейне ледника достигает, вероятно, не меньше 200—400 м, то получится картина некоторого обширного цирка с пологим дном и крутыми стенками. Такая картина в приближенном схематическом виде изображена на рис. 3, б. Снеговая линия должна располагаться не ниже 2800 м, а может быть и несколько выше вследствие отсутствия большой охлажденной поверхности фирна и льда. Оледенение, которое может возникнуть в подобных условиях, должно составить ряд ледников на склонах (рис. 3, б). Ледники не сольются между собой и не восстановят единого Алахинского ледника. Представленное изображение является лишь ориентировочной схемой, но это не меняет сути дела, так как восстановившиеся ледники во всяком случае будут далеки от слияния. В этом последнем обстоятельстве и заключалась бы главная причина невозможности восстановления раз уничтоженного Алахинского ледника.

Фактически его отдельные потоки, как и у Талдури́нского ледника, слились при более благоприятных климатических условиях, а затем, по причине подпруживания ледниковых масс при суженном выходе языка, высоко поднялась ледниковая поверхность — в значительной

¹ Аналогичное высказывание, но без дальнейшего анализа, мы встречаем у С. Моравца [8] по поводу ледника Пастерце.

части выше снеговой линии. Самосохранение такой поверхности и есть главный фактор сохранения или инерции сохранения ледников (помимо инерции совсем другого типа, связанной с закрытием языков моренами).

4. Если теперь предположить уничтоженными многие малые ледники того же Чуйского хребта, то они, наоборот, восстановились бы вновь, поскольку фирны их залегают достаточно высоко на склонах, и значение поднятия самой ледниковой поверхности для них гораздо меньше. Правда, размеры оледенения могли бы стать несколько меньшими, чем сейчас, так как, повидимому, сейчас нет общего равновесия между состоянием климата и размерами оледенения. Общее распределение ледников вдоль хребта получилось бы более равномерным, чем сейчас, за счет сильного ослабления центрального густака оледенения.

Таким образом, современное состояние и распределение оледенения на склонах Южно-Алтайского и Южно-Чуйского хребтов Алтая не может быть объяснено на основе соответствия современным условиям климата и рельефа, а также и с помощью принципа устойчивости ледников. Оно является, таким образом, наследием прошлого (недавнего прошлого), результатом особенностей хода регрессивного развития оледенения, причем некоторые ледники проявили особенно большую инерцию сохранения.

Необходимо подчеркнуть, что условия залегания и тип самих ледников, представленные в описанных примерах, отнюдь не являются чем-либо исключительным. К данному случаю очень близко подходит, например, тип котловинных ледников. Но несомненно, что возможны и другие благоприятные условия, при которых ледники могут обладать большой инерцией сохранения.

Механизм и условия проявления инерции сохранения ледников

Приведенные выше характеристики распределения и состояния оледенения вдоль Южно-Чуйского и Южно-Алтайского хребтов позволяют сделать важные выводы.

В прогрессивном развитии ледников, в сохранении их в ходе сокращения оледенения—во всех случаях большое значение имеет поднятие ледниковой поверхности над коренным рельефом, из-за недостаточной пластичности льда, замедленности его движения, особенно при суженном канале стока ледникового языка.

Раз поднятая поверхность ледника может сохраняться при некотором стационарном климате на некотором высоком уровне, если затруднено движение льда вниз. Вместе с тем при том же состоянии климата эта поверхность не могла бы подняться от более низкого уровня из-за слишком сильного стаивания внутри того же бассейна, но на меньших абсолютных высотах. Речь идет, таким образом, именно об инерции сохранения ледников, а не о безусловном соответствии между данным климатом и данными размерами ледника.

Механизм подпруживания, который играет решающую роль в поднятии ледниковых поверхностей, может быть различным: могут сливаться сформированные ледниковые потоки, может происходить самоподпруживание льда в сравнительно узких, пологих и высоко расположенных долинах, как это подчеркивает С. Моравец [7], и,

пожалуй, простейшим случаем является подпруживание сливающихся вместе элементарных потоков в общем цирке с суженным выходом. Это — вполне реальный случай, и именно его мы можем наблюдать в тех ледниковых центрах Алтая, которые рассматриваются здесь в виде примеров.

Механизм сохранения Алахинского ледника можно показать следующим примерным рассуждением или расчетом. Площадь накопления фирна этого ледника составляет около 14 км^2 , что дает не меньше $14\,000\,000 \text{ м}^2$ в год воды в твердом состоянии, принимая во внимание большое количество осадков в этой части Южного Алтая. Поверхность стаивания внутри цирка, но на уровнях немного ниже снеговой линии, равна примерно 4 км^2 , что приводит к потере едва ли больше $4\,000\,000 \text{ м}^3$ воды, так что не менее $10\,000\,000 \text{ м}^3$ льда должны поступить к началу языка. Истечение льда происходит потоком шириной в 1 км, глубиной порядка 0.25 км, что, при наличии уклона стенок канала в 45° , дает живое сечение потока в $190\,000 \text{ м}^2$. Среднюю скорость потока можно принять в 50 м в год, и тогда годовой расход льда получится равным $9\,500\,000 \text{ м}^3$. Это приблизительное равенство прихода и расхода вещества в цирке осуществлено выводящим потоком большой толщины, так что одновременно поддерживается высокий уровень главной части ледника.

Расчет этот сугубо приближенный и даже ориентировочный, но, во всяком случае, он показывает достаточность размеров Алахинского цирка, чтобы обеспечить вполне реальную возможность подпруживания ледника с нешироким языком.¹ При большом размере цирка могло бы возникнуть еще несколько большее поднятие поверхности ледника, ограниченное, впрочем, тем, что на более высоком уровне увеличивается и ширина ледниковой долины. Дополнительный к подпруживанию «фактор холода» в расчете по существу учтен, так как без его действия снеговая линия лежала бы выше, чем сейчас.

О возможности двузначной зависимости размеров оледенения от климата

Ледник, подобный Алахинскому или Талдуринскому, легко может разрушиться под влиянием самого незначительного изменения климатических условий, и это тем более вероятно, что уже сейчас обнаруживаются вполне явные признаки неустойчивого состояния Талдуринского ледника. Тогда получатся группы малых ледников, расположенных вдоль склонов Талдуринского цирка и точно так же — Алахинского. Если затем климат вернется к современному состоянию, то все же не возродятся те большие ледники, которые мы наблюдаем сейчас, а лишь немного увеличится каждый из малых ледников.

Таким образом, при современном состоянии климата и при некоторых определенных условиях рельефа возможно не одно, а два разных состояния оледенения:

- 1) в виде больших ледников и
- 2) в виде групп малых ледников при общей уменьшенной площади оледенения.

¹ Для сравнения можно указать на некоторые аналогичные подсчеты, которые делает С. Моравец [7] для объяснения образования ступеней в продольных профилях ледников.

Каждое из этих состояний может быть или вполне стационарным или сопровождаться теми или иными колебаниями ледников без нарушения общей формы оледенения.

Ниже приводятся рассуждения и расчеты, показывающие, что пример Алахинского и Талдуринского ледников представляет не какое-либо исключение, а, наоборот, демонстрирует некоторое общее правило.

Соотношение между накоплением вещества и его тратой для некоторого обширного пологого цирка можно представить графически (рис. 4). По оси абсцисс откладывается годовичная величина аккумуляции твердого вещества внутри цирка или же расход его в том или ином масштабе (в каком именно — это не имеет значения для дальнейшего

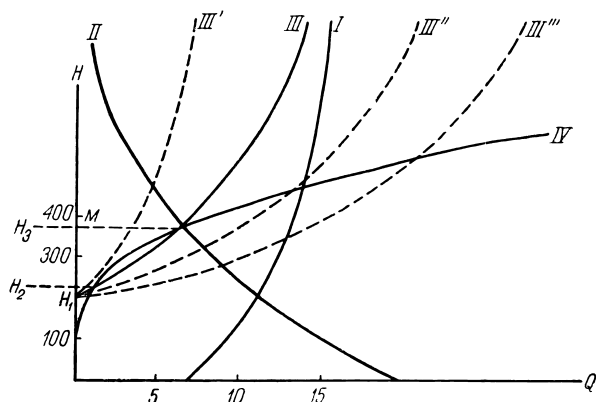


Рис. 4. Кривые прихода—расхода вещества в ледниковом цирке.

рассуждения и выводов). По ординате откладывается средняя высота фактической поверхности дна цирка, меняющаяся в зависимости от заполнения цирка ледником. H , равная нулю, соответствует средней высоте коренного дна цирка.

На рис. 4 кривая I показывает увеличение количества выпадающих твердых осадков в зависимости от высоты и отчасти от влияния холодной поверхности ледника. Кривая эта при увеличении высоты не сильно отодвигается вправо, так как процент твердых осадков, стремящийся к 100 на больших высотах, достаточно велик не только близ снеговой линии, но и значительно ниже ее.¹

Кривая II на том же рисунке — это кривая абляции внутри цирка, в основном, конечно, поверхностной абляции. На дне цирка и около его дна кривая эта дает значительно большие значения, чем кривая количества твердых осадков. Но по мере поднятия уровня H кривая быстро сдвигается влево, т. е. абляция уменьшается, стремясь фактически к нулю на больших высотах.

На некоторой высоте H кривые пересекаются, т. е. количество выпадающих твердых осадков равно абляции. Высота H_1 соответствует положению снеговой линии, но лишь приблизительно, так как здесь берется средняя высота бассейна. Можно даже для простоты считать поверхность дна цирка горизонтальной, а также не подразделять накопления вещества на дне и на склонах цирка; все это не повлияет на ход дальнейших рассуждений.

Кривая III представляет разность кривых I и II, т. е. абсцисса каждой точки кривой III представляет разность абсцисс I и II на той же высоте.

¹ По данным Конрада ([6], стр. 458) для Швейцарии, осадки в виде снега на высоте 2000 м составляют 60% от общего количества, на 3000 м — 90% и на 3500 м — 100%.

Кривые *I*, *II* и *III* строятся не для единицы поверхности бассейна, а для всей его площади; если площадь увеличить в 2 раза, то кривая (каждая ее точка) удаляется вправо от ординаты на двойное расстояние. Если, например, кривая *III* соответствует площади бассейна $S=10 \text{ км}^2$, то кривые *III'*, *III''*, *III'''* соответствуют площадям в 5, 15 и 20 км^2 . По оси абсцисс в конечном итоге откладываются миллионы кубических метров воды в твердом состоянии, накапливаемой в цирке.

Необходимо еще подчеркнуть, что все кривые *III* и *III'* и т. д. обращены выпуклостью вниз. Начало их на высоте H_1 может требовать значительного поднятия поверхности ледника над его ложем.

Обратимся теперь к кривой истечения *IV*. Пусть живое сечение потока имеет форму трапеции с боковыми сторонами, наклоненными под углом в 45° (т. е. таков наклон склонов); нижнее основание (т. е. ширина дна потока) пусть равно b . Верхнее основание будет равно $b+2h$, где h — высота трапеции (т. е. толщина льда). Тогда площадь сечения S будет равна:

$$S = \frac{b + b + 2h}{2} \cdot h, \text{ или } S = (b + h) \cdot h.$$

Примем теперь для определенности ширину дна $b=300 \text{ м}$ и будем вычислять количество истекающего льда, применяя упрощенную формулу Лагалли (Калесник^[1], стр. 92)

$$h = 8.4 \sqrt{\frac{V}{\sin \alpha}}.$$

Здесь α — уклон поверхности потока, который принимаем равным 6° , а V — скорость (поверхностная, равная $3/2$ от средней) движения льда, которую и надо подсчитать предварительно для вычисления расхода льда при разных значениях h .

Кривую будем строить по отдельным точкам:

1) от $H=0$ до некоторого значения, например 100 м, истечения нет, так как вообще потоки не могут доходить до выхода из цирка. $H=100 \text{ м}$ — это начало кривой, т. е. толщина ледника у выхода потока на 100 м меньше среднего поднятия. При H больше 100 м и до $H=H_1$ истечение могло бы иметь место, если бы стаивание не уничтожало накопления льда. Эта первая часть кривой является фиктивной. H_1 примем равным 200 м.

2) $H=200 \text{ м}$, $h=100 \text{ м}$; вычисление дает $Q=300\,000 \text{ м}^3$, где Q — годовой расход (истечение) льда.

3) $H=300 \text{ м}$, $h=200 \text{ м}$ (глубина потока), $Q=3\,200\,000 \text{ м}^3$.

4) $H=400 \text{ м}$, $h=300 \text{ м}$, $Q=12\,000\,000 \text{ м}^3$.

Получается кривая, выпуклая кверху (кривая *IV*), которая пересекает кривую накопления (кривую *III*) в двух точках:

1) несколько выше H_1 , именно около $H_2=220 \text{ м}$;

2) несколько ниже $H=400 \text{ м}$, именно около $H_3=320 \text{ м}$.

Можно задать вопрос: обязательно ли пересекутся кривые *III* и *IV*, поскольку эти кривые на рис. 4 построены в виде некоторых частных примеров, а не в общей форме? При известных соотношениях между площадью бассейна и шириной канала стока — обязательно. Кривые *III'* и *IV* не пересекаются, но стоит увеличить площадь накопления (кривые *III'* и *III''* и *III'''*) — и тогда пересечение наступает непременно.

Посмотрим теперь, какой физический смысл имеют пересечения кривых *III* и *IV*, т. е. накопления и траты (прибыли—убыли) вещества в ледниковом цирке. При этом не задается какой-либо определенной высоты снеговой линии, но все же принимается, что снеговая линия залегает достаточно высоко, так что речь идет о сравнительно высоко лежащем фирново-ледяном бассейне со сравнительно крутым истечением льда. Далее речь идет во всяком случае не об изменениях высоты снеговой линии: по ординатам берутся уровни действительной поверхности цирка.

1. Пусть уровень лежит выше H_3 , т. е. выше ординаты верхней точки пересечения кривых *III* и *IV*. Такое положение может получиться, если, например, в течение ряда лет выпадало очень много снега, но затем норма восстановилась. В этом случае истечение станет больше накопления; уровень ледника понизится до H_3 и станет устойчивым. Конец ледника сначала будет наступать, потом отступит до стационарного положения.

2. Пусть теперь поверхность ледника по тем или иным причинам окажется сниженной (временно) ниже H_3 и уровень ее будет находиться где-либо между H_3 и H_2 . Тогда накопление станет больше истечения, и поверхность льда поднимется до H_3 . Таким образом, уровень H_3 при данной климатической обстановке, т. е. без существенных изменений климата, оказывается устойчивым. Колебания климата будут сопровождаться колебаниями ледника, но в промежутках между отклонениями климата от нормы и ледник неизменно будет возвращаться к своему нормально-устойчивому состоянию. Речь идет собственно не о всем леднике в целом, а об основном ледниковом бассейне, изменения состояния которого соответственным образом определяют и колебания языка, но все же не полностью совпадают с последними.

3. Пусть теперь уровень ледника в бассейне окажется ниже H_2 , т. е. ниже ординаты нижней точки пересечения кривых *III* и *IV*. Тогда накопление вещества станет меньше истечения, и ледник быстро сойдет со дна цирка.

Около точки H_2 уровень ледника может находиться, но лишь неустойчиво. Высота H_2 является критической высотой, при опускании ниже которой ледник начнет разрушаться.

Колебания уровня ледника около H_2 необратимы, в противоположность колебаниям около H_3 , которые обратимы:

- 1) около H_3 ледник, раз отклоненный от стационарного положения, может сам по себе вернуться к нему;
- 2) около H_2 ледник, раз отклоненный от среднего состояния, к нему больше не возвращается.

Пределы устойчивости ледника около H_3 следующие: ледник может опускать свою поверхность только до H_2 , поднимать же вверх — неопределенно.

К какому результату приведет снижение поверхности ледника ниже H_2 и его дальнейшее разрушение?

Неизбежным результатом будет обнажение дна цирка. Но поскольку цирк окружен более или менее высокими склонами (выше снеговой линии), то оледенение на склонах неизбежно сохранится. Это будет второй стационарный размер оледенения, также соответствующий климатическим условиям и данному рельефу.

Таким образом, положение о возможности существования разных стационарных размеров оледенения при одной высоте снеговой линии можно считать доказанным: мы имеем два устойчивых (относительно) и одно неустойчивое состояния оледенения при одной и той же высоте снеговой линии.

С точки зрения функциональной зависимости оледенения от климата мы приходим к выводу: зависимость оледенения от климата является не однозначной, а многозначной, по крайней мере двузначной.

Возникает естественно вопрос: является ли такая зависимость общим случаем или для этого нужны некоторые особенности рельефа? Попытаемся ответить на этот вопрос.

Самая форма бассейна, указанная в рассуждениях, не должна считаться обязательной. К такому же результату может привести, например, слияние нескольких обособленных потоков, лишь бы было подпруживание и образование достаточно высокой ступени льда.

Но если нет достаточно большого накопления вещества (нет обширного бассейна), то соответствующая кривая (на рис. 4, *III'*) не пойдет далеко вправо; если же широк канал стока, то кривая *IV* пойдет вправо еще более резко. Таким образом, при ослаблении действия подпруживания кривые *III* и *IV* сначала будут пересекаться в двух близких точках, вплоть до слияния их в одну точку соприкосновения, а затем разойдутся вовсе; тогда уже не будет возможности накопления льда путем подпруживания до устойчивого поднятия ледниковой поверхности. Стало быть, для возможности существования двух устойчивых размеров оледенения при одной высоте снеговой линии нужны некоторые благоприятные орографические условия, именно такие, при которых обеспечивается достаточная эффективность фактора подпруживания.

Но нельзя забывать еще о дополнительном «факторе холода» в виде снижения температуры воздуха и снижения снеговой линии вследствие действия обширной и целостной, хотя бы и не очень высоко поднятой ледниковой поверхности. Эта причина, усиливающая устойчивость крупных ледников, должна оказывать существенное влияние, независимо от условий истечения или растекания льда. В результате точки кривой *III* должны сдвигаться вниз и вправо, т. е. облегчается возможность пересечения кривых *III* и *IV*, и наличие обширного бассейна накопления становится менее обязательным.

Таким образом, вследствие совместного действия связанных друг с другом «фактора подпруживания» и «фактора холода», расширяются реальные возможности для соответствия данного климата двум размерам оледенения при разнообразных орографических условиях.

Особенности хода сокращения оледенения в результате проявления инерции сохранения ледников

Для решения этого вопроса используем новый график на рис. 5.

Кривая *III* имеет здесь прежнее значение. При низких положениях снеговой линии высоко лежащие точки кривой могут и не отодвигаться далеко вправо, так как при этом совсем не обязательны чрезвычайно большие накопления фирна. Возможно даже изменение формы кривой, поворот ее влево (по причине низких температур и малого количества осадков).

Левая часть кривой при низких положениях снеговой линии будет опущена ниже, что и обозначено прерывистыми линиями.

Кривая *IV* при более низких положениях снеговой линии, по причине более пологого стока и увеличения коэффициента внутреннего трения льда (если снижается температура), будет занимать положения *IV'*, *IV''*, *IV'''* и т. д.

Постепенное отступление ледника первоначально будет мало зависеть от верхнего бассейна. Высота уровня верхней поверхности ледника будет все время соответствовать (может быть, с некоторым запаздыванием) верхней правой точке пересечения кривых *III* и *IV*.

При постепенном повышении снеговой линии точки пересечения кривых будут сближаться по причине главным образом перемещения верхней точки вниз и влево.

Наконец, при положении снеговой линии уже значительно выше дна цирка произойдет слияние точек пересечения кривых. С этого момента ледник начнет разрушаться: большой ледник, занимавший цирк и дававший еще язык, превратится в группу ледников на склонах этого же цирка. Состояние оледенения неустойчивое, но максимальное по размерам, при той же высоте снеговой линии сменится состоянием устойчивым, минимальным по размерам.

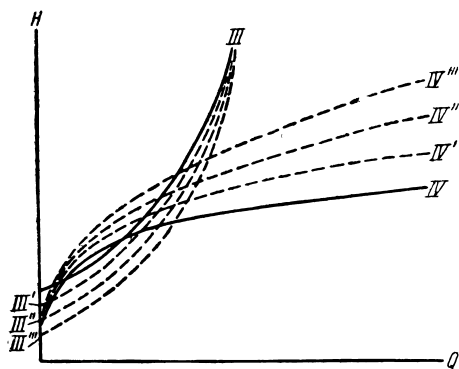


Рис. 5. Изменение кривых истечения и накопления вещества при поднятии снеговой линии.

Об обратимости процесса изменения ледника

В связь с инерцией сохранения ледников, возможностью ее более или менее длительного действия или ее резкого разрушения должно быть поставлено одно существенное свойство или качество ледникового процесса (т. е. процесса изменения ледника), а именно его обратимость или необратимость. Следует сделать некоторые предварительные замечания.

«Обратимым» следует называть такой ледниковый процесс, при котором ледник, изменяясь под влиянием соответствующих изменений ведущего фактора в одном направлении, может затем при обратном изменении того же фактора вернуться последовательно к прежнему состоянию. Если же при обратном изменении фактора ледник не вернулся к прежнему состоянию, то, значит, процесс оказался необратимым. По существу, здесь речь идет только о ведущем климатическом факторе, так как трудно себе представить такие прямые и обратные изменения рельефа, при которых могло бы восстановиться прежнее оледенение.

Отсюда следует далее, что практически могут быть обратимыми лишь сравнительно кратковременные ледниковые процессы, которые не сопровождаются существенными изменениями рельефа, могущими изменить характер и формы оледенения. Обратимости полной, очевидно, не может быть вообще, ибо не может остановиться общий ход развития ледника.

На рис. 6 изображена схема обратимого и необратимого процессов под влиянием сравнительно кратковременных колебаний климата. Кривые в виде сплошной линии обозначают изменения климата: подъем кривой — благоприятное (для оледенения) изменение, «улучшение» климата; опускание кривой — «ухудшение» климата. Пунктирные линии показывают обратимые, а прерывистые необратимые изменения ледника, его увеличение (вверх) или уменьшение (вниз). По оси абсцисс откладывается время; кривые изменения ледника несколько сдвинуты вправо по причине их естественного запаздывания.

Кривые даны в двух вариантах: для колебания климата с возвратом к прежнему состоянию (*а* и *в*) и для изменения климата с временным удержанием измененного состояния (*б* и *г*).

Кривые обратимого процесса понятны сами собой. Необходимым общим условием для его осуществления является следующее: если

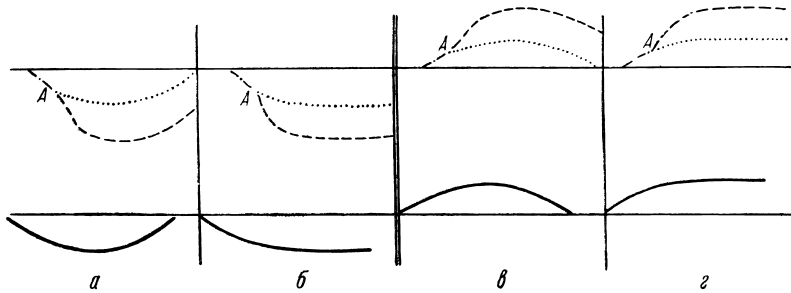


Рис. 6. Схемы обратимого и необратимого процессов.

во время хода процесса ледник не испытывает коренных изменений в характере оборота вещества, с чем связываются и конфигурация ледника и соотношение между областями питания и абляции, то ледниковый процесс не теряет обратимости.

Может оказаться обратимым и далеко зашедший процесс при условии, что каждой высоте снеговой линии соответствует строго определенные размеры и конфигурация ледника. Однако в этом случае гораздо больше шансов и на нарушение обратимости, в частности в смысле неодинаковости темпов разрушения и восстановления ледника или по причине накопления моренного материала и т. д.

На кривых *а* и *б* точка *А* соответствует нижней точке пересечения кривых *III* и *IV* рис. 4 на уровне ледниковой поверхности H_2 , ниже которого следует необратимое разрушение ледника, переход к низшей форме оледенения. На кривых *в* и *г* — то же самое соответствие точки *А*, но они не являются перевернутыми кривыми *а* и *б*, так как соответствуют другому состоянию ледника: теперь ледник переходит к высшей форме, поднимая свой уровень поверхности выше H_2 . Появившаяся инерция сохранения позволит сохраниться крупному леднику при обратном изменении климата. Из сказанного вытекает: во-первых, что возможность соответствия одного климата двум размерам и формам оледенения является предпосылкой для резко выраженной необратимости изменений ледников и, во-вторых, что механизм этой необратимости тесно связывается с существом и проявлением инерции сохранения ледников.

Поскольку проявление инерции сохранения ледников с возможностью последующего быстрого их разрушения (с чем связывается

резкая необратимость процесса) являются типичной чертой регрессивной фазы оледенения, надо считать, что именно для нее будет наиболее характерно частое появление явно необратимых изменений в состоянии оледенения. Таково, например, сравнительно недавнее изменение оледенения Малой Кара-айры на Алтае, уже упоминавшееся в этой статье. Что же касается необратимости типа *в* и *г* (рис. 6), то она неизбежно должна появляться в результате стадийных наступаний ледников. Но несомненно также, что нарушения обратимости могут иметь место и при колебаниях ледников во время общей прогрессивной фазы развития.

На кривых необратимого процесса мы видим скачкообразные или вообще быстрые изменения ледника, в дальнейшем сохраняющиеся. Суть дела заключается в том, что такой процесс не только побуждается климатическим изменением, но и подготавливается самим состоянием ледника и частично развивается без помощи климата.

В ходе изменений ледника точки *А* могут быть названы «узловыми точками», и переход процесса через них стимулирует резкое нарушение его обратимости. Но принципиально необязательно, чтобы узловая точка означала переход оледенения в новую форму. Очевидно возможно существование таких второстепенных узловых точек, когда также нарушается обратимость процесса, но без коренного изменения формы оледенения. Надо считать всегда возможным появление тех или иных обстоятельств или причин (иногда ограниченных и захватывающих лишь часть ледника), которые все же могут заметно нарушить обратимость общего процесса. Сюда можно отнести, например, разрушение притока ледника, обнажение или закрытие снегом склона, накопление морен и т. д.

Таким образом, общий вопрос об обратимости ледникового процесса, с чем связывается и изучение колебаний ледников, оказывается шире, чем вопрос об их инерции сохранения. В применении к оледенению разных типов (древнему и современному) — это целая проблема, требующая специального изучения.

* * *

Новые экспедиционные исследования в Чуйских альпах, выполненные летом 1949 г., подтверждают полностью, что Большой Талдуринский ледник сохраняется (вернее, сохранялся) именно благодаря «инерции сохранения».

После 10—12 летнего перерыва снова был посещен ряд крупных ледников в Чуйских альпах: Большой Талдуринский, Большой Актру, Малый Актру, Корумду. Три последних ледника отступили всего лишь на 25—30 м, что дает ничтожный темп отступления, по 2—3 м в год. За этот промежуток времени не произошло также никакого существенного изменения в конфигурации концов ледников или заметного утоньшения языков. Ни один из многочисленных малых ледников не исчез и не сократился видимым образом. Все это позволяет говорить о почти стационарном состоянии оледенения за последнее десятилетие, причем сохранившееся состояние медленного отступления может быть просто некоторым остаточным эффектом после уже миновавшего климатического колебания.

Совсем в ином состоянии оказался Большой Талдуринский ледник. Отступление его за 10 лет достигает 200 м, т. е. оказалось в 10 раз

большим, чем у других ледников. Поверхность снизилась весьма заметно. Наметилось отщепление правого крайнего потока, а большая, но ослабленным питанием, левая часть фактически стала уже самостоятельным ледником, оканчивающимся на 230 м выше главного конца. На склонах гребней, раньше сплошь закрытых снежно-фирновыми полями, стали явственно обнаруживаться глубокие кары. Совершенно явственной стала картина общего разрушения ледника, которое происходит катастрофически быстро и притом сопровождается временным увеличением его водоносности.

Такое состояние ледника соответствует его переходу через «критическую точку», после чего разрушение ледника должно пойти, так сказать, самостоятельно, без необходимой дальнейшей помощи со стороны климата.

Материалы новых наблюдений позволяют сделать следующие заключения.

1) Подтверждается реальность сделанных в этой статье построений и высказанных положений и применимость их на практике.

2) Предварительный прогноз о возможном разрушении Талдурина ледника, как поддерживаемого инерцией сохранения, оправдался полностью. Правда, прогноз в категорической форме раньше сделать было нельзя из-за недостатка имевшихся данных.

3) Обоснованный прогноз предстоящих изменений в состоянии ледников требует неременного учета «инерции сохранения» и предвидения возможного нарушения такого состояния.

Литература

- [1] Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, 1939. — [2] Тронов В. Д. Верховья р. Бухтармы. Изв. Русск. Географ. общ., т. 33, вып. 1, 1897. — [3] Тронов М. В. Об устойчивости ледников. Изв. ВГО, т. 80, вып. 5, 1948. — [4] Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949. — [5] Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. Вopr. геогр. Сибири, сб. 2, 1951. — [6] Conrad V. Die klimatologischen Elemente. 1936. — [7] Morawetz S. Die Bedeutung der Oberflächenformen für die Gletscherentwicklung. Peterm. Mitt., H. 4, 1936. — [8] Morawetz S. Zur Frage der letzten Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XXVII, 1940.

Н. Н. ПАЛЬГОВ

ЛЕДНИКОВО-СНЕГОВОЙ СТОК У РЕК ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

В настоящей статье рассматривается вопрос о ледниково-снеговом стоке по данным трех рек хребта Заилийского Алатау — Большой Алматинки, Малой Алматинки и Талгара. Все названные реки вытекают из ледников и орошают территорию столицы Казахской ССР — город Алма-ата с его окрестностями. Их воды широко используются в сельском хозяйстве (поливное земледелие), в промышленности и в гидроэнергетическом строительстве.

Большая Алматинка состоит из двух ветвей. Из них правая, иначе называемая Озерная (она протекает через горное озеро, подпруженное древней мореной), приблизительно в 2 раза многоводнее левой. Оледенение в ее истоках составляет 65% от площади ледников всего бассейна.

В свою очередь, вся площадь оледенения в истоках обеих ветвей занимает около 14% всей территории горного водосбора рек.

Ледники левой ветви большей частью каровые и по величине небольшие.

Ледники правой ветви представлены разными типами, преимущественно же долинными и ледниками склонов. Крупнейший из них — Главный (или Городецкого) — имеет в длину вместе с фирновыми полями и погребенной частью языка до 5.3 км.

В районе водосбора, ограниченном линией, касательной к погребенным концам ледников, площадь оледенения составляет 64%.

Положительная разность оледенения доходит здесь в среднем (по вертикали) до 227 м, а отрицательная разность до 207 м.

Малая Алматинка менее значительна по водности, чем Большая Алматинка. Площадь оледенения в ее бассейне достигает 10.4% от территории ее горного водосбора. Почти вся она сосредоточена в одной группе ледников, расположенной в истоках самой реки Малой Алматинки и известной под именем Туюксуйские ледники. В ней самый крупный ледник, называемый по своему положению в центре «Центральный Туюксуйский», имеет в длину вместе с фирновыми полями и погребенной под фронтальной мореной оконечностью до 5.5 км. Группа Туюксуйских ледников занимает 63% территории соответствующей ей части бассейна. Положительная разность оледенения в ней составляет в среднем 260 м, а отрицательная — 224 м.

Река Талгар — наиболее многоводная из всех трех. Ее годовой сток почти в 1½ раза больше суммарного годового стока Большой и Малой Алматинок. Эта река образуется из двух ветвей, которые известны под названием Левый и Правый Талгар. Из них главной ветвью, значительно превосходящей другую, является Левый Талгар.

В бассейне обеих ветвей залегают 60 ледников. Площадь их составляет около 28% горного водосбора реки. В частности, в истоках Левого Талгара область оледенения представлена 33 ледниками с площадью в 64% от общей площади оледенения, заключающейся в бассейнах обеих ветвей.

В части бассейна Левого Талгара, занятой оледенением, на долю самих ледников с их фирновыми полями приходится 65%, остальные 35% площади падают на голые склоны.

В истоках Левого Талгара наиболее крупными являются ледники: Дмитриева (длина 6.6 км), Тогузак, Конституции и Калесника, в бассейне Правого Талгара — ледник Шокальского, дающий начало р. Средний Талгар.

Положительная разность оледенения в бассейне обеих ветвей доходит в среднем до 382 м, а отрицательная — до 385.

Весь район оледенения перечисленных рек занимает центральную часть северного склона хребта. Количество входящих в него ледников составляет более 54% всего числа их на северном склоне, а площадь достигает почти 62% всей площади оледенения того же склона.

Столь значительная доля означенного района в оледенении хребта позволяет без особенно большой ошибки распространять произведенные в нем наблюдения на всю область оледенения северного склона хребта.

Переходя к вопросам стока с ледников Заилийского Алатау, необходимо в первую очередь сказать о таянии.

Наблюдения над таянием ледников производились: в Большеалматинской группе на Главном леднике в 1938 г., в Туюксуйской группе на Центральном леднике, на одном из боковых (ледник Молодежный) и на другом боковом (ледник Иглы Туюксу) в период с 1937 по 1942 г., на шести крупнейших ледниках Левоталгарской и Среднеталгарской групп (Дмитриева, Тогузак, Конституции, Калесника, Туристов, Северцова и Шокальского) в 1940 и в 1941 гг.

Означенные наблюдения, охватывающие в общей сумме 213 точек в разных частях ледников (на языках и на фирновых полях) и выразившиеся в 1760 отсчетах, дали возможность установить ряд закономерностей.

Основная из них — связь таяния с температурой воздуха. В нижеприводимых формулах этой связи температура воздуха взята приведенная от наблюдения вблизи конца ледников по температурному градиенту (0.7°).

Среднее суточное стаивание льда на поверхности Главного Большеалматинского ледника (рис. 1) в зависимости от средней суточной температуры воздуха выражается (в см) следующим эмпирическим уравнением: $A_d = 0.6 t$. Здесь t — средняя суточная температура воздуха, A — стаивший слой в переводе на воду (в см). Среднее суточное стаивание снега на фирновых полях или на поверхности того же ледника определяется эмпирическим уравнением: $A_c = 0.38 t$.

В Туюксуйской группе ледников (рис. 2 и 3) $A_d = 0.6 + 0.74 t$ и $A_c = 0.1 + 0.65 t$.

В Левоталгарской группе ледников таяние льда с поверхности обнаруживает с температурой воздуха следующую связь: $A_d = 4.6 \lg \frac{t}{0.6}$, а таяние снега — $A_c = 1.3 \lg \frac{t}{0.2}$.

На леднике Шокальского (Правоталгарская группа) $A_{\text{л}} = (2.9 + 0.18 t) \lg \frac{t}{0.4}$.

Разницы в интенсивности таяния льда, а также и снега во всех группах ледников довольно значительны. Объясняются они главным

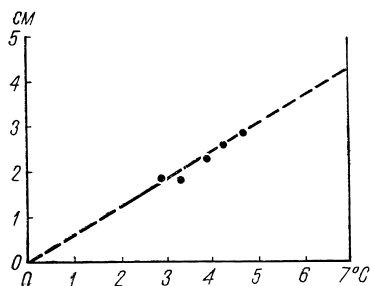


Рис. 1. Среднее суточное стайвание льда и снега с поверхности Главного Большеалматинского ледника в связи со средней суточной температурой воздуха. Среднее содержание снега 50%.

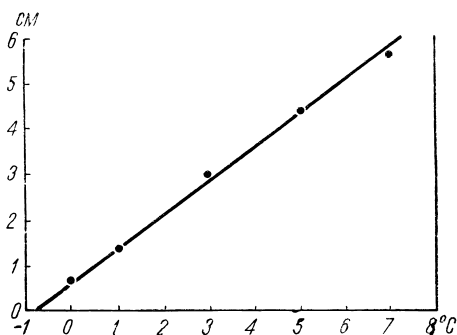


Рис. 2. Среднее суточное стайвание льда с поверхности Туюксуйских ледников в связи со средней суточной температурой воздуха. По данным 1937—1942 гг.

образом той или иной степенью загрязненности таявшей поверхности и некоторыми морфологическими особенностями ледников.

Материалы наблюдений над таянием поверхности позволили также установить связь последнего с высотой места (рис. 4). Кроме того,

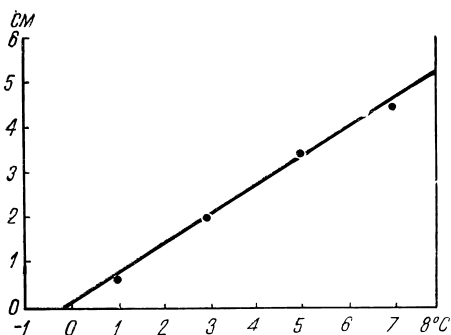


Рис. 3. Среднее суточное стайвание снега с поверхности Туюксуйских ледников в связи со средней суточной температурой воздуха. По данным 1937—1942 гг.

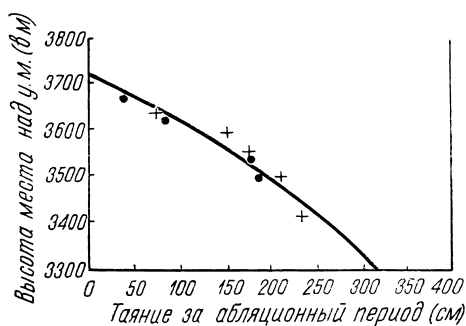


Рис. 4. Связь таяния поверхности Туюксуйских ледников с высотой места. Крестиками обозначены средние величины таяния на точках продольного створа за 1941 и 1942 гг. Точками показаны средние величины таяния на поперечных створах за период 1937—1942 гг.

по некоторым годам они дали и конкретные фактические цифры, характеризующие весь абляционный период.

Для ледников Озерной группы было определено и подледниковое таяние. Оно было установлено на основании тахиметрических нивелировок трех точек на разных участках глубоко погребенного льда. В сред-

нем за многолетний период (в одном случае за 23 года и в двух за 8 лет) оно составило за год слой толщиной в 8.6 см, что в переводе на воду принято (с округлением) в 8 см.

Таяние льда под легким моренным чехлом (толщиной в 8—10 см) наблюдалось в 1940 и 1941 гг. на ледниках рек Талгар и Иссык, где его средняя величина определилась в 56% от величины таяния на открытой поверхности.

Таяние льда под толстым моренным чехлом (не менее 1 м) было определено из тахиметрической нивелировки на Центральном Тууксуйском леднике в среднем за год (за девятилетний период) в 11% от таяния в тех же условиях на открытой поверхности.

При решении вопроса о роли ледников Заилийского Алатау в стоке питаемых ими рек были использованы следующие основные данные: 1) вычисленные по специальным съемкам размеры площадей открытых частей ледниковых языков и фирновых полей (до границ их таяния) по зонам с интервалами высот в 50 м; 2) величины площадей, свободных от льда и снега в пределах водосбора, замыкающегося створом реки вблизи ледников; 3) фактические данные (а в некоторых случаях и экстраполированные) поверхностного таяния льда и снега за абляционные периоды; 4) наблюдения над подледниковым таянием; 5) речной сток на близледниковых створах и на створах у выхода рек из гор; 6) метеорологические наблюдения, производившиеся в районе подножия ледников.

Размеры площадей оледенения были взяты в проекции на горизонтальную плоскость (т. е. по плану съемок) из тех соображений, что величина таяния определялась не по перпендикулярам к поверхности ледников, а по вертикальным линиям в соответствии с отвесно устанавливаемыми в лед рейками. Следует заметить, что для некоторых ледников хребта площади участков с особенно изрезанным рельефом (сераки, бугры, котловины и т. п.), взятая в плане, может дать преуменьшенное значение для стока, так как в этом случае не будет учтено таяние с боковых частей рельефа, которое тем значительнее, чем круче последний. Однако соответствующими поправками приходится пренебрегать из-за невозможности их более или менее удовлетворительной оценки. В части ледников, взятых для определения стока, можно быть уверенным, что величина подобных поправок не выйдет из пределов точности вычислений, так как поверхность большинства из них не обладает особенной изрезанностью. В части же той территории, на которой сток образуется от жидких осадков или от таяния снега, поправки к площади за изрезанность рельефа имеют гораздо меньшее значение, чем на ледниках (при снеге), или даже совсем его не имеют (при жидких осадках).

Для получения более точных результатов таяние ледников определялось по упомянутым выше отдельным интервалам, для каждого из которых учитывались свои особенности таяния.

Стокообразующая территория ледниковых бассейнов была принята в следующей структуре: 1) поверхность открытых частей языка, включая боковые и срединные морены, 2) погребенные части языка, 3) фирновые поля, 4) нижняя (придонная) плоскость ледников, 5) участки ледникового бассейна, свободные от льда и снега.

Сток с фирновых полей условно принимался в размере 50% от всей стаявшей на них массы снега, считая, что остальные 50% либо испаряются, либо остаются на месте.

Ниже даются окончательные выводы, выраженные в относительных цифрах.

В абляционный период (с третьей декады июня до второй декады сентября) Большеалматинские ледники дают питаемой ими реке на выходе ее из гор следующее количество воды: от таяния льда—18%, от таяния фирновых полей—4%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии (т. е. на языках)—12%.

С распространением на весь год доля участия ледников в стоке реки резко понижается. На том же створе она составляет: от таяния льда—8%, от таяния фирновых полей—2%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии—6%.

В годовом стоке открытая поверхность Большеалматинских ледников (считая с боковыми и срединными моренами) дает 36.1% объема всех образуемых ими талых вод, погребенные части языка—4.0%, подледниковое таяние—8.1%, фирновые поля—8.5% и сезонные снега ниже фирновой линии—43.3%.

Годовой слой подледникового таяния у Большеалматинских ледников в 10 раз меньше (по толщине), чем средний годовой слой поверхностного таяния. Годовой объем подледникового таяния определяется равным 18% от годового объема поверхностного таяния.

В абляционный период Туюксуйские ледники обеспечивают водою питаемую ими р. Малую Алматинку, на выходе ее из гор, в следующей пропорции: от таяния льда—16%, от таяния фирновых полей—3%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии—14%.

В течение же круглого года они на тот же створ реки приносят: от таяния льда—8%, от таяния фирновых полей—1%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии—8%.

Отдельные элементы Туюксуйских ледников проявили в образовании годового стока реки различное участие. Поверхность открытых языков вместе с боковыми и срединными моренами дала 35.6%, погребенные части языков—2.4%, подледниковое таяние—8.7%, фирновые поля—5.8% и сезонный снег с языков—47.5%.

Годовой объем подледникового таяния у Туюксуйских ледников составляет 19.8% от объема поверхностных талых вод с их языков и фирновых полей.

По данным изучавшейся группы ледников Левого Талгара, распространенным на весь бассейн Талгара, питание реки на выходе ее из гор определяется в абляционный период следующими долями каждого вида стока: от таяния льда—26%, от таяния фирновых полей—4%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии—15%.

За весь годовой период ледниково-снеговая часть стока в р. Талгар на том же створе у выхода из гор включала в себя: от таяния льда—16%, от таяния фирновых полей—2%, от таяния снега на ледниках ниже фирновой линии—11%.

Это годовое количество воды распределяется по разным элементам ледников следующим образом: с открытой и закрытой части языков—47.0%, с фирновых полей—6.4%, от сезонного снега с языков—46.6%.

Ледники Зайлийского Алатау характеризуются в среднем следующей структурой: открытый язык с боковыми и срединными моренами—28%, погребенная часть языка—10%, фирновое поле—62%. Исходя из такой структуры и тех данных о таянии и стоке, которые получены из наблюдений над Большеалматинскими, Туюксуйскими и Талгар-

скими ледниками, можно установить в первом приближении роль всех ледников хребта в питании своих рек.

Произведенные с этой целью вычисления дают следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1

Роль ледников Заилийского Алатау
в питании своих рек

Виды стока	Ледниковые воды в процентах к сто- ку рек у выхода их из гор	
	в абля- цион- ный период	в годо- вой период
От таяния льда . .	14	7
От таяния фирно- вых полей	4	2
От таяния снега на ледниках ниже фирновой линии .	8	5
Итого . . .	26	14

Таблица 2

Доля участия ледниковых вод
в питании реки

Виды стока	Ледниковые воды в процентах к сто- ку в 2—3 км от выхода их из лед- ников	
	в абля- цион- ный период	в годо- вой период
От таяния льда . .	35	28
От таяния фирно- вых полей	9	7
От таяния снега на ледниках ниже фирновой линии .	20	23
Итого . . .	64	58

Чем выше по течению и, следовательно, ближе к ледникам, тем значительнее становится доля ледниковых вод в питании реки (табл. 2).

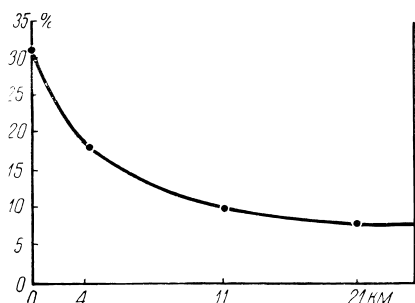


Рис. 5. Изменения процентного содержания ледниковых и фирновых вод в Малой Алматинке в связи с расстоянием от ледников. Данные за 1937—1942 гг.

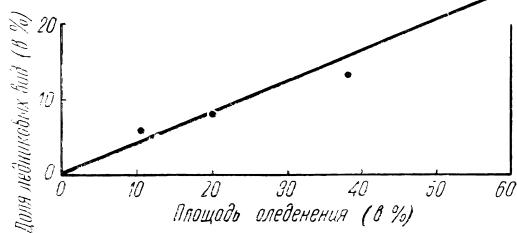


Рис. 6. Доля ледниковых вод от поверхностного таяния ледников в годовом стоке Малой Алматинки в зависимости от процента оледенения в бассейне реки.

Увеличение относительной роли ледников в питании своих рек, по мере приближения к истокам, происходит в закономерной последовательности. Это хорошо показывают наблюдения в бассейне Малой Алматинки (рис. 5 и 6). Кривая, построенная на их данных, представляет плавную гиперболическую кривую, похожую на нормальный профиль речного русла. Годовая доля ледниковых вод в реке проявляет также связь и с относительной площадью оледенения. По данным из 6 случаев

она составляет в среднем 0.58 от процента оледенения в соответствующей части бассейна. Вместе с водами от таяния фирновых полей эта доля повышается до 0.67; с прибавлением же к ним еще талых вод сезонного снега с ледниковых языков она становится в 1.1 раза больше числа, выражающего процент оледенения.

Литература

[1] Горбунов В. Ледники бассейна оз. Балхаш, Сасык-куль и Ала-куль. Изв. Гос. Географ. общ., т. 71, вып. 5 и 6, 1939. — [2] Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. М.—Л., 1937. — [3] Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент, 1930. — [4] Пальгов Н. Н. Исследование ледников Казахстана с 1936 по 1946 г. Вестн. АН Казахской ССР, № 7, 1947. — [5] Пальгов Н. Н. Большеалматинский узел оледенения в хребте Заилийский Алатау. Изв. АН Казахской ССР. сер. географ., вып. 2, 1948. — [6] Пальгов Н. Н. Ледник Кассина. Вопр. географ., сб. 21, 1950. — [7] Пальгов Н. Н. Ледник Шокальского в хребте Заилийского Алатау. Изв. Всес. Географ. общ., т. 80, вып. 1, 1948. — [8] Юнусов Г. Р. Принципы выражения основных гидрологических характеристик рек с ледниковым питанием. Изв. Казахск. фил. АН СССР, сер. энергетич., вып. 1, 1946.

Н. Н. ПАЛЬГОВ

ВОДОНОСНОСТЬ ЛЕДНИКОВО-СНЕГОВЫХ РЕК ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ В СВЯЗИ С ПЛОЩАДЬЮ БАСЕЙНА

Хребет Заилийский Алатау, представляющий собой северную цепь горной системы Тянь-шаня, в средней своей части выходит за пределы снеговой линии. Здесь на протяжении около 140 км он вмещает в себе множество ледников, из которых берут начало самые многоводные реки хребта. На северной стороне последнего этими реками, считая от запада к востоку, являются: Узун-каргалы, Чамалган, Каскелен, Аксай, Каргалинка, Большая Алматинка, Малая Алматинка, Талгар, Иссык, Тургень и Чилик. Все они принадлежат к бассейну р. Или, несущей свои воды в озеро Балхаш. Из них реки Чамалган, Аксай, Большая Алматинка и Малая Алматинка по выходе из гор впадают в р. Каскелен; Чилик образуется на южном склоне хребта и течет вначале на значительном протяжении по долине между ним и параллельным ему хребтом Кунгей Алатау, затем прорезает Заилийский Алатау и выходит на его северную сторону.

Предгорья хребта и часть прилегающей к ним равнины отличаются значительной плотностью населения. Здесь все перечисленные реки интенсивно используются в промышленности и в сельском хозяйстве орошаемого ими района. Вследствие того, что воды этих рек по выходе из гор разбираются на орошение полей, их режим в районе предгорий и далее на равнине резко изменяется.

Летом у многих из них русло остается почти без воды, которая отводится в каналы. Оттого некоторые из них (Узун-каргалы, Каргалинка, Иссык и Тургень) иссыкают на равнине.

На южном склоне хребта число ледниково-снеговых рек достигает 19—20.

Здесь (в порядке с запада на восток) протекают: Кичик-кемин, Тегирментысу, Бузулгансай, Коколубулак, Алматы, Тарачибулак, Туюк-алматы, Коль-алматы, Кашкасу и Талгар юго-западный. Все они впадают в р. Чон-кемин, которая в свою очередь впадает в р. Чу. Кроме того, на том же южном склоне, но уже в бассейне р. Или находится еще группа из 9—10 ледниково-снеговых рек, являющихся притоками р. Чилик. Из них реки Талгар Южный и Иссык Южный по своей водности не уступают крупным рекам северного склона.

Однако, несмотря на количественное преобладание ледниково-снеговых рек на южном склоне, северная сторона хребта несет на себе более значительное оледенение. Число всех ледников определяется здесь в 194. Общая площадь их, считая с фирновыми полями, составляет около 11% всего горного бассейна питаемых ими рек.

Что касается южного склона; то здесь число ледников достигает 71, а площадь их составляет 63% от площади ледников северного склона, причем 0.75 ее приходится на «заилийскую» часть бассейна Чилика.

Главный узел оледенения в Заилийском Алатау находится в районе самых высоких вершин хребта, поднимающихся над уровнем моря до 4.5—5.0 км.

В этом узле выделяются: на северном склоне — ледники р. Талгар, а на южном — ледники р. Талгар Южный и Иссык Южный. В бассейне северного Талгара первое место по величине занимает ледник Дмитриева, имеющий в длину до 6.6 км. Кроме него здесь еще выделяются ледники Шокальского, Тогузак, Конституции и Калесника.

В бассейне р. Талгар Южный доминирующее положение занимает ледник Богатырь длиной в 8.4 км. В истоках же р. Иссык Южный залегает наиболее мощный во всем хребте ледник Корженевского, достигающий в длину около 12 км.

Наличие самых значительных по размерам ледников на южной стороне хребта, а не на северной, объясняется прежде всего тем, что эта южная сторона ориентирована не на юг, а на восток. Это обстоятельство обуславливает на ней иные климатические условия, чем те, которые имеют место на действительно южном склоне. Вместе с тем оно способствует влиянию господствующих западных ветров, которые сдувают на территорию ледников снеговые запасы из верхних частей фирновых полей соседних ледников северного склона. Не малое значение принадлежит здесь и более благоприятным орографическим условиям.

Абсолютные размеры оледенения с несомненной очевидностью влияют на степень водности соответствующих рек. Но закономерной зависимости только между площадью оледенения и величиной стока не наблюдается и не может быть, так как при этом играет еще роль и площадь водосбора, свободная от ледников. Чем больше такая площадь, тем значительнее ее влияние на сток реки.

В тех случаях, когда она во много раз превышает площадь ледников, находящихся в ее пределах, естественно ожидать, что в более или менее сходных физико-географических условиях водность рек обнаружит некоторую связь с размерами общей площади водосбора.

Заилийский Алатау в районах оледенения обладает до некоторой степени однородными физико-географическими чертами. Здесь нет резких различий ни в гипсометрии, ни в строении рельефа, ни в климате. Наивысшие поднятия в пределах оледенения — в центральной его части, на западном и на восточном концах — разнятся друг от друга по абсолютной высоте на 15—16%. Осадков в центре больше, чем на западе и на востоке, приблизительно на 20%. Средняя летняя температура воздуха примерно на 1° ниже там, где больше осадков.

Не очень значительные различия в климатических условиях центра, запада и востока в районе оледенения хорошо подчеркиваются еще тем, что концы долинных ледников одинаковой экспозиции и мощности залегают в центральной части только на 100—150 м ниже, чем на западе и на востоке, и высота фирновой линии на них имеет разницу не более 200 м.

Все сказанное об относительной однородности физико-географических и гипсометрических условий горных бассейнов ледниково-

снеговых рек Заилийского Алатау позволяет рассчитывать на наличие связи их стока с площадью водосбора (на территории горного массива). Такая связь действительно существует. По соответствующим данным для всех рек северного склона хребта средний годовой расход их определяется уравнением:

$$Q_r = 0.0178F. \quad (1)$$

В нем Q_r — средний годовой расход воды в м³/сек., F — площадь водосбора в км².

Для средних июльских расходов связь выражается уравнением

$$Q_{и} = 0.0364F. \quad (2)$$

Однако вычисленные расходы по той и другой формулам в некоторых случаях отклоняются от фактических более чем на 50 и 80%. Это вполне понятно, так как в расчетах зависимости не фигурирует влияние оледенения. Между тем значение последнего в водности ледниково-снеговых рек заслуживает безусловного внимания.

В стоке рек Заилийского Алатау, в районе их выхода из гор, доля ледников определяется следующими показателями: в среднем годовом стоке — от 3 до 29%, в среднем — 7%, в летнем (за июнь, июль и август) — от 7 до 45%, в среднем — 14%. Эта доля относится к талым водам только одного льда; талые воды фирновых полей и снега с ледниковых языков в нее не входят. С учетом их, доля ледников в питании рек возрастает примерно вдвое.

Чтобы подойти к вопросу о зависимости стока рек от площади водосбора и одновременно с тем от площади оледенения, следует исходить от водной ценности одной единицы площади, занятой оледенением, и отдельно площади, свободной от оледенения. Соответствующие вычисления по данным модулей стока показывают, что 1 км² площади оледенения в Заилийском Алатау дает воды реке в среднем за год в 1.4 раза больше, чем та же единица площади, свободной от оледенения (в горной части бассейна), в среднем за летний период — больше в 3 раза и в среднем за один месяц июль — в 3.3 раза.

Пользуясь этими соотношениями, можно учитывать в вопросе стока не одну только площадь водосбора, а совместно с ней и площадь оледенения. С этой целью следует к площади бассейна, свободной от ледников, прибавить площадь оледенения, выраженную через соответствующий эквивалент в единицах первой; или, что то же самое, ко всей площади горного бассейна реки добавить в тех же единицах избыток ее, даваемый ледниками.

Приведенная таким образом площадь водосбора к одной единице будет больше фактической, но зато она отобразит зависимость стока одновременно от обеих категорий бассейна — неледниковой и ледниковой. Эта зависимость получается более логической и более тесной.

Для рек Заилийского Алатау (с горным водосбором до 1000—1500 км²) она определяется следующими уравнениями:

Средний годовой расход в м³/сек.

$$Q_r = 0.016(F + 0.4L); \quad (3)$$

коэффициент корреляции = 0.92 ± 0.03 .

Июльский расход в м³/сек.

$$Q_{\text{и}} = 0.03(F + 2.3L); \quad (4)$$

коэффициент корреляции = 0.97 ± 0.01 .

Средний летний расход (за июнь, июль и август) в м³/сек.

$$Q_{\text{л}} = 0.024(F + 2L). \quad (5)$$

Вычисленные по этой формуле расходы имеют среднее отклонение от фактических на 12%.

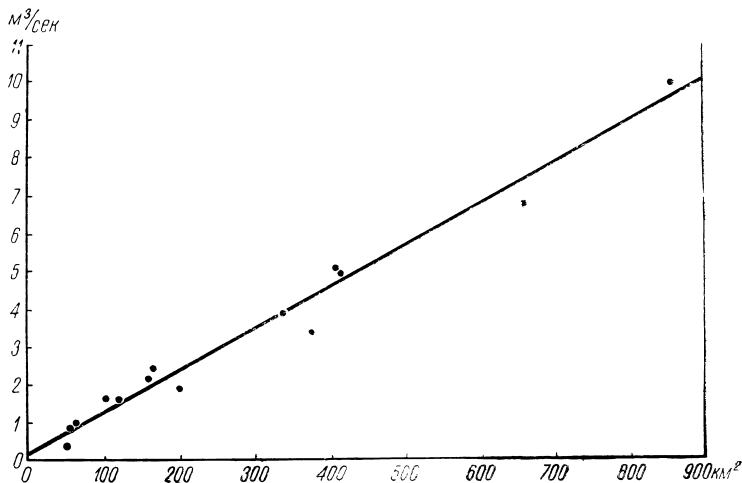


Рис. 1. Средний годовой расход ледниково-снеговых рек Зайлийского Алатау в зависимости от горной площади водосбора, сложенной с тройной площадью оледенения.

В приведенных уравнениях буква F обозначает площадь всего горного водосбора реки до того створа, для которого определяется расход, а буква L — площадь оледенения в пределах взятого бассейна реки. Например: у выхода реки из гор площадь всего ее горного бассейна (включая и ледники) составляет 200 км² и площадь оледенения в пределах этого бассейна — 25 км². Тогда по уравнению (3) $Q_{\text{г}} = 0.016(200 + 10) = 3.36$ м³/сек., по уравнению (4) $Q_{\text{и}} = 0.03(200 + 57.5) = 7.72$ м³/сек.

Уравнение (3), дающее значение среднего годового расхода, мало отличается по результатам от уравнения (1). Это свидетельствует о том, что в годовом периоде стока принятый эквивалент площади оледенения не приводит к единообразной ценности средней территориальной единицы бассейна, что влияющие на эту ценность другие факторы остаются почти в прежней силе.

Но уравнение (4), по сравнению с уравнением (2), дает уже некоторый сдвиг к лучшим результатам. В наихудшем случае (р. Узункаргалы) вычисленный по уравнению (4) результат отклоняется от фактического на 55%, тогда как вычисленный по уравнению (2) отклоняется на 85%.

Причиной недостаточно осередненной ценности единицы площади водосбора является главным образом различие в климатических

условиях тех и других бассейнов рек, в частности различие в количестве атмосферных осадков и в температурах воздуха; затем, различия в гипсометрическом характере склонов и долин, в растительном покрове, в грунтах поверхности и т. д.

Столь большое разнообразие факторов, определяющих ту или иную водность рек, не позволяет установить вполне безукоризнен-

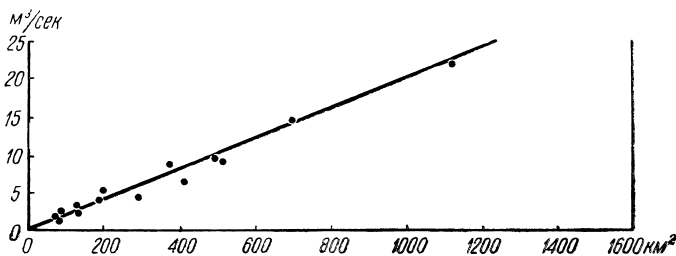


Рис. 2. Средний многолетний июльский расход ледниково-снеговых рек Заилийского Алатау в зависимости от горной площади водосбора, сложенной с пятикратной площадью оледенения.

ную связь стока с площадью водосбора и оледенения. Однако в данном случае возможно получить гораздо лучшие результаты, чем даваемые формулами (3) и (4). Для этого следует взять эквиваленты площадей оледенения в ином размере, чем взятые на основании фактических данных.

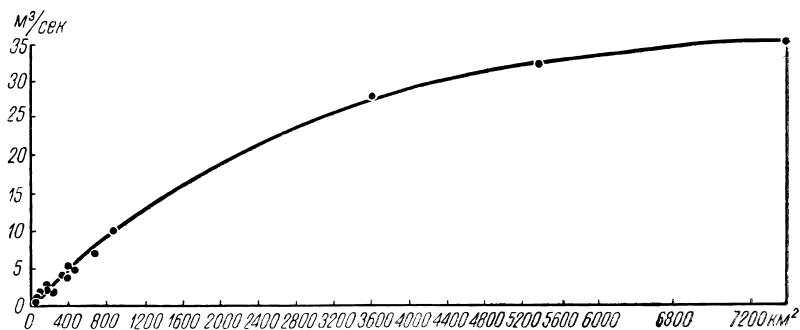


Рис. 3. Средний годовое расход ледниково-снеговых рек Заилийского Алатау в зависимости от горной площади водосбора, сложенной с тройной площадью оледенения.

Введение в формулы более значительных эквивалентов диктуется необходимостью сгладить в той или иной степени влияние климатических и других факторов и тем самым еще больше осереднить ценность одной территориальной единицы бассейна, т. е. добиться того, чтобы различия этой ценности по отдельным районам были минимальные.

При подыскании такого эквивалента экспериментальным путем обнаружилось, что осередненная территориальная единица площади бассейна, наилучше отвечающая связи со стоком, получается из следующих комбинаций: для среднего годового расхода — горная пло-

щадь водосбора, сложенная с тройной площадью оледенения (рис. 1); для июльского расхода — горная площадь водосбора, сложенная с пятикратной площадью оледенения (рис. 2). В обоих случаях первое слагаемое (горная площадь водосбора) берется с площадью оледенения независимо от того, что во втором слагаемом фигурирует снова площадь оледенения.

Зависимость среднего годового расхода ледниково-снеговых рек от горной площади водосбора, выраженной с увеличением на тройную площадь оледенения (в том же бассейне) (рис. 3), определяется следующим уравнением:

$$Q_r = 0.011(F + 3L); \quad (6)$$

коэффициент корреляции равен 0.99 ± 0.005 .

Расходы, вычисленные по формуле (6), отклоняются от фактических в среднем для всех рек на 11%. Максимальное отклонение констатируется в расходах рек Аксай и Каскелен. Оно в обоих случаях составляет 39%, т. е. вычисленный расход оказывается меньше фактического на 39%. Поскольку оледенение в бассейнах этих рек изучено недостаточно, есть основание по-

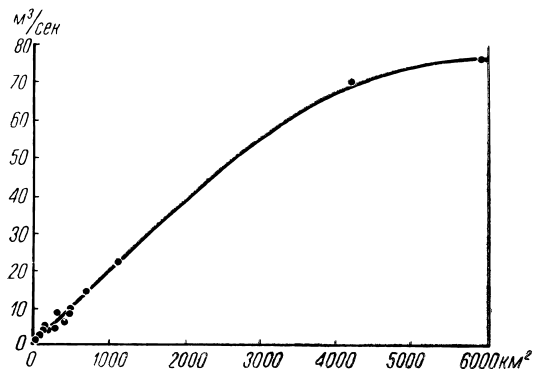


Рис. 4. Средний многолетний июльский расход ледниково-снеговых рек Зайлийского Алатау в зависимости от горной площади водосбора, сложенной с пятикратной площадью оледенения.

лагать, что преуменьшенные результаты являются следствием недоучета оледенения.

Без включения данных по этим рекам точность формулы (6) с 89% повышается до 94%, а максимальное отклонение вычисленного по этой формуле расхода от фактического не превышает 14%.

Зависимость среднего июльского расхода ледниково-снеговых рек Зайлийского Алатау от горной площади водосбора, выраженной с увеличением на пятикратную площадь оледенения (рис. 4), определяется следующим уравнением:

$$Q_n = 0.02(F + 5L) \quad (7);$$

коэффициент корреляции = 0.99 ± 0.003 .

Среднее отклонение вычисленных расходов от фактических без упомянутых выше рек Аксай и Каскелен составляет 15%.

Все приведенные уравнения действительны для рек с горным водосбором до 1500 км²; иными словами — для всех рек Зайлийского Алатау, кроме р. Чилик в той части ее бассейна, которая выходит за пределы указанной площади. Не отвечают эти уравнения всей р. Чилик потому, что весьма значительная часть ее бассейна принадлежит к низкогорным и сухим участкам хребта. Это обстоятельство на много снижает во всем ее бассейне среднюю водность территориальной единицы.

Можно полагать, что полученные связи стока ледниково-снеговых рек Зайлийского Алатау с площадями горного водосбора и

оледенения могут быть и гораздо лучше. Основанием к этому является то, что послужившие для них данные (сток, площади водосбора и ледников) имеют различную точность определения вследствие неодинакового качества наблюдений и съемок.

Установленные закономерности имеют практическое значение в вопросах стока на разных горных участках ледниково-снеговых рек, как правило не обеспеченных надлежащими наблюдениями. Здесь они в состоянии дать (в первом приближении) необходимую ориентировку в планировании гидротехнических, гидроэнергетических и прочих сооружений. Вместе с тем установленные формулы могут быть применены к составлению детальной карты стока. Они также могут быть применены и к ледниково-снеговым рекам южного склона хребта.

Л. Н. СОБОЛЕВ

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА МОЩНОСТЬЮ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА РАЗЛИЧНЫХ МЕСТООБИТАНИЯХ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЛЕСО-ЛУГОВОМ ПОЯСЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Вопросы изучения снежного покрова имеют большое теоретическое и практическое значение и в последнее время все больше привлекают внимание ученых. В этом отношении знаменательно появление в нашей отечественной литературе, специально посвященной снегу, монографии Г. Д. Рихтера^[3].

Однако и в последних работах, и в классическом труде о снежном покрове А. И. Воейкова^[1] встречается очень мало указаний на закономерности распределения снежного покрова на различных элементах рельефа в горных местностях. В частности, в единственной статье, посвященной наблюдениям над снежным покровом в северном Тянь-шане, принадлежащей Д. О. Святскому^[4], мы не встречаем никаких указаний по этому вопросу.

Между тем изучение особенностей распределения снежного покрова по склонам различных экспозиций приобретает здесь особое значение в связи с резким различием на них растительного и почвенного покрова.

Поэтому представляется целесообразным сообщить некоторые выводы из небольшого исследования, предпринятого в этом направлении в районе северного Тянь-шаня.

Первоначально наблюдения за мощностью снежного покрова были поставлены М. А. Глазовской и Л. Н. Соболевым зимою 1938/39 г. Однако эти наблюдения по причинам, не зависящим от обоих исполнителей, не были доведены до конца.

В зиму 1939/40 г. автором настоящей статьи наблюдения были поставлены снова, на этот раз в другом ущелье, недалеко от первого. Основная серия точек наблюдений, о которых будет идти речь, была расположена по склонам в пределах нижней части лесо-лугово-степного пояса, в средневысотных горах, на абсолютной высоте в 1540 м.

На склонах обоих бортов ущелья было установлено 47 реек для постоянных наблюдений. По правому борту ущелья, ориентированному здесь в целом на ЮЮВ, преобладают склоны солнечные, по левому — теневые. Поэтому в дальнейшем мы будем условно называть правый борт ущелья «солнечным», а левый «тенивым».

Большинство реек было установлено группами от 2 до 4 поблизости одна от другой — для контроля.

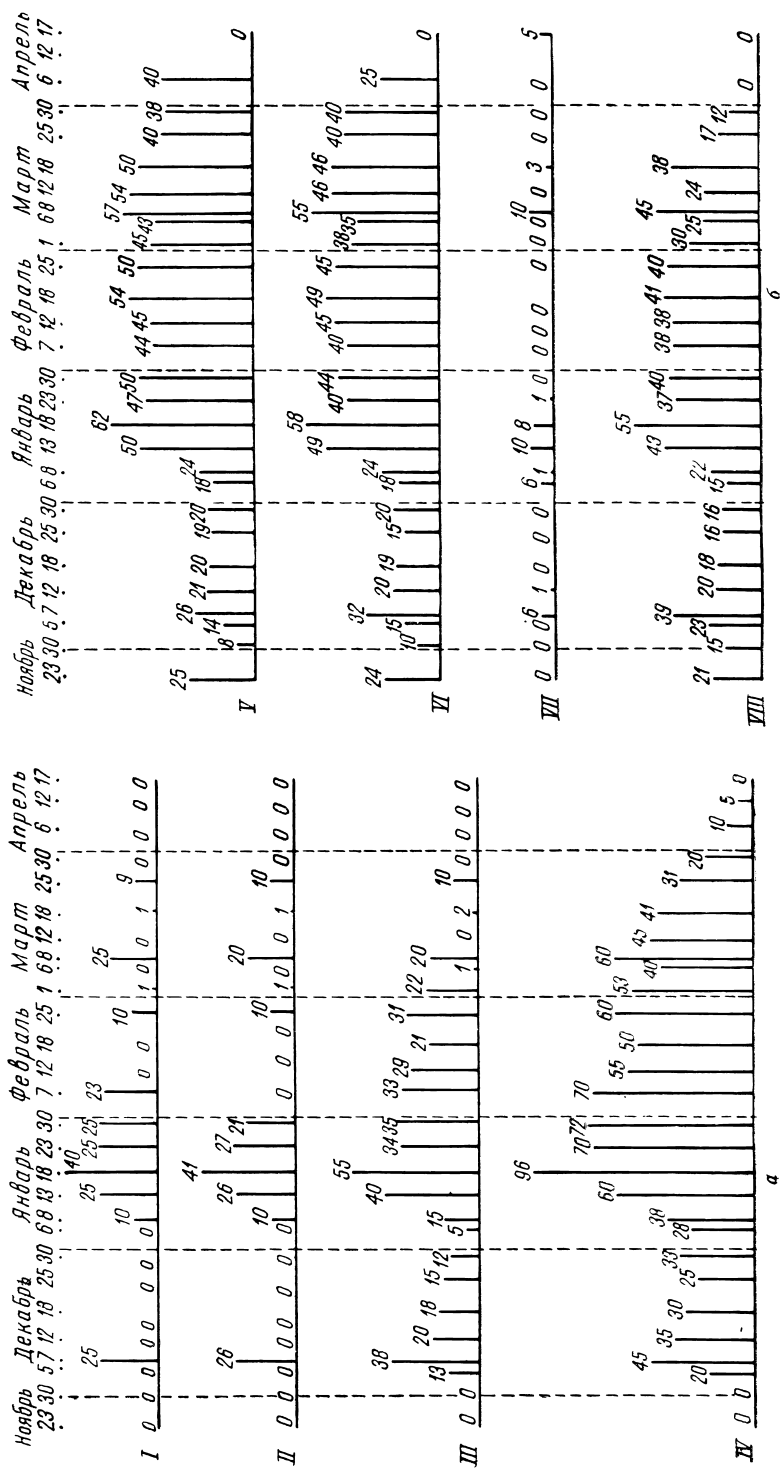


Рис. 1. Диаграммы мощности снега на рейках.

Наблюдения проводились специальным наблюдателем З. В. Катунцевым, через каждые 5—7 дней обходящим все рейки.

Снегопады за период наблюдений происходили в сроки, указанные, так же как и зарегистрированные при них суммы осадков, в приводимой ниже таблице.

Сумма осадков (в мм) в районе наблюдений с 4 ноября 1939 г. по 17 апреля 1940 г. (по периодам снегомерных наблюдений)

Период наблюдений	Сумма осадков	Период наблюдений	Сумма осадков	Период наблюдений	Сумма осадков	Период наблюдений	Сумма осадков
4 — 22XI	95.1	6 — 7 I	8.0	25 — 29 II	3.9	12 — 16 IV	26.1
23 — 29XI	0.0	8 — 12 I	15.1	1 — 5 III	0.1		
30 XI — 4XII	6.2	13 — 17 I	11.7	6 — 7 III	23.6		
5 — 6XII	17.7	18 — 22 I	0.0	8 — 11 III	0.0		
7 — 11XII	0.0	23 — 29 I	6.1	12 — 17 III	13.5		
12 — 17XII	2.4	30 I — 6 II	3.2	18 — 24 III	16.2		
18 — 24XII	0.4	7 — 11 II	0.4	25 — 29 III	14.3		
25 — 29XII	1.3	12 — 17 II	5.5	30 III — 5 IV	2.6		
20XII — 5 I	0.0	18 — 24 II	16.4	6 — 11 IV	59.0		

Наблюдения начались в первые дни после установления более или менее прочного снежного покрова — 23 ноября (снег лег 4 ноября) и закончились после его схода — 17 апреля. Как это можно видеть из приводимых диаграмм (рис. 1, а и б), выпадение осадков зимою сопровождалось повышением снежного покрова. Его понижение наблюдалось лишь в тех случаях, когда осадков не было или их выпадало мало; это понижение объясняется уплотнением, сдуванием снега или его подтаиванием, а также испарением.

В последние — весенние — сроки наблюдений выпадение осадков сопровождалось быстрым уменьшением мощности покрова, так как это были уже дожди, ускорявшие снеготаяние.

Обратимся к описанию точек наблюдений и рассмотрению мощности снежного покрова.

Снежный покров на правом (солнечном) борту ущелья

В целом правый борт ущелья на месте наблюдений представляет типичный «теплый склон» — «солнцек», или «кунгей», по-местному.

В целом он крут (20—25°) и денудирован. Смыв сказывается в изреженности растительного покрова, в отсутствии сплошного дерна и наличии мелких эрозионных рытвинков на поверхности почвы, укороченности гумусного горизонта и обогащения поверхностного слоя почвы скелетом и щебенкой. Вторичные лощины, прорезающие этот борт ущелья, имеют крутые борта, а их тальвеги местами имеют характер обнаженных размоин.

Почвы, сформированные на элювиально-делювиальных щебнистых суглинках, подстилаемых порфирами, могут быть отнесены к темным горным коричневым почвам. Их растительный покров — типцово-полюнно-разнотравная степь с кустарниками. В нем преобладает

Festuca sulcata, *Artemisia sacrorum*, *A. dracunculus*, *Tanacetum fruticosum*, эфемерные костры; встречается *Iris Alberti*, *Paeonia hybrida*, *Scutellaria Sieversii* и другие. На сильно щебнистых и наиболее ксерофитных участках склона много *Sedum hybridum*, *Thymus Marschallianus*. Кустарники — спирея *Spiraea hypericifolia* и шиповник *Rosa elasmacantha* местами очень обильны, но невысокого роста. На вторичных склонах теневых экспозиций их обилие возрастает, встречаются урюк, а в нижних частях склона — яблоня и осина.

Группы рек по правому (солнечному) борту были расположены в следующих местах (рис. 2).

1. На гребне, перед началом южного (солнечного) склона, на небольшом плакорном пространстве поперечником в 10—15 м, лишенном древесной растительности.

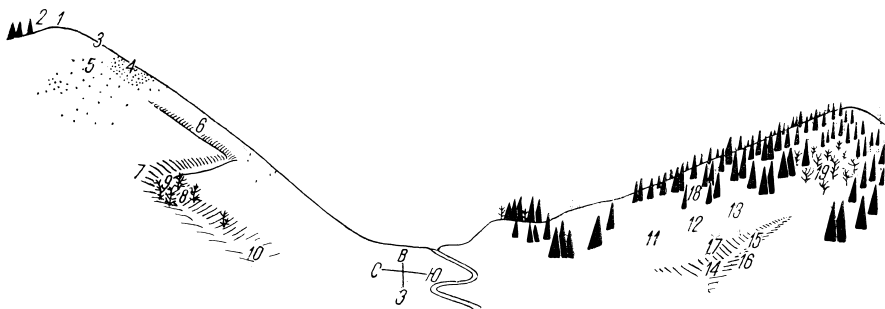


Рис. 2. Схема расположения рек.

2. На начале склона, идущего за гребень, экспонированного уже на север, но выше начала леса, покрывающего этот склон ниже.

3. По склону, экспонированному на юг, лишенному кустарников, с типцово-полянно-разнотравной растительностью описанного выше типа.

4. Несколько ниже предыдущего места — в густом розарии с высотой шиповника до 1.5 м.

5. Поблизости от указанного густого розария — в изреженном розарии.

6. По днищу лощины в нижней части общего склона, экспонированному тоже на юг и имеющему ширину около 10 м.

7. По вторичному склону, обращенному в упомянутую выше лощину, на месте, где он тоже экспонирован на юг. Степь без кустов.

8. На склоне северо-западной экспозиции, заросшем яблонями, обращенном к тальвегу идущей на запад лощины, в нижней трети склона.

9. В тальвеге той же лощины, идущем на запад, заросшем яблоней.

10. В том же тальвеге, при выходе его на подошву общего склона правого борта долины.

Различие в высотном положении совокупности всех этих точек не превышает 100—120 м.

Сообщая ниже некоторые выводы из наблюдений, приводим для иллюстрации основных закономерностей данные по 4 рейкам:

Начало покрова на солнечном борту ущелья отмечено 5 ноября, конец — 30 марта. Повсюду на рейках, расположенных на склонах южной или очень близкой к южной экспозиции, наблюдались типичные перерывы в лежании снежного покрова, так как снег здесь 4 раза среди зимы совсем стаивал.

В целом за период наблюдений протяжением в 142 дня здесь склон оставался без снежного покрова от 72 до 82 дней. В это время, очевидно, имело место значительное испарение с поверхности почвы в теплые дни и промерзание ее в дни с морозом.

Однако в то же время нельзя говорить о полном или почти полном отсутствии снега на протяжении всей зимы на «черном солнцепеке» («кара-кунгей»). Снежный покров здесь был и по временам достигал значительной мощности. Это подтвердили и наблюдения, сделанные в зиму 1938/39 г.

Динамика толщины снежного покрова на всех рейках по склону, экспонированному на юг (примером могут служить диаграммы на рис. 1), очень схожа. Густой розарий (диаграмма II) задерживал снег в слабой мере, а редкий розарий вовсе не задерживал.

Переход от южного склона в плакорную площадку на гребне (диаграмма III) сразу изменяет картину, приближая ее к картине в условиях левого — теневого борта ущелья (например диаграммы V и VI). Покров здесь не имеет перерывов. Следовательно, переход от солнечного склона к горизонтальной поверхности в корне меняет режим снежного покрова, как бы этот «плакор» ни был мал, если только исключено наваливание на него снега сверху или соскальзывание его вниз.

Дальнейший переход к теневым экспозициям, даже в самой верхней части склона, непосредственно за гребнем (диаграмма IV) приводит уже к образованию мощного снежного покрова, причем максимальная мощность снега (18 января — 96 см) здесь наблюдалась даже бо́льшая, чем на всех рейках по противоположному борту ущелья.¹ Возможно, что здесь имеет место усиление седиментации снега, переносимого ветром через гребень, после чего кинетическая энергия движущейся массы воздуха падает.

При выходе на подошву общего склона, т. е. на дне широкого ущелья, особого накопления снега на рейках обнаружено не было.

Снежный покров на левом (теновом) борту ущелья

Этот склон является вполне луговым — теневым («сивер», по местному). Он несколько положе правого (около 20°), плотно задернован.

Травяной покров складывается в основном из корневищных луговых злаков (*Brachipodium pinnatum*, *Poa pratensis*, *Agrostis alba*) и разнотравья (*Aegopodium alpestre*, *Galium boreale* и другие).

Высота травяного покрова значительна (60—80 см) и равномерна. Почвы — луговые черноземовидные, с полноразвитым и хорошо гуму-

¹ Фактически показания толщины снега на рейках, стоящих по склону, даже несколько преувеличены: рейки стояли вертикально, а толщина снега по склону определяется косинусом от показаний вертикально стоящей рейки. При уклонах в 20—30° эта толща составляет 85—93% от действительных показаний рейки.

сированным профилем, без щебня и камней. Травяной и почвенный покров луга значительно более однообразен, чем на противоположном борту ущелья. В прошлом, видимо, весь склон был облесен, но сейчас лес из ели и из лиственных пород (осина, клен Семенова, береза, рябина) с елью и разнообразным кустарниковым подлеском сохранился лишь по отдельным местам, уступив место сенокосной луговой площади. Прорезающие склон сверху до низу боковые лощины имеют мягкие очертания, плоски и лишены размытых резко выраженных тальвегов.

Три группы рек здесь были расположены по склону северной экспозиции в местах, несколько отличающихся по крутизне (№№ 11, 12 и 13 на рис. 2); две — в тальвеге небольшой лощины (повыше и пониже вдоль него — №№ 14 и 15) и две по восточному и западному склонам этой лощины (№№ 16 и 17). Все эти группы рек показали очень сходные данные мощности снежного покрова. Они могут быть охарактеризованы диаграммой V (рис. 1). Никакого увеличения мощности покрова даже в тальвеге лощины по сравнению с поверхностью склона вне лощины рейки не показали (диаграмма VI). Нарастания мощности покрова от верха профиля вниз, к подошве склона, тоже не заметно.

Покров лежал везде непрерывно всю зиму с 23 ноября по 12 апреля, т. е. 142 дня. Максимальная мощность покрова, отмеченная на этом борту ущелья, — 75 см.

2 рейки были поставлены на склоне под елями (№ 18). Покров в еловом насаждении был очень ничтожен (не выше 10 см), причем в течение значительной части зимы его не было вовсе (диаграмма VII). 3 рейки, установленные на склоне в осиннике (19 группа на рис. 2), дали картину; очень мало отличающуюся от луга (диаграмма VIII). Эта картина близка к той, какую можно видеть в зарослях яблони в нижней части склона по правому борту ущелья.

На основании сопоставления всех данных наблюдений за зиму 1939/40 г., можно сделать следующие выводы, которые подтвердили и неполные наблюдения в зиму 1938/39 г.

1. Мощность снежного покрова на обеих сторонах ущелья не зависела от положения в верхней или нижней части склона.

2. Очень значительную роль играет пологость склона и приближение его к горизонтальной поверхности.

3. Днища и тальвеги лощин на склонах не были местами повышенной аккумуляции снега.

4. Заросли кустарников содействовали аккумуляции снега лишь при известной, довольно значительной, их густоте.

5. Отчетливо пониженную мощность снежного покрова можно наблюдать под ельниками, а в зарослях лиственных деревьев покров подобен луговому.

6. Существует 2 различных режима снежного покрова в ущельях: режим солнечных и теневых склонов. Снежный покров при первом из них — прерывистый во времени, небольшой мощности, с несколькими резкими периодами снегонакопления и промежутками полного отсутствия снега; он свойствен только склонам с экспозицией, близкой к южной. Склоны остальных экспозиций, так же как и очень пологие склоны и горизонтальные поверхности, обладают непрерывным на протяжении всей зимы снежным покровом без временных резких повышений его мощности.

Эти особенности мощности снежного покрова на разных элементах рельефа склонов влияют на общий режим местообитаний растительности и почвы.

Рассматривая экологические условия склонов разных экспозиций в горах, Л. А. Иванов отмечает, что, хотя в летнее время горизонтальная поверхность получает наибольшее количество солнечной энергии, весной, осенью и особенно зимою «южный склон любого угла имеет преимущество в этом отношении не только перед всеми склонами, но и перед горизонтальной поверхностью» [2].

Отсюда становится понятным, что температурный режим южных склонов особенно сильно отличается именно зимой, к тому же при наличии бесснежных пространств, где отсутствует отражение солнечных лучей от снега. Здесь создается особая пестрота условий температуры, увлажнения, испарения.

Температура верхних слоев почвы на теневых склонах, покрытых более постоянным снегом, чем на солнечных склонах, должна быть зимой ровнее. Они не могут так промерзнуть с поверхности, как по временам промерзают обнаженные солнечные склоны. Это должно благоприятствовать сохранности зимой содержащихся в почве живых организмов — растений и животных. В частности, это должно благоприятствовать обитанию на теневых склонах трав с неглубоко заложенными ползучими корневищами, образующими непрерывный и плотный дерн.

Весной и осенью, при температурах выше 0°, когда, по Воейкову, наличие снега понижает температуру поверхности почвы, снежный покров на теневых склонах снижает резкость колебания температур, приводящую к растрескиванию почвы с поверхности и разрыву корней и корневищ растений.

Температуры приземного слоя воздуха на теневых склонах, при свойственном им постоянстве снежного покрова, должны быть ниже, чем на солнечных склонах. Вследствие этого, а также в результате того, что почва прикрыта снегом, испарение с поверхности снега и поверхности земли на теневых склонах меньше, чем на солнечных. Это способствует большему накоплению влаги.

Все эти особенности температурного и водного режима, связанные со снежным покровом теневых и солнечных склонов, в большой мере обуславливают формирование на первых более выщелоченных, гумусированных и полноразвитых почв и мезофильной растительности, а на вторых — менее выщелоченных, бедных гумусом, неполноразвитых почв и изреженной растительности ксерофильного типа.

Литература

- [1] Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. Зап. Русск. Географ. общ., т. XVIII, № 2, 1889. — [2] Иванов Л. А. Солнечная радиация как экологический фактор. Тр. по прикладн. бот., ген. и селекц., т. XVIII, вып. 5, 1928. — [3] Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. 1945. — [4] Святский Д. О. Движение снеговой границы в северных склонах Заилийского Алатау в 1935—1938 гг. Изв. Гос. Географ. общ., 1939, № 5.

Ю. Н. ПОПОВ

ЛЕДНИКИ ГОРНОГО МАССИВА БУОРДАХ

Впервые сведения о ледниках в районе верхнего течения р. Момы доставил геолог И. Е. Исаков в 1940 г. При посещении массива Буордах, расположенного в районе левых притоков Момы между Тирехтяхом и Буордахом, Исаков наблюдал концы ледниковых языков как на юго-западном, так и на северо-восточном склонах массива. Неблагоприятная погода и альпийский рельеф, недоступность склонов кряжа без специального снаряжения помешали Исакову исследовать открытый ледниковый район. Он ограничился наблюдениями конца ледника в правой вершине Люнкидэ (по каталогу №№ 37 и 36), издалека наблюдал ледники в вершинах рек Кюрэтэр и Чачагырас и принужден был этим ограничиться. Ему не удалось также оценить размеры этих ледников.

В 1947 г. Л. Л. Берман на втором Всесоюзном Географическом съезде сообщил о ледниках в бассейне Индигирки и в статье, опубликованной в том же году, дал предварительные морфометрические сведения о ледниках, климатическую характеристику района и каталог ледников [1].

Предварительный характер сведений, имевшихся в распоряжении Л. Л. Бермана, обусловил ряд неточностей, относящихся главным образом к вычислению площади оледенения. Так, для Буордахского массива общая площадь оледенения оценивается им в 205 км², общее число ледников и снежников 69.

При более детальном изучении картографического материала установлено, что площадь оледенения Буордахского массива не превосходит 93 км².

В каталоге ледников, составленном Л. Л. Берманом, принята общая порядковая нумерация ледников всех трех типов: суантархатахского, буордахского и иньяли-мюрелинского. Огромные расстояния между этими районами, однако, не оправдывают такой объединенной нумерации.

Буордахский ледниковый район отстоит от Суантарского на 500 км к северо-востоку и расположен в другом горном хребте (в системе хр. Черского).

Все это оправдывает самостоятельную нумерацию для ледников Буордахского района, предложенную в настоящей работе.

Заголовок каталога у Л. Л. Бермана может ввести в заблуждение: ледники Буордахского массива расположены не в верховьях Индигирки, а в верховьях Момы.

Сильно рассеченный высокогорный рельеф заполярного массива создает, повидимому, весьма величественный пейзаж, но в пасмурную

и дождливую погоду суровый ландшафт становится еще более неприветливым.

В августе, который часто также изобилует осадками, случаются, однако, и безоблачные дни, и тогда Буордахский массив можно свободно наблюдать и фотографировать со всеми его пиками и расположенными на них ледниками.

На основании материалов такого рода наблюдений представляется возможным составить подробный каталог всех ледников Буордахского массива и дать предварительную их характеристику в отношении размеров ледников, величины языков и фирновых полей, характера ледников и их ледникового коэффициента. Но имеющийся материал не дает сведений о мощности льда, скорости движения и абляции буордахских ледников.

Орография района Буордахского массива

Буордахский массив является северной оконечностью цепи Улахан-чистай, некогда выделенной И. Д. Черским [2], и представляет собой высокое горное сооружение, вытянутое в северо-западном направлении от истоков р. Тирехтяха, левого притока Момы, почти до впадения р. Люнкидэ в р. Буордах.

Таким образом, Буордахский массив простирается на 65 км в длину, достигая в наибольшем поперечнике 25 км. Площадь массива достигает 1400 км² (см. схему).

В геологическом отношении Буордахский массив — это гипабиссальное тело, состоящее из кварцевых порфиров, внедрившихся в постюрское время по зоне разломов северо-западного направления.

Твердые, трудно поддающиеся выветриванию порфиновые породы слагают высокие пики и гребни массива.

На склонах этих пиков и в ущельях располагаются самые крупные ледники Буордахского массива.

Относительная высота гребней и пиков Буордахского массива над Момской депрессией достигает 2500 м.

Орографические границы Буордахского горного массива таковы: на востоке и северо-востоке обширная Момская депрессия, на севере Момское плато, на юге и юго-востоке сквозная долина рек Тирехтяха и Эрикита, с запада естественной границей массива служит троговая долина р. Буордаха.

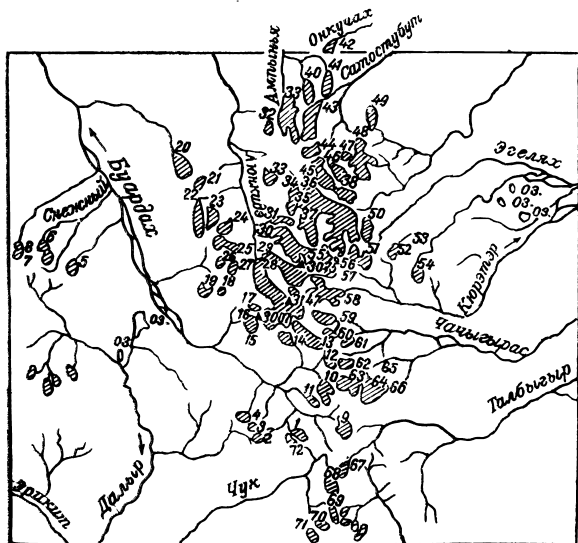


Схема расположения ледников Буордахского массива.

Момская депрессия. Момская депрессия, или впадина, представляет собой широко разработанную продольную синклинальную долину. Выше впадения р. Тарын-юряха долина Момы значительно расширяется на протяжении около 100 км до устья р. Илинь-таса и достигает 40 км в наиболее широком месте против устья р. Арга-тарыннаха.

Расширение долины Момы настолько значительно, что в нем вмещаются три параллельно текущие реки: Мома, Тирехтях и Арга-тарыннах.

Река Тирехтях, по выходе из горного ущелья, течет не по кратчайшему направлению к Мома, а вдоль Момы на протяжении до 60 км. Еще ближе к западной окраине Момской депрессии протекает р. Арга-тарыннах. Течение ее параллельно Тирехтяху. Между всеми этими тремя параллельно текущими реками имеются соединительные сухие рукава, по которым происходит сток в половодье.

В генезисе Момской депрессии И. Е. Исаков отводит главную роль дизъюнктивным дислокациям, которые в форме сбросов северо-восточного направления пересекают долину в этом месте.

Своеобразное распределение гидросети в Момской депрессии, повидимому, обусловлено аккумулятивной деятельностью подледниковых потоков, наложивших сильный отпечаток на современный рельеф депрессии. Долина Момы являлась коллектором флювиогляциальных отложений и представляет собой хорошо выраженную зандровую равнину, сложенную из отдельных ясно индивидуализированных зандровых конусов. Ширина зандрового конуса р. Талбыгыра достигает 15 км в длину и 8 км в поперечнике.

Еще более обширный зандровый конус наблюдается при выходе р. Эгеляха в Момскую депрессию. Большое количество озер, вытянутых в цепочку меридионального простираения, имеет также перигляциальное происхождение. Интересно отметить большое количество крупных наледей в руслах этих трех рек.

Момское плато. Расположено по правобережью Момы между отрогами хребта Улахан-чистай и Буордахским массивом. Характерными чертами этого плато являются приблизительно одинаковые уровни широких водоразделов, мягкость очертаний увалов и сплошное перекрытие всего плато мощными ледниковыми отложениями, преимущественно моренными. Повидимому, на этом плато ледники, сползавшие с северо-восточных склонов Улахан-чистой и с северных склонов Буордахского массива, сливались в обширный ледник предгорья, типа Маляспина. Плато имеет слабый наклон на северо-запад, сложено оно верхнеюрской толщей песчаников и сланцев с *Aucella*.

Сквозная долина рек Эрикита и Тирехтяха. Сквозная долина, занятая руслами рек Эрикита, левого притока Момы, и Букчана, левого притока Тирехтяха, являясь границей цепи Улахан-чистай, не отчленяет Буордахский массив по существу от Улахан-чистой, гребни и отроги которого в этом районе незаметно сливаются и переходят в отроги Буордахского массива.

Долина реки Буордах. Более четко Буордахский горный массив отчленяется от Улахан-чистой на западе. Долина р. Буордах, достигая 2 км ширины, четко отграничивает массив от продолжения Улахан-чистой в северо-западном направлении.

Верхняя часть долины представляет хорошо выраженный трог. Ниже устья левого притока Сюрюга-юряха Буордах выходит в пределы Момского плато, и его долина расширяется до 6 км, но выше

устья Ампыньи снова суживается. Течение р. Буордаха неуклонно поворачивает вправо, как-бы по часовой стрелке, в результате чего Буордах дугообразно опоясывает отроги Буордахского массива с юго-запада, запада, северо-запада и севера.

Климатические условия

Описываемый район отличается резко континентальным климатом с ничтожным количеством осадков. Из наблюдений за 1939—1946 гг. установлено, что среднее годовое количество осадков нигде в этом районе не превышает 266 мм.

Максимум осадков приходится на летние месяцы (июнь, июль, август), выпадают они в виде дождей, хотя, возможно, в высоких местах августовские осадки выпадают и в форме снега, который уже не стает. В течение 9 остальных месяцев все осадки твердые и аккумулируются в фирновых мульдах.

Жидких осадков лишь немного больше, чем твердых для Момы и Зырянки, а для Буордахского массива, несомненно, количество твердых осадков более общего количества жидких, так как все осадки с конца августа выпадают в форме снега. Как мне удалось наблюдать в 1945 г., снег, выпавший в цепи Аргатас в конце августа, на склонах гор уже не растаял.

Абляция ледников. Абляция льда в Буордахском ледниковом районе зависит от следующих факторов.

Интенсивное таяние льда возможно только в июле и начале августа. 20—25 августа фактически таяние льда прекращается. Следовательно, период абляции длится от 55 до 70 дней. Усиление ветров в теплые месяцы и сильные летние дожди ускоряют абляцию льда. Но значительная летняя облачность в некоторой мере ослабляет процесс абляции, парализуя прямую солнечную радиацию.

О последней дает представление исчезновение ледников и снежников в карах, обращенных на юг. Очень часто наблюдается, что в одном и том же каре на склоне северной экспозиции снежник еще сохранился, в то время как склоны южной экспозиции совершенно очистились от фирна (например снежники №№ 9, 44 и др. на схеме). В долине р. Правой Люнкидэ в карах на склонах, обращенных на север, расположены ледники №№ 33 и 34. На правом берегу этой же реки в карах, обращенных на юг, ледники стояли.

О силе прямой солнечной радиации, продолжительность которой в период белых ночей достигает 20 часов в сутки, говорит также экспозиция ледников и снежников. На склонах Буордахского массива 63 ледника и снежника (т. е. 78% всех ледников) расположены на склонах цирков и в цирках, обращенных на север (в румбах СЗ—СВ), 7 ледников и снежников расположены на склонах, обращенных на юг (между румбами ЮЗ—ЮВ), 6 ледников имеют восточную экспозицию и 3 ледника — западную. Таянию ледников на южных склонах гор способствует также сдувание с них снега зимними юго-западными ветрами.

Интенсивное стайвание льда на высотах ниже 2000—2200 м обуславливается высокой средней летней температурой.

В то же время количество твердых осадков в районе Буордахского массива вряд ли превосходит 50—55% общей суммы годовых осадков.

Аккумуляция фирна. В аккумуляции фирна принимают участие твердые осадки, выпадающие в осенне-зимние и весенние месяцы. Сумма их для района Момы — Зырянки колеблется от 100 до 130 мм в год в среднем. Возможно, что на горных высотах годовое количество твердых осадков возрастает, но не представляется возможным определить размеры этого увеличения.

Глубокие долины, окруженные высокими горами с весьма крутыми склонами, получают, повидимому, дополнительный снежный материал в форме лавин. Некоторые снежники, расположенные на высоких крутых склонах вблизи ледников, играют роль особых лавинопитателей (например снежник № 38 в отношении ледника № 37). Этот источник питания должен быть весьма значительным.

Высота снеговой линии в Буордахском массиве колеблется от 2200 до 2300 м над у. м. Языки больших ледников спускаются до высоты 1600 м над у. м.

Таким образом, зона интенсивной абляции, располагаясь между горизонталями 2300—1600 м, измеряется по вертикали в 700 м. Зона аккумуляции от 2300 м по вертикали равна 800 м с лишним. Такое взаимоотношение зон аккумуляции и интенсивной абляции, повидимому, указывает на условия, способствующие весьма замедленному стаиванию ледников, возможно даже их стабильному состоянию. Только исключительно замедленному процессу абляции буордахские ледники обязаны своим существованием в условиях резко-континентального климата. Повидимому, всякое незначительное увеличение твердых осадков способствует оживлению ледников. Но даже если это подолгу не происходит, процесс абляции идет в весьма замедленных темпах. Получается своеобразная консервация ледников в летний период, позволяющая сбалансировать прихода-расходные статьи снегонакопления и абляции. В геологическом аспекте это выразилось в затянувшейся со времен вюрма редукции огромных долинных ледников Буордахского массива. Четко выраженный троговый характер долин рек Буордаха, Люнкидэ и Эрикита, прослеживаемый на десятки километров, является ярким свидетельством такого медленного отступления некогда мощных ледников. Холодный континентальный климат, установившийся на северо-востоке Азии, с одной стороны, лишил ледники источников питания, но, с другой стороны, весьма замедлил абляцию. Благодаря холодному климату Восточной Сибири, остатки ледников еще надолго будут сохранены на высотах Буордахского массива, подобно тому, как сохранилась донныне вечная мерзлота с замороженными в ней трупами плейстоценовых мамонтов и шерстистых носорогов.

Ледники Буордахского массива

Прилагаемая схема (стр. 42) дает план ледников и их распределение по бассейнам рек, образовавшихся из подледниковых потоков. Порядковые номера, присвоенные ледникам, проставлены у конца ледниковых языков справа по течению, только в очень редких случаях номер ледника поставлен налево от языка.

Общее число ледников и снежников достигает 80. Долинных ледников I разряда всего 19, висячих и каровых ледников (ледников II разряда) — 21, остальные — снежники без языков.

Площади оледенения приведены в табл. 1.

Ледники по бассейнам рек распределяются следующим образом.

Ледники в бассейне реки Буордах. К вершинам рек и горных потоков системы р. Буордах, левого притока Момы, приурочен 41 ледник и снежник, из которых ледников I разряда 9, ледников II разряда 14 и снежников 18.

Таблица 1

Типы ледников	Количество ледников	Общая площадь (в км ²)
Долинные ледники I разряда	19	56.95
Висячие ледники II разряда	21	17.80
Снежники	32	18.10
Всего	72	92.85

В вершине левых притоков р. Буордах имеется 8 снежников. В вершине правых притоков Буордах 1 ледник I разряда, 7 — II разряда и 4 снежника.

В бассейне правого большого притока Буордах — р. Люнкидэ имеется 18 ледников и снежников: 7 ледников долинных, самых крупных вообще для всего северо-востока Азии, 5 висячих и 6 снежников.

В бассейне Правой Ампыни, правого притока Буордах, имеется 3 ледника (из них 1 долинный). В бассейне р. Онкучака, правого притока Момы, расположен 1 ледник.

Ледники в бассейне р. Тирехтяха, левого притока Момы. Общее число ледников и снежников 25 (долинных 10, висячих 6 и снежников 9). Из них: в вершине Сатостубута, левого притока Тирехтяха, 7 ледников (4 долинных, 1 висячий и 2 снежника); в вершине Балаганнаха 1 висячий ледник; в бассейне Эгеляха, левого притока р. Арга-тарыннах, 1 долинный ледник; в бассейне Восточного Эгеляха 1 снежник и 2 висячих ледника; в бассейне р. Кюрэтера 2 ледника и 2 снежника; в бассейне Чачигыраса 9 ледников (4 долинных, 1 висячий и 4 снежника); в бассейне Джапкычана, левого притока Тирехтяха, 1 снежник.

Ледники в бассейне р. Эрикит. В бассейне р. Эрикит, левого притока Момы, расположено 8 снежников и 1 ледник, из них в бассейне р. Чук 4 снежника и 1 висячий ледник и в бассейне Далыра, правого притока Эрикита, 4 снежника, но возможно, что это пятна нерастаявшего снега, только что выпавшего.

В каталоге ледников и снежников (см. Приложение, стр. 57) приведена порядковая нумерация всех ледников и снежников Буордахского массива с указанием для каждого из них бассейна, типа ледника, его экспозиции, общей площади, максимальной длины и абсолютной отметки расположения ледника или снежника. В приведенных таблицах 2, 3 и 4 суммированы сведения о длине и площадях ледников и снежников по морфологическим их типам.

Краткое описание ледников и снежников

Левобережные ледники и снежники Буордах немногочисленны и незначительны по размерам. Их всего 8, из которых 4 расположены в вершине Буордах и 4 в истоках его левых притоков, стекающих с Право-Эрикитского гранитного массива.

Верховье Буордах врезано весьма глубоко в порфиновые породы Буордахского массива на всем протяжении от истоков до впадения левобережного потока № 4 с соответствующим ледником.

Таблица 2
Долинные ледники I разряда

№№ п/п.	№№ по каталогу	Названия ледников	Площадь (км ²)	Общая длина (км)	Язык		Мульда		F	Z	K
					длина (км)	ширина (км)	длина (км)	ширина максимальной (км)			
1	20	«Ветвистый»	1.25	2.2	0.9	0.5	1.3	0.9	0.9	0.35	2.6
2	22	Ущельный Лево-Люнкидинский	1.45	2.5	0.9	0.4	1.6	0.7	1.1	0.35	3.1
3	28	Ледник акад. { Большой	8.25	8.5	4.0	0.8	4.5	3.5	5.25	3.00	1.75
4	29	В. А. Обручева { Малый	3.25	6.0	2.5	0.7	3.5	1.7	2.55	0.7	3.64
		Всего по ледникам №№ 28 и 29	11.5	—	—	—	—	—	7.80	3.7	2.1
5	30	Ледник М. Ломоносова	5.0	5.5	2.0	0.55	4.0	1.0	3.87	1.25	3.3
6	34	Ледник Ивана Реброва	1.4	2.6	1.2	0.5	1.4	0.75	0.85	0.55	1.54
7	36	Люнкидинский { Большой	8.1	8.0	3.35	0.7	4.65	2.5	5.3	2.8	1.9
8	37	{ Малый	3.5	—	3.1	0.6	2.7	0.95	2.4	1.1	2.2
		Всего по №№ 36 и 37	11.6	—	—	—	—	—	7.7	3.9	2.0
9	39	Ледник Э. В. Толля	3.25	4.2	2.5	0.6	1.7	1.3	2.2	1.05	2.1
10	43	Ледник акад. С. Смирнова	2.4	3.5	1.5	0.45	2.0	0.95	1.6	0.8	2
11	45	Двойной Сато- { левый	2.6	3.5	1.4	0.6	2.1	1.1	1.9	0.7	2.7
12	46	стубут { правый	2.0	3.2	1.2	0.5	2.0	1.0	1.6	0.4	4
		Всего по №№ 45 и 46	4.6	—	—	—	—	—	3.5	1.1	3.2
13	48	Ледник Михаила Стадухина	3.8	4.0	1.9	0.8	2.1	1.3	2.9	0.9	3.2
14	51	Спиральный Эгеляхский	2.3	3.0	1.5	0.6	1.5	0.75	1.7	0.6	2.9
15	58	Двойной Право-Кюрэтэровский	3.5	4.2	2.2	0.6	2.0	1.1	2.2	1.3	1.7
16	59	Ледник Владимира Атласова	1.3	2.5	1.1	0.4	1.4	0.9	0.85	0.45	2.0
17	63	Ледник { Западный	1.6	3.0	1.0	0.9	2.0	—	1.2	0.4	3
18	64	И. Е. Исакова { Восточный	0.8	2.4	0.9	—	1.5	—	0.5	0.3	1.7
		Всего по №№ 63 и 64	2.4	—	—	—	—	—	1.7	0.7	2.4
19	66	Ледник Чачигырас Восточный	1.2	2.7	1.0	0.45	1.7	0.8	0.75	0.45	1.7
Общая площадь оледенения			56.95	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 3
Ледники II разряда (висячие)

№№ п/п.	№№ по каталогу	Названия ледников	Площадь (км ²)	Длина (км)
1	10	Восточный Право-Буордахский	1.5	2.3
2	11	Безымянный Право-Буордахский	0.8	1.5
3	12	Малый Право-Буордахский	0.8	1.2
4	13	Большой Право-Буордахский	1.3	2.5
5	15	Двойной Право-Буордахский { правый	1.5	1.2
6	16			
7	17	Западный Право-Буордахский	1.0	2.2
8	23	Лево-Люнкидинский	0.65	1.5
9	25	Ледник И. И. Галченко	1.0	2.0
10	31	Ледопадный Лево-Люнкидинский	0.6	1.2

Табл. 3 (продолжение)

№№ п/п.	№№ по ката- логу	Названия ледников	Площадь (км ²)	Длина (км)
11	33	Право-Люнкидинский	0.4	1.2
12	35	Сепаратный	0.6	1.5
13	40	Ущельный Право-Ампынский	1.0	2.0
14	41	Восточный Право-Ампынский	0.8	1.0
15	49	Восточный Сатостубут	0.9	1.65
16	50	Балагынахский	0.8	2.0
17	52	Лево-Эгеляхский	0.4	1.0
18	54	Восточно-Эгеляхский	0.3	0.9
19	57	Лево-Кюрэтэрский	1.65	2.0
20	61	Правый Чачигырас	0.8	1.4
21	68	Чук Вершинный	1.0	2.0
Общая площадь оледенения . . .			17.8	—

Т а б л и ц а 4

Снежники

№№ п/п.	№№ по ката- логу	Названия снежников	Площадь (км ²)	Длина (км)
1	1	Вершинный Лево-Буордахский	0.2	0.8
2	2	Южный Лево-Буордахский	0.5	1.0
3	3	Южный Лево-Буордахский	0.4	0.8
4	4	Южный Лево-Буордахский	0.5	0.7
5	5	Западный Лево-Буордахский	0.7	0.8
6	6	Снежный	0.7	0.7
7 и 8	7 и 8	Двойной Лево-Буордахский	0.8	—
9	9	Источный Буордахский	1.0	1.5
10	14	Высокий Право-Буордахский	0.8	1.2
11	18	Малый Право-Буордахский	0.2	0.7
12	19	Большой Право-Буордахский	0.4	1.0
13	21	Лево-Люнкидинский	0.4	1.0
14	24	Большой Лево-Люнкидинский	1.2	1.7
15	26	Высокий Лево-Люнкидинский	0.3	0.8
16	27	Южный Лево-Люнкидинский	0.7	1.5
17	32	Северо-восточный Люнкидинский	0.6	0.95
18	38	Право-Люнкидинский лавинопитатель	1.2	0.9
19	42	Онкучахский	0.9	2.0
20	44	Лево-Сатостубутский	1.2	1.6
21	47	Право-Сатостубутский	0.2	0.6
22	53	Эгеляхский	0.2	0.7
23	55	Кюрэтэрский	0.6	0.8
24	56	Малый Кюрэтэрский	0.2	0.6
25	60	Двойной Чачигырас	1.7	—
26	62	Чачигырасский	0.7	1.4
27	65	Право-Чачигырасский	0.3	0.8
28	67	Вершинный Джапкычан	0.3	0.7
29	69	Большой Лево-Чукский	0.6	1.5
30	70	Малый Лево-Чукский	0.3	0.5
31	71	Чукский	0.4	0.7
32	72	Право-Чукский	0.3	0.8
Общая площадь оледенения . . .			18.10	—

Троговая форма долины сохраняется до впадения левого притока Суряга, т. е. на протяжении до 40 км.

№ 1. Вершинный Лево-Буордахский снежник. Расположен на северо-западном склоне водораздельной гряды с р. Чук. Площадь его не превышает 0.2 км².

№ 2. Южный Лево-Буордахский снежник. До 0.5 км² площадью. Залегает в остатках некогда большого цирка. Горный поток, питающийся снежником, усиленно размывает дно древнего трога.

№ 3. Южный Лево-Буордахский снежник. Каровый, с площадью 0.4 км². Слева у его устья и выше видно обнаженное дно кара с глубокими рывтинами и гребнями. Ниже дно всего древнего цирка размыто и переуглублено потоком.

№ 4. Южный Лево-Буордахский ледник. Это снежник, расположенный в цирке, дно которого частично обнажено и изрезано глубокими рывтинами, имеющими направление, параллельное древнему движению льда. Снежник лежит на высоком пьедестале, поднимающемся уступом около 100 м (?) над нижней частью долины. Этот выступ является резкой границей между проявлением деятельности льда и водного потока. Ниже уступа, который служит базисом ледниковой эрозии, располагается переуглубленное горным потоком дно древнего трога. Площадь снежника не превышает 0.5 км².

На этом же водоразделе, где расположены снежники №№ 2 и 3, но на склоне, обращенном в долину р. Эрикита, имеется, повидимому, также небольшой снежник площадью до 0.2 км².

Весьма интересно, что это пятно снега сохранилось на стенке древнего кара, обращенной на север. На стенке же этого кара, обращенной к югу, снега уже нет.

Пятно снега имеется также на склонах горы северной экспозиции, к западу от снежника № 4. Можно предположить, что это свежесвыпавший снег, еще не успевший растаять или не растаивающий.

№ 5. Западный Лево-Буордахский снежник, расположенный на склоне кара, обращенном на север. Площадь его 0.7 км².

№ 6. «Снежный». Снежник в левой вершине левого притока Буордах ручья Снежного. Расположен на обращенном на север склоне древнего цирка. Площадь 0.7 км².

№ 7—8. Двойной Лево-Буордахский. Два снежника, находящихся на обращенной на север стенке древнего цирка. Цирк приурочен к вершине ручья, впадающего в Буордах слева, в 3 км ниже ручья Снежного. Площадь снежника 0.8 км².

Далее описываются ледники и снежники, расположенные в вершинах правых притоков р. Буордах, на участке от его истоков до устья ручья Ветвистого.

Снежник № 9. — «Истоковый Буордахский» — расположен в вершине правого истока р. Буордах, в глубоком цирке, преимущественно на его северном и северо-западном склонах. Это, без сомнения, остаток некогда большого ледника, у которого редуцирован язык и большая часть области накопления. Площадь снежника до 1 км².

№ 10. Право-Буордахский Восточный ледник. Висячий ледник, получающий питание из 2 больших снежников общей площадью до 1.5 км². Оба снежника расположены в большом общем цирке. Язык сильно редуцирован, морена промыта потоком, но не уничтожена. Конец ледника отстоит от морены на расстояние до 200—250 м.

№ 11. Безымянный Право-Буордахский висячий ледничок, площадь которого не превышает 0.8 км². Правые боковые и конечные морены хорошо сохранились. Небольшой язык ледника отступил от конечной морены на 25—30 м.

№ 12. Право-Буордахский Малый висячий ледник, расположенный на склонах кара, обращенных на северо-запад. Площадь ледника 0.8 км². Язык сильно редуцирован и отступил от конечно-моренного мощного вала на расстояние до 200 м. Справа сохранилась боковая морена.

№ 13. Большой Право-Буордахский висячий ледник. Площадь до 1.3 км², общая длина до 2.5 км. Питается из двух цирков, расположенных в два этажа друг над другом. Сохранились остатки конечной морены. Язык сильно редуцирован, боковые морены не наблюдаются.

№ 14. Высокий Право-Буордахский снежник. Площадь до 0.8 км². Расположен на склонах цирка, обращенных на юго-восток. На дне кара, за его порогом, образовалось озеро.

Висячая долина, в которой соединяются потоки снежников и ледников №№ 10, 12, 13 и 14, совершенно очистилась ото льда, причем ледник № 13 отступил скорее, чем ледник № 12. В устье висячей общей долины от всех этих ледников сохранились остатки размытой конечной морены и береговые морены.

Между ледниками №№ 12 и 13 имеется небольшой снежник на западном склоне, площадь которого не превышает 0.3 км².

№№ 15 и 16. Право-Буордахский Двойной котловинный ледник. В обширном цирке, расположенном на западных склонах высокого пика (3007 м над у. м.), имеются 2 небольших ледника, которые в процессе абляции изолировались друг от друга.

Ледник № 15 висит на стене цирка, обращенной к северу, а ледник № 16 на стене, обращенной на запад. Ныне оба ледника отделены друг от друга своими боковыми моренами, некогда образовывавшими одну срединную морену. Правая боковая морена ледника № 15 сильно развита и плавно переходит в конечную. Конец языка «провалился» и кажется окруженным очень высокой боковой мореной. Суммарная площадь обоих ледников до 1.5 км².

№ 17. Право-Буордахский Западный ледник, висячий на обращенном на северо-запад склоне цирка. Общая длина до 2.1 км, площадь до 0.9 км². Язык узкий—0.3 км ширины, но сравнительно большой—до 1 км длины. Хорошо выражены боковые и конечные морены. Повидимому, ледник активный, не отступает от конечной морены.

№ 18. Право-Буордахский Малый снежник площадью до 0.2 км².

№ 19. Право-Буордахский Большой снежник площадью 0.4 км².

№ 20. Ледник «Ветвистый». Долинный ледник до 2.2 км протяжением, с площадью 1.25 км.² Хорошо сохранилась конечная морена, от которой конец языка отступил на 75—100 м.

В вершине р. Люнкидэ сосредоточены самые крупные ледники как Буордахского массива, так и всего северо-востока Азии. Наибольший по площади ледник № 28—Большой Лево-Люнкидинский и наибольший по длине № 36—Большой Право-Люнкидинский, сползают в долину Люнкидэ, в правую и левую ее вершины.

№ 21. Лево-Люнкидинский снежник. Остатки редуцированного фирнового бассейна, площадью до 0.4 км². Снег заметно стаивает, и обнажается неровное дно кара. Водный поток усиленно размывает ложе долины ниже уступа, на котором расположен снежник. Повидимому, этот уступ отмечает границу снеговой линии. Приближенная высота уступа — 2000 м над у. м.

№ 22. Лево-Люнкидинский ледник. Долинный ледник I разряда до 1.5 км длины, площадью 0.9 км². Хорошо выражены левые боковые и конечные морены. Язык, длиной до 1 км, производит впечатление «провалившегося» по отношению к высоким моренам.

№ 23. Лево-Люнкидинский висячий ледник. Площадь до 0.65 км², протяжение до 1.5 км. Конечная морена хорошо сохранилась. Ледник висит на северном склоне узкого кара.

№ 24. Лево-Люнкидинский Большой снежник. Длина до 1.7 км и площадь 1.2 км². Дно кара частично обнажено: хорошо выражен в рельефе уступ на высоте снеговой границы.

№ 25. Лево-Люнкидинский ледник И. И. Галченко. Ледник II разряда, висячий. Конечная морена плохо сохранилась. Хорошо выражена левая боковая морена. Площадь ледника до 1 км², при длине до 2 км.

№ 26. Лево-Люнкидинский высокий снежник. Расположен на высоком склоне цирка, обращенном на восток. В настоящее время, повидимому, служит лавинопитателем для нижерасположенного редуцированного фирнового поля № 27. Площадь его 0.3 км².

№ 27. Лево-Люнкидинский южный снежник. Сильно редуцированное, повидимому, истошающееся фирновое поле площадью 0.7 км² и длиной до 1.5 км. Хорошо выражен уступ, расположенный на высоте около 2000 м над у. м.

Двойной ледник акад. В. А. Обручева. Слагается из ледников №№ 28 и 29.

№ 28. Большой Лево-Люнкидинский долинный ледник. Вместе с питающим его цирком, в который входят 4 больших кара, занимает левое ущелье долины р. Люнкиде, сползая с южного и юго-западного склонов высочайшей вершины Буордахского массива. Площадь ледника 8.25 км², максимальная длина — 8.5 км. Длина языка около 4 км, при ширине около 700 м вблизи снеговой границы.

Ширина аккумулирующего цирка достигает 3.5 км. Боковая морена справа хорошо выражена и переходит в срединную морену после слияния с языком ледника № 29. Левая боковая морена выражена лишь на протяжении 2 км выше конца ледника.

Самый конец ледника разъединен водным потоком на 2 резко обособленных участка в форме узких полос, перегруженных мореным материалом. Срединная морена далеко выступает за конец ледника. Помимо того, конец ледника производит впечатление «осевшего» по отношению к очень высокой срединной морене. Все это говорит о том, что конец ледника представляет «мертвый» лед, погребенный под обломками своей морены.

Отметка конца языка — около 1700 м, высота снеговой границы — 2300 м над у. м.

№ 29. Малый Лево-Люнкидинский ледник. Сползает с северо-западных склонов вершины 3147 м. Площадь ледника 3.25 км², при общей длине в 6 км и длине ледникового языка в 2.5 км. Ширина языка у снеговой границы до 700 м, а после слияния с ледником

№ 28 не более 300 м. Если считать длину ледника до слияния с № 28, то она около 5 км. Ледник питается снежником, занимающим 3 кара.

Особенностью в строении ледника является сквозная долина с долиной левого Кюрэтэра, занятая также ледником № 57. Таким образом, ледники №№ 29 и 57 питаются из общего фирнового бассейна и являются переметными.

Хорошо выражена правая боковая морена, обрамляющая не только язык, но и фирновое поле. Помимо того имеется справа береговая морена. Левая боковая морена, после слияния с ледником № 29, превращается в срединную. Кроме срединной морены есть также самостоятельная боковая морена у самого конца языка, что указывает на продолжающийся процесс сокращения этого ледника.

Сокращение ледника в настоящее время настолько значительно, что он фактически отделился от ледника № 28, почему и описывается в каталоге отдельно.

№ 30. Ледник М. Ломоносова. Большой долинный ледник до 5.5 км в длину. Фирновая мульда состоит из 3 каров. Площадь всего ледника около 5 км².

Хорошо выражены обе боковые и 2 срединные морены. Справа имеется высокая береговая морена, далеко выдающаяся за конец ледника вниз по долине. Конечная морена размыта.

№ 31. «Ледопадный» — Лео-Людкидинский висячий ледник. Площадь до 0.6 км². Язык ледника весьма круто падает вниз в нижерасположенный цирк, где некогда был также лед, но в настоящее время наблюдаются лишь обнаженные гребни дна цирка. Сохранились остатки боковой правой морены.

№ 32. Людкидинский Северо-восточный снежник. Расположен в вершине небольшого правого притока Людкидэ, впадающего в нее 3 км ниже устья правой вершины Людкидэ. Площадь снежника 0.6 км². Интересны своеобразные поперечные гребни или уступы, отделяющие ледник от долины потока. Повидимому, это скульптурные образования на дне цирка, а не аккумулятивные, т. е. не остатки морен.

Долина реки Лево-Людкидэ от самых ледников и до впадения в Буордах представляет хорошо выраженный трог с плечами на высоте до 200 м над теперешним тальвегом.

№ 33. Право-Людкидинский висячий ледник. Расположен в глубоком каре, на склоне, обращенном на северо-северо-запад. Площадь ледника 0.4 км², общая длина 1.2 км, длина языка 0.4 км. Хорошо выражены обе боковые морены, превратившиеся в береговые. Конец языка спускается до высоты 1650 м над у. м.

№ 34. Ледник Ивана Реброва. Сползает в долину левого притока Правой Людкидэ. Общая площадь 1.4 км², общая длина 2.6 км. Длина языка 1.2 км. Имеется ледопад посредине языка. Выражены обе боковые морены.

Ледник № 35. Расположен в цирке на левом склоне долины р. Правой Людкидэ. Повидимому, еще очень недавно он был притоком большого сложного ледника № 36. Но сейчас ледник сильно редуцирован. Язык его сполз в долину Правой Людкидэ, но не слился с мощным языком ледника № 37, а образовал четко выраженную береговую морену и отделился ею от ледяной массы долинного ледника. Левая боковая морена также выражена, но сильно размыта вблизи языка. Площадь ледника 0.6 км², общая длина 1.5 км.

Двойной ледник Люнкидинский (Большой Право-Люнкидинский) состоит из ледников №№ 36 и 37.

№ 36. Большой сложный ледник. Не так давно он еще сливался с ледником № 37 и имел мощный язык. Но в настоящее время срединная морена, образовавшаяся от слияния языков, превратилась в береговую морену, которая полностью разделяет оба языка в их самостоятельных ложах, совмещенных, однако, в контуре одной общей долины реки Правой Люнкидэ.

Общая длина ледника достигает 8 км, общая площадь 8.1 км². Длина языка 3.35 км, а площадь 2.8 км². Площадь фирновой мульды 5.3 км². Ледниковый коэффициент K при таких условиях равен

$$K = \frac{5.3}{2.8} = 1.9$$

Около 5 каровых ниш аккумулируют фирновый материал для общей фирновой мульды. 3 верхних кара соединяются в верхнем цирке, а 2 нижних входят в состав нижнего цирка. Оба цирка соединяются, причем в месте соединения образуется ледопад.

Хорошо выражена правая боковая морена и 2 срединных. Высокая и мощная срединная морена между языками ледников №№ 36 и 37 превратилась в береговую, и ее конец продолжается в долине Люнкидэ, выступая за концы языков до 150 м. Конец ледника перегружен моренным материалом и, возможно, представляет мертвый лед.

№ 37. Малый Право-Люнкидинский долинный ледник. Общая длина ледника с цирком 5.5 км, общая площадь 3.5 км². Фирновая мульда объединяет 4 каровых снежника, которые располагаются ярусами друг над другом.

Наблюдаются 2 боковых и 5 срединных морен. Конечная морена выражена слабо.

Если считать ледники №№ 36 и 37 за двойной ледник, то общая площадь обоих языков до снеговой линии будет равна 2.85 км², а площадь фирновой мульды 7.65 км². В таком случае, для обоих ледников общий ледниковый коэффициент выразится:

$$K = \frac{7.65}{2.85} = 2.7.$$

№ 38. Право-Люнкидинский лавинопитатель. В 3 км выше конца языка ледника № 36 с севера расположен висячий цирк с тремя карами, заполненными снегом. Ледниковый язык совершенно редуцировался, и из снежника стекает вниз по крутому склону водный поток. Зимой снежник является без сомнения лавинопитателем ледника № 36. Площадь этого снежника 1.2 км².

В вершине Правой Ампыньи, правого притока Буордах, расположены 3 ледника: №№ 39, 40 и 41. Долина Ампыньи представляет собой трог.

№ 39. Ледник Э. В. Толля. Долинный, общая площадь 3.25 км², общая длина 4.2 км. Длина языка 2 км, ширина у снеговой линии 0.7 км, у конца 0.25 км. Имеет два питающих кара, сливающихся с общим цирком. Хорошо выражены боковые морены и конечная.

Конец ледника далеко отступил от конечной морены.

№ 40. Право-Ампынский ледник ущельного типа. Ледник висит на склоне узкого ущелья, обращенном на северо-северо-запад.

Общая длина ледника 2 км, общая площадь 1 км². Хорошо выражена конечная морена. Ледник производит впечатление активного.

№ 41. Восточный Право-Ампынский висячий ледник. Свисает со склона кара, обращенного на северо-запад. Общая длина до 1 км, площадь 0.8 км². Хорошо сохранилась конечная морена и две боковые, дугообразно переходящие в конечную. Конец ледника отступил от конечной морены примерно на 150 м.

№ 42. Онкучахский снежник (?). Длина около 2 км и площадь 0.9 км².

Река Тирехтях является левым притоком Момы, и в большей части ее русло расположено параллельно течению Момы и Момской депрессии. Бассейн Тирехтях резко асимметричен, так как в Момской впадине у него нет правых притоков.

Река Сатостубут является первым левым нижним притоком Тирехтях. Всего в бассейне Сатостубута 5 ледников и 2 снежника.

№ 43. Ледник акад. С. С. Смирнова. Долинный. Площадь ледника 2.4 км², общая длина 3.5 км. Длина языка 1.4 км. Боковые морены хорошо выражены, конечная морена также имеется, но конец ледника отступил от нее до 200 м.

№ 44. Лево-Сатостубутский снежник. Сохранился на стенке кара, обращенной на северо-восток, в то время как на противоположной стенке склоны кара свободны ото льда. Общая площадь 1.2 км².

№№ 45 и 46. Ледник Двойной Сатостубут. Большой долинный ледник из сливающихся языков двух ледников. В настоящее время сильное стаивание языков привело к полной разобщенности обоих ледников, срединная морена превратилась в береговую. Язык правого ледника значительно уже и короче языка левого ледника.

Левый — это долинный ледник, длиной до 3.5 км и площадью в 2.6 км². Длина его языка 1.4 км при максимальной ширине в 0.6 км. Фирновая мульда состоит из узкого ущелья, ширина которого не превышает 1.1 км, и 3 каров. Хорошо выражены обе боковые морены, из которых правая, после слияния с ледником № 46, превращается в срединную морену. Хорошо выражен ледопад в широкой верхней части языка.

Конец ледника сильно отступает, и срединная морена далеко выдается в долину.

Правый ледник тоже долинный. Длина его 3.2 км, площадь 2.0 км². Длина языка 1.2 км. Язык сильно редуцирован, и его ширина на большей части протяжения ледника не превышает 200 м. Узкий конец языка сильно отжимается ледником № 45 к правому борту долины. Конечная морена размыта.

Общая площадь фирновых бассейнов ледников №№ 45 и 46 равна $1.9 + 1.6 = 3.5$ км², площадь обоих языков $0.7 + 0.4 = 1.1$ км², следовательно ледниковый коэффициент для ледника Двойной Сатостубут равен

$$K = \frac{3.5}{1.1} = 3.1.$$

Ниже ледников долина р. Сатостубут представляет древний трог, переуглубленный водным потоком.

№ 47. Право-Сатостубутский снежник. Расположен в высоком каре на правом склоне долины. Площадь 0.2 км². Экспозиция северо-западная.

№ 48. Ледник Михаила Стадухина. Долинный, альпийского типа, до 4 км длиной, площадью в 3.8 км². Ледниковый коэффициент 3.2.

Имеются обе боковые морены. Конец ледника отступил весьма значительно от конечной морены (до 300 м). Поверхность льда на языке весьма неровная, и посредине его наблюдается большое вздутие с депрессиями выше и ниже ледяного вала. Питание ледника происходит из узкого и длинного цирка ущельного типа с 6 карами на крутых склонах окружающих гребней.

№ 49. «Восточный Сатостубут» — висячий ледник ущельного типа. При длине ледника в 1.65 км площадь его 0.9 км². Хорошо выражены обе боковые морены.

№ 50. Балаганахский висячий ледник. Расположен в правой вершине Балаганаха, притока р. Терехтяха, на склоне кара, обращенном на север. Длина ледника 2 км, площадь 0.8 км². Имеются боковые морены, конечная и обнаженная донная морена в виде нескольких бугров. Ниже последней морены видны несколько ригелей, косо идущих от левого борта к правому.

№ 51. Эгеляхский ледник долинного (?) типа. Расположен в вершине р. Эгеляха, левого притока р. Арга-тарыннаха. Имеет своеобразную сигмоидальную форму или форму подковы, что обусловлено формой долины. Изогнутая форма цирка вызывает несимметричность питания ледника — питающий бассейн располагается справа от языка. В силу этих же причин ледник имеет только левую боковую морену. Площадь ледника 2.3 км², длина до 3 км. Язык, повидимому, сильно редуцирован.

В вершине Восточного Эгеляха имеется 2 каровых ледника и один снежник.

№ 52. Лево-Эгеляхский висячий ледник. Площадь не превышает 0.4 км², длина 1 км. Хорошо выражена береговая морена слева.

№ 53. Эгеляхский снежник. Расположен в обширном каре. Ледниковый язык, повидимому, полностью редуцирован. Хорошо сохранилась конечная морена, расположенная в 250 м ниже конца снежника. Площадь снежника 0.2 км².

№ 54. Восточно-Эгеляхский небольшой висячий ледник. Расположен в обширном каре. Площадь 0.3 км². Конечная морена хорошо выражена. Долина Восточного Эгеляха представляет собой узкий трог, переуглубленный речной эрозией.

В вершине р. Кюрэтэр, левого притока Арга-тарыннаха, расположены 2 ледника и 2 снежника. Ниже ледников долина Кюрэтэра представляет собой трог, переуглубленный речной эрозией.

№ 55. Кюрэтэрский снежник. Занимает западную часть обширного цирка, на дне которого имеются весьма своеобразной формы гребни. Повидимому, они являются порогом кара или цирка, сложенным какой-то твердой породой. Площадь снежника 0.6 км².

№ 56. Малый Кюрэтэрский снежник. Расположен на высоком склоне кара, обращенном на юг. Площадь 0.2 км².

№ 57. Лево-Кюрэтэрский долинный ледник. Сильно редуцирован. Длина до 2 км, площадь 1.65 км². Остатки языка расщеплены на узкие ленты, которые, весьма возможно, сложены мертвым льдом.

Слева имеется высокая береговая морена. Конец ледника сильно отступил от конечной морены. Ниже уступа долина Кюрэтэра сильно переуглублена и имеет V-образную форму.

В правой вершине цирка имеется перевал в фирновую мульдугу ледника № 29, перевал забит снегом. Таким образом, ледники №№ 57 и 29 являются переметными.

№ 58. Право-Кюрэтэровский двойной ледник долинного типа. Общая длина 4.2 км, общая площадь 3.5 км². Длина ледникового языка до 2.2 км, средняя ширина—500 м. Слева в ледник впадает язык карового висячего ледника. Многочисленны кары, питающие фирновую мульдугу ледника № 58. Необычайную длину имеет левая боковая морена, переходящая в срединную—длина ее не менее 2.5 км. Правая—всего лишь около 200—300 м.

В истоках Чачигыраса, левого притока р. Арга-тарыннаха, расположены 5 ледников и 3 снежника.

№ 59. Ледник Владимира Атласова. Долинный, до 2.5 км длины, площадью 1.3 км². Длина языка 1.1 км. Ледниковый коэффициент—2. Слева наблюдаются боковая морена и береговая. Конечная морена образует высокий уступ. Конец языка расщеплен на несколько полос, что, возможно, является выражением начавшегося его отмирания.

№ 60. Двойной Чачигырасский снежник. В большом цирке, подразделявшемся на 3 каровые ниши, сохранились два снежника, заполняющие крайние ниши. Площадь левого снежника (западного) 0.8 км² при длине 1.4 км (№ 60а). Восточный снежник имеет площадь 0.9 км² при длине 1.7 км. Дно цирка сильно переуглублено, имеет вид глубокой чаши, отделенной от русла Чачигыраса высоким ригелем до 150 м высоты.

№ 61. «Правый Чачигырас», висячий ледник II разряда. Длина ледника 1.4 км, площадь 0.8 км². Хорошо выражены обе боковые морены и конечная, от которой конец языка значительно отступил. Ледник находится в стадии сокращения.

№ 62. Снежник Чачигырасский. Представляет собой остатки ледника. Язык, повидимому, совсем редуцирован. Сохранилась конечная морена, далеко отстоящая от фирнового поля. Длина снежника 1.4 км, площадь 0.7 км².

№№ 63 и 64. Ледник им. И. Е. Исакова. Долинный ледник, состоящий из 2 сливающихся котловинных ледников.

Из них западный—котловинный ледник, длина которого достигает 3.0 км, при длине языка 1.0 км. Площадь ледника 1.6 км², ледниковый коэффициент равен 3. Ледник питается из 2 каров и лавинами с крутых склонов котловины. № 64 (восточный)—долинный ледник. Длина его 2.4 км, площадь 0.8 км². Ледниковый коэффициент 1.7. Хорошо выражены обе боковые морены и мощная срединная, далеко выступающая за концы обоих языков. Ледники отступающие.

№ 65. Право-Чачигырасский снежник. Площадь около 0.3 км² и длина 0.8 км.

№ 66. «Восточный Чачигырас», долинный ледник. Длина до 2.7 км, площадь 1.2 км². Ледниковый коэффициент 1.7. Хорошо выражена левая боковая морена и большая конечная. Питается фирном из двух каров.

В левой вершине Джапкычана, левого притока Тирехтяха, имеется 1 небольшой снежник (№ 67) с площадью в 0.3 км². Ниже снежника

долина Джапкычана представляет собой трог. На склонах долины имеется значительное количество каровых ниш, заполненных снегом (возможно недавно выпавшим).

Вершина р. Эриkit, до выхода ее в сквозную долину, называется р. Чук. В бассейне Чука расположены 1 ледник и 3 снежника.

№ 68. «Вершинный Чук», висячий ледник. Площадь до 1.0 км², при общей длине до 2 км. Конечная морена сильно размыта. Язык ледника, повидимому, до 0.7 км длины.

№ 69. Лево-Чукский большой снежник. Площадь до 0.6 км². Расположен в высоком каре.

№ 70. Лево-Чукский малый снежник. Площадь 0.3 км².

№ 71. Чукский снежник. Площадь 0.4 км². На обнаженном дне кара хорошо выражены 3 гребня в форме ригелей, ориентированных поперек кара.

№ 72. Право-Чукский снежник. Сильно редуцированный висячий снежник площадью в 0.3 км².

Долина р. Чук представляет собою трог.

Литература

[1] Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев реки Индигирки (Предварительное сообщение). Вопросы географии. Сб. 4, 1947, стр. 33—56. — [2] Черский И. Д. Предварительный отчет об исследованиях в области рек Колымы, Индигирки и Яны. Прилож. к т. 73 Записок Акад. Наук, — 5, 1893.

Приложение

Каталог ледников Буордахского горного массива

№№ ледников	Название ледника	Тип ледника	Экспозиция	Общая длина (км)	Площадь ледника (км ²)	Высота конца языка (м над у. м.)	Высота снеговой границы (м над у. м.)
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Вершинный Лево-Буордахский .	Снежник	СЗ	0.8	0.2	—	—
2	Южный Лево-Буордахский .	»	СВ	1.0	0.5	—	—
3	Южный Лево-Буордахский . .	»	СВ	0.8	0.4	—	—
4	Южный Лево-Буордахский . .	»	С	0.7	0.5	—	—
5	Западный Лево-Буордахский . .	»	С	0.8	0.7	—	—
6	«Снежный»	»	С	0.7	0.7	—	—
7—8	Двойной Лево-Буордахский .	»	С	—	0.8	—	—
9	Истоковый Буордахский	»	ССЗ	1.5	1.0	—	—
10	Восточный Право-Буордахский .	Висячий	С	2.3	1.5	—	—
11	Безымянный Право-Буордахский	»	СЗ	1.5	0.8	—	—
12	Малый Право-Буордахский . .	»	СЗ	1.2	0.8	—	—
13	Большой Право-Буордахский . .	»	ЮВ	2.5	1.3	—	—
14	Высокий Право-Буордахский .	Снежник	ЮВ	1.3	0.8	—	—
15	Право-Буордахский { левый .	Котловинный	С	1.2	1.0	—	—
16	двойной { правый .	»	З	1.8	0.5	—	—
17	Западный Право-Буордахский .	Висячий	СЗ	2.2	1.0	—	—
18	Право-Буордахский Малый . .	Снежник	С	0.7	0.2	—	—
19	Право-Буордахский Большой .	»	СВ	1.0	0.4	—	—
20	«Ветвистый»	I разряда	СЗ	2.2	1.25	—	—
21	Лево-Люнкидинский	Снежник	СВ	1.0	0.4	—	—
22	«Ущельный» Лево-Люнкидинский	I разряда	С	2.5	1.45	—	—

Приложение (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
23	Лево-Люнкидинский	Висячий	С	1.5	0.65	—	—
24	Большой Лево-Люнкидинский	Снежник	СВ	1.7	1.2	—	—
25	Ледник И. И. Галченко	Висячий	В	2.0	1.0	—	—
26	Высокий Лево-Люнкидинский	Снежник	В	0.8	0.3	—	—
27	Южный Лево-Люнкидинский	»	ВВ	1.5	0.7	—	—
28	Ледник В. А. Обру- { Большой чева	Долинный	С	8.5	8.25	—	2300
29	двойной { Малый .	»	СЗ	6.0	3.25	—	—
30	Ледник М. Ломоносова	»	СЗ	5.5	5.0	1750	2250
31	Лево-Люнкидинский «Ледопад- ный»	Висячий	З	1.2	0.6	—	—
32	Люнкидинский Северо-восточ- ный	Снежник	С	0.95	0.6	—	—
33	Право-Люнкидинский	Висячий	ССЗ	1.2	0.4	1650	—
34	Ледник Ивана Реброва	Долинный	ССВ	2.6	1.4	—	—
35	«Сепаратный»	II разряда	СВ	1.5	0.6	—	—
36	Большой Право-Люнкидинский	Долинный	С	8.0	8.1	1680	2200
37	Малый Право-Люнкидинский	»	СЗ	—	3.5	—	—
38	Право-Люнкидинский лавинопи- татель	Снежник	ЮЗ	0.9	1.2	—	—
39	Ледник Э. В. Толля	Долинный	С	4.2	3.25	—	—
40	Право-Ампынский ущельный	II разряда	ССЗ	2.0	1.0	—	—
41	Восточный Право-Ампынский	Висячий	СЗ	1.0	0.8	—	—
42	Онкучахский	Снежник	С	2.0	0.9	—	—
43	Ледник акад. С. С. Смирнова	Долинный	С	3.5	2.4	—	—
44	Лево-Сатосгубутский	Снежник	СВ	1.6	1.2	—	—
45	Сатосгубут { левый	Долинный	С и СЗ	3.5	2.6	—	—
46	двойной { правый	»	СЗ	3.2	2.0	—	—
47	Право-Сатосгубутский	Снежник	СЗ	0.6	0.2	—	—
48	Ледник Михаила Стадухина	Долинный	С	4.0	3.8	—	—
49	Восточный Сатосгубут	Висячий	С	1.65	0.9	—	—
50	Балаганахский	»	С	2.0	0.8	—	—
51	Эгеляхский	Долинный	ЮВ	3.0	2.3	—	—
52	Лево-Эгеляхский	Каровый	СВ	1.0	0.4	—	—
53	Эгеляхский	Снежник	С	0.7	0.2	—	—
54	Восточно-Эгеляхский	Висячий	С	0.9	0.3	—	—
55	Кюрэтэрский	Снежник	ЮВ	0.8	0.6	—	—
56	Кюрэтэрский малый	»	Ю	0.6	0.2	—	—
57	Лево-Кюрэтэрский	II разряда	В	2.0	1.65	—	—
58	Право-Кюрэтэрский	Двойной Долинный	В	4.2	3.5	—	—
59	Ледник Владимира Атласова	Долинный	В	2.5	1.3	—	—
60	Двойной { а	Снежник	В	1.4	0.8	—	—
61	Чачигырас { б	»	СЗ	1.7	0.9	—	—
62	«Правый Чачигырас»	Висячий	СВ	1.4	0.8	—	—
63	Чачигырасский	Снежник	В	1.4	0.7	—	—
63	Ледник И. Е. Иса- { западный	Долинный	СВ	3.0	1.6	—	—
64	кова двойной { восточный	»	СЗ	2.4	0.8	—	—
65	Право-Чачигырасский	Снежник	СЗ	0.8	0.3	—	—
66	Чачигырас Восточный	Долинный	СВ	2.7	1.2	—	—
67	Вершинный Джапкыча	Снежник	С	0.7	0.3	—	—
68	«Вершинный Чук»	Висячий	СЗ	2.0	1.0	—	—
69	Большой Лево-Чукский	Снежник	СЗ	1.5	0.6	—	—
70	Малый Лево-Чукский	»	З	0.5	0.3	—	—
71	Чукский	»	СЗ	0.7	0.4	—	—
72	Право-Чукский	»	ЮВ	0.8	0.3	—	—

Общая площадь оледенения . . . — — 92.85 — —

В. И. РАЦЕК

ОЛЕДЕНЕНИЕ МАССИВА ПИКА ПОБЕДЫ

(Тяньшанский фокус оледенения)

На ледники восточной части Центрального Тянь-шаня автор впервые попал в 1936 г., будучи участником экспедиции М. Т. Погребецкого. В 1937 и 1938 гг., в составе альпинистской экспедиции А. А. Летавета, ему же удалось посетить ледники Южный Иныльчек и Канджайляу.

В 1939 и 1940 гг. в самостоятельных экспедициях автором были посещены ледники Южный и Северный Иныльчек, Каинды, Мушкетова, Семенова, группа незначительных ледников в верховьях реки Тюз.

В 1943 г. на этих ледниках автор был еще раз и, кроме этого, посетил ледники южной группы горного узла. Таким образом, автором не посещены ледники, лежащие к востоку от хребта Меридионального и к югу за хребтом Кок-шаал-тау. Сведения, дополнительные к своим наблюдениям, которыми автор пользовался при составлении описания, взяты из материалов топографических экспедиций Сеселина, Майсиброда, Рапасова.

Участники топографических экспедиций на Тянь-шань попутно собрали богатейшие оригинальные материалы по гляциологии, рельефу и климату одного из самых недоступных высокогорных районов земного шара.

Во время полевых исследований 1936—1940 гг., а затем 1943 г., накапливались наблюдения, фотографии, схемы. В период 1944—1946 гг. тщательно собирались материалы камеральных работ, которые в 1947 г. получили окончательное завершение в виде предлагаемого читателю очерка о главном фокусе оледенения всего Тянь-шаня.

Очерк ни в коей мере не может считаться полным. Цель его — дать топографическую схему оледенения массива пика Победы в свете последних исследований и дополнить, а в некоторых случаях дать основную характеристику главнейшим ледникам.

Автор приносит благодарность С. А. Шапкину, Э. К. Ахметбекову и А. О. Заборину, способствовавшим выполнению поставленной задачи.

«Если горный узел совпадает с поперечным хребтом, то его высота и направление содействуют особенно мощному оледенению».

С. В. Калесник

Основные этапы исследования ледников района Хан-тенгри—пика Победы

В Средней Азии, где видны цепи гор, внимание всегда привлекают сверкающие на солнце снега и льды горных вершин, особенно четко выделяющиеся на фоне голубого южного неба.

Вечные снега, как будто дышащие неземным холодом, покрывают склоны гор многометровым слоем, а верховья ущелий заполняют ледяные «реки», медленно стекающие вниз.

Вечные снега и ледники являются колоссальным богатством, дающим жизнь всему живущему в знойных долинах Средней Азии, которые без воды, собранной природой как бы в огромные аккумуляторы, были бы так же мертвы, как и соседние пустыни.

Отсюда понятен интерес к познанию оледенения гор Средней Азии, вызванный практической необходимостью подсчета водных запасов и учета влияния огромных масс вечного снега и льда на климат прилегающих стран.

Около 100 лет, со времени первого путешествия П. П. Семенова-Тян-Шанского, продолжается исследование восточной части Центрального Тянь-шаня, где горные цепи сплелись в высочайший узел. Знаменитый исследователь своим посещением верховьев реки Сарыджас положил начало изучению ледников Центрального Тянь-шаня.

В 1876 г. Русское Географическое общество в район Хан-тенгри снаряжает экспедицию под руководством горного инженера И. В. Игнатьева. Достигнув хребта Сарыджас, Игнатьев называет два крупнейших ледника, стекающих с северных склонов хребта Сарыджас, «ледником Семенова» и «ледником Мушкетова». Он впервые пересекает хребет Сарыджас и, достигнув реки Иныльчек, открывает одноименный ледник.

В 1900 г. в Тянь-шане работала венгерская экспедиция доктора Альмасы. В этом же году этот район посетила итальянская экспедиция альпиниста Чезаре Боргезе. Он прошел к югу вплоть до реки Кую-кап, а на обратном пути посетил ледник Каинды и совершил несколько восхождений в хребте Иныльчек, откуда увидел, что гигантский ледник Иныльчек на некотором расстоянии вверх от конца разделяется на 2 рукава.

В 1902 г. в районе Хан-тенгри путешествовал В. В. Сапожников, достигший северных склонов хребта Сарыджас.

Тогда же этот район посетил Готфрид Мерцбахер, который совершил несколько рекогносцировочных выходов на ледники узла Хан-тенгри. По леднику Иныльчек он прошел более чем на 35 км и открыл озеро, запирающее северную ветвь ледника Иныльчек.

Попытка Мерцбахера пересечь Тянь-шань с севера на юг между вершиной Хан-тенгри и рекой Сарыджас не удалась. Таким образом, экспедиция Мерцбахера захватила своими маршрутами только северную часть района, до устья реки Кую-кап. С востока же и с юга, со стороны равнин Таримской впадины, Мерцбахер посетил ледники, начиная от Музартского прохода до реки Темир-су, называемой Мерцбахером рекой Савабче.

Следующим этапом в исследовании узла Хан-тенгри, как и Тянь-шаня в целом, следует считать работы, широко проводимые в течение 1912 г. корпусом военных топографов. Ими произведена детальная топографическая съемка наиболее доступных участков района. На созданной карте показан ряд ледников.

Тремя годами позднее военных топографов, в 1915 г., в северной части массива работал В. В. Резниченко, изучавший следы древнего оледенения в долинах Нарынкола, Баянкола, Кокпака, Текеса и Каркары. На составленной им карте района отмечено 90 ледников различных размеров, но не превышающих 8,5 км длины, общей площадью в 204 км². Это первый опыт подсчета ледников и площади, занятой ими, в Центральном Тянь-шане.

В советский период здесь работало несколько геологических экспедиций во главе с Д. И. Яковлевым, П. А. Грюше, С. С. Шульцем, сделавшими некоторые гляциологические наблюдения.

В 1930 и 1931 гг. группа московских альпинистов, с участием Н. Н. Михайлова, впервые проникла в долину, лежащую на юг от гребня хребта Сарыджас.

В 1930 г. Н. Л. Корженевским составлен «Каталог ледников Средней Азии», представляющий первый перечень большинства ледников Средней Азии на тот период исследования, в том числе и ледников, расположенных в районе пика Хан-тенгри.

Ледники верховьев Сарыджаса в период проведения II Международного полярного года посетил С. В. Калесник, не успевший, однако, из-за ранней зимы проникнуть, как предполагал, на Иныльчек и за него.

В 1932—1934 гг. Всесоюзным Экспедиционным комитетом и Центральным научно-исследовательским геолого-разведывательным институтом проводилась геологическая съемка территории, лежащей к юго-западу от пика Хан-тенгри, в районе, не посещенном к этому времени еще ни одним исследователем. Экспедицией были открыты ледники, известные в настоящее время.

Значительные работы по гляциологии восточной части Центрального Тянь-шаня были проведены Украинской научной экспедицией, организованной по предложению Комитета II Международного полярного года Украинским научно-исследовательским институтом географии и картографии.

Исследованиями Украинской экспедиции в 1935 г. были охвачены ледники, лежащие к западу, юго-западу и частично к северу от Хан-тенгри. Это как раз те места, которые представляли на топографической карте съемки 1912 г. «белые пятна». В результате этих работ был открыт ряд неизвестных ледников, исследованы верховья величайших ледников Тянь-шаня — Иныльчека и Каинды, ранее изученных лишь в своей нижней части. Украинской экспедицией произведена топографическая съемка всех главнейших ледников посещенного района. Обширный фактический материал о ледниках и орографии района был собран также многочисленными альпинистскими экспедициями, возглавляемыми М. Т. Погребецким, А. А. Летаветом, Е. М. и В. М. Аболаковыми и другими.¹ Тем не менее район продолжал оставаться далеко не изученным во всех отношениях, в том числе не было и крупномасштабной топографической карты, без которой немислимо производство точных исследовательских работ.

¹ Данные об экспедициях — по 1947 г.

В 1941—1944 гг. была произведена новая топографическая съемка, охватившая районы, лежащие на восток и юго-восток от пика Хан-тенгри, т. е. в своеобразном «полюсе недоступности», где до этих пор не пришлось быть ни одному исследователю. Только в результате этих последних экспедиций можно совершенно уверенно говорить об орографии хребтов и ледников узла Музтага, именуемого в дальнейшем «массивом пика Победы» — по названию открытой в 1943 г. главной вершины всего Тянь-шаня, как известно, значительно превосходящей по высоте знаменитый Хан-тенгри.

Административные границы района и схема хребтов

Район массива пика Победы состоит из четырех административных единиц, из которых северо-западный сектор входит в пределы Алма-тинской области Казахской ССР, юго-западный — в пределы Иссык-кульской области Киргизской ССР, юго-восточный — в Аксуйский округ Синьцзянской провинции Китая и северо-восточный сектор — в Кульджинский округ той же провинции.

Если вокруг массива пика Победы провести окружность радиусом в 50 км, то в ее пределах поместится главный фокус оледенения всего Тянь-шаня, расположенный в восточных частях хребтов Сарыджас, имени И. В. Сталина, Иныльчек, Кок-шаал-тау и на их продолжении за вновь открытым хребтом Меридиональным до верховьев реки Музарт-дарья.

Общее широтное направление горных цепей Тянь-шаня в массиве пика Победы не нарушается. Здесь легко проследить 3 основных хребта, расположенных параллельно, один южнее другого — Сарыджас, имени И. В. Сталина и Кок-шаал-тау.

Несколько восточнее 80 меридиана ($80^{\circ}17'13''$ северная точка и $80^{\circ}17'49''$ южная точка) проходит хребет Меридиональный, пересекающий все 3 горные цепи.

За хребтом Меридиональным хребет Сарыджас продолжается к востоку между ледниками Сайкай и Карагюль; хребет имени И. В. Сталина — между ледниками Карагюль и Тугбельчи; хребет Кок-шаал-тау продолжается хребтом Халык-тау, проходящим между ледником Тугбельчи и фирновыми бассейнами ледников Кичик-теренсу, Кичик- и Чон-козыбай.

Рассматриваемый район, т. е. район ледников массива пика Победы, с севера ограничен южными берегами рек Сарыджас и Ашутор и дальше к востоку — северными отрогами безымянного продолжения хребта Сарыджас до р. Северный Музарт.

Восточная граница района проходит по рекам Северный Музарт и Музарт-дарья до точки, где Музарт-дарья резко меняет свое направление с южного на восточное. Отсюда к западу южная граница массива идет по отрогам хребта Кок-шаал-тау до слияния р. Темир-су (Савабци) с Сарыджасом.

От слияния этих двух рек на юге до впадения р. Адыртор в р. Сарыджас на севере проходит западная граница. В указанных пределах находятся высочайшие вершины и крупнейшие ледники Тянь-шаня.

Хребет Сарыджас, в пределах рассматриваемого высокогорного района, начинается на западе абсолютной высотой 4352 м, но уже на первых километрах он резко повышается к востоку рядом вершин в 5063, 5576 и 5816 м (пик Семенова), достигая своей кульмина-

ционной высоты 6146 м (пик Мраморная Стена) в месте пересечения с хребтом Меридиональным. За пиком Мраморная Стена¹ хребет продолжается рядом высот, заканчиваясь на востоке вершиной 5496 м.

В пределах района хребет Сарыджас простирается больше чем на 100 км, имея на всем протяжении среднюю высоту 5400 м.

Хребт имени И. В. Сталина начинается на западе от места слияния северной и южной ветвей ледника Иныльчек — вершиной 5211 м, круто поднимающейся скалистыми утесом, называемым «броненосцем», от которого разбиваются ледяные валы ледника Иныльчек. Уже через первые 8 км высота хребта возрастает до 5860 м и достигает своего наибольшего поднятия в пике Хан-тенгри (6995 м), откуда таким же мощным, почти не утратившим своей высоты поднятием, простирается на восток, имея абсолютные отметки 6639, 6216, 6769 и 6497 м. Общая длина хребта имени И. В. Сталина, с его восточным продолжением до р. Музарт-дарья, равна 63 км, при средней высоте в 6000 м; его следует считать одним из самых высоких хребтов земного шара.

После прорыва р. Сарыджас хребт Кок-шаал-тау в границы района входит сравнительно небольшими высотами, не превышающими 4765 м. Эта высота сохраняется примерно до изменения направления хребта с северо-восточного на восточное. Далее высота увеличивается до 5882 м, затем до 6088, 6742, 6918 м и в пике Победы (7440 м) мы имеем наибольшую высоту для всего Тянь-шаня. От пика Победы хребт массивной оледенелой стеной простирается далее к востоку, имея отметки: 6873 (пик Военных Топографов), 6315 и 6072 м. Таким образом, средняя высота хребта Кок-шаал-тау, при протяженности в 80 км, достигает в пределах района 5700 м.

Поднятие пика Победы должно быть отмечено здесь особо, ибо гребень хребта лежит на средней высоте 6635 м, нигде не опускаясь ниже 6088 м над у. м. Эта мощная стена — «шеститысячник» длиной в 48 км.

Хребт Меридиональный,² открытый в 1943 г., входит в массив пика Победы южной, наиболее высокой своей частью. В месте пересечения им хребта Сарыджас он достигает высоты 6146 м, а дальше к югу следуют высоты 6210 (Южная Мраморная Стена), 6800 и (пик Дружбы),³ 6565, 6181 и 6873 м (пик Военных Топографов).

Седловины хребта Меридионального находятся на высоте 5500 м, что дает на протяжении 30 км среднюю высоту хребта в 6480 м.

¹ Пик Мраморная Стена (высота 6146 м), находящийся в верховьях ледника Северный Иныльчек, открытый и названный так Мерцбахером за характерные пласты мраморов, выступающих на склонах вершины, следует называть «Северная Мраморная Стена» в противоположность «Южной Мраморной Стене» (высота 6210 м) в верховьях ледника Южный Иныльчек, что было уже замечено А. А. Летаветом, совершившим в 1946 г. восхождение с группой альпинистов на пик «Северная Мраморная Стена».

² Общее протяжение хребта Меридионального 66,6 км. На севере он начинается вершиной в 4100 м (42°30'44" с. ш. и 80°17'13" в. д.). Южным концом хребта следует считать пик Военных Топографов с высотой 6873 м (42°02'32" с. ш. и 80°17'49" в. д.). Таким образом, в Центральном Тянь-шане существуют два поднятия — хребт Ак-шийряк на западе и хребт Меридиональный на востоке, расположенные под прямым углом к общему широкому простиранию горных цепей. Они образуют грандиозный прямоугольник, заполненный высочайшими поднятиями, но разрезанный ущельем р. Сарыджас на две части.

³ Это название дано экспедицией альпинистов, достигшей вершины в 1953 г. в честь Советско-китайской дружбы.



Рис 2. Южный склон хребта Кок-шаал-тау и верховья ледника Темир-су.

Абсолютная высота горных цепей массива пика Победы ступенчато повышается с севера на юг, причем сохраняется одна существенная



Рис. 3. Следы выпахивания древнего ледника Иньльчек на южном склоне хребта Сарыджас.

особенность: наибольшие высоты располагаются по обе стороны хребта Меридионального, который служит стержнем всему поднятию.

Превышение горных вершин весьма значительное, что вызвано отчасти громадной эрозионной деятельностью ледников, углубивших

долины на 600—800 м. Как пример, можно привести долину р. Иныльчек, где следы выпавания отмечены на 800 м выше теперешнего дна долины. То же самое наблюдается и в долинах рек Кую-кап, Каинды и других. Относительное превышение вершин над дном ущелий исчисляется величиной от 2,5 до 3,5 тыс. м; очень часто, особенно на северных склонах хребтов, общая крутизна падения достигает 40°.

Гидрографическая сеть

Реки рассматриваемого района относятся к двум бассейнам: оз. Балхаш и р. Тарим, причем бассейн оз. Балхаш получает воды только одной реки, стекающей с ледника Сайкай.

Водосборной магистралью для северо-западной части района служит р. Сарыджас, принимающая воды многочисленных рек, стекающих с хребтов И. В. Сталина, Сарыджас, Иныльчек, Каинды-катта, северных склонов Кок-шаал-тау и его отрогов.

Воды юго-западной части сливаются в реку Темир-су, которая в свою очередь впадает в реку Сарыджас, называемую после слияния обеих рек Кумарыком или Джанартом.

Юго-восточная группа рек свои воды в Тарим не доносит, теряя их в песках северной окраины пустыни Такла-макан. Наконец, для восточных рек водосточной магистралью служит река Музарт-дарья. Таким образом, все реки, стекающие с массива пика Победы, исключая р. Сайкай, относятся к бассейну центральноазиатской р. Тарима.

Небольшие моренного типа озера часто встречаются по всему району как на поверхности ледников, так и в долинах, не занятых глетчерами. Самые большие из них не достигают 100 м в диаметре. Исключение представляет озеро, находящееся в месте слияния ледника Северный Иныльчек с ледником Южный Иныльчек, где оно заполняет котловину, образованную у конца ледника Северный Иныльчек. Это озеро, открытое Мерцбахером и названное впоследствии Украинской экспедицией его именем, является единственным большим озером массива пика Победы. Оно расположено между 42°11'28" и 42°13'23" с. ш. и между 79°50'56" и 79°52'09" в. д. При максимальном наполнении уровень воды в этом озере достигает 3300 м абсолютной высоты. Длина оз. Мерцбахера—3,4 тыс. м, ширина—1,2 тыс. м, глубина—40 м. Общая же площадь озера, вместе с небольшими заливами, не превышает 4,08 км².

К концу лета с ледников Северный и Южный Иныльчек в котловину, занятую озером, собирается до 165 млн м³ воды.

Очертания озера соответствуют форме ущелья, в грубых чертах напоминая параллелограм, острый угол которого обращен на северо-восток. Береговая линия почти лишена заливов.

Склоны горных хребтов, круто поднимаясь от поверхности озера, места покрыты толстым слоем осыпей, легко приходящих в движение.

К озеру с обоих склонов сползают два ледника. Стекающий с хребта Сарыджас более мощный ледник несет значительное количество льда, который, отламываясь от языка, плавает на поверхности озера.

Южный берег озера образован ответвлением ледника Южный Иныльчек, который, подпрудив котловину, закрыл своим телом сток талым водам.

Северная часть озера не ограничена берегом и разливается по леднику Северный Иныльчек, затапливая его языковую часть.

Уровень воды озера не постоянен, о чем свидетельствуют отметки на береговых скалах. В одни годы он поднимается выше средних отметок, достигая максимальных, в другие годы понижается.

Как отмечается всеми исследователями (Погребецким, Демченко, Жавжаровым, Суходольским и другими) и как явствует из опроса жителей, оз. Мерцбахера ежегодно с 20 августа по 10 октября, т. е. в конце лета, в период наибольшего таяния ледников, переполняется водой, разливается и затапливает нижнюю часть долины р. Иныльчек.¹

Обычно сток длится в среднем 10 дней, причем в одни годы он проходит быстрее, в другие медленнее. В первом случае подъем воды в реке значительно больший, и река часто несет глыбы льда, превращаясь в мощный стремительный поток в 200, а в некоторых местах в 300 м ширины, с повышением уровня воды против обычного на 3—4 м.

Подъем воды в р. Иныльчек во время прорыва озера достигает максимума обычно на вторые-третьи сутки. Примерно с такой же скоростью проходит и спад воды.

В 1932 г. озеро разливалось в период с 8 по 12 сентября, в 1933 г. — в конце августа, в 1935 г. — снова в начале сентября, в 1936 и 1937 гг. — в первой декаде октября, в 1938 г. в конце сентября, в 1940 г. — в середине октября, в 1941—1942 гг. — в начале октября и в 1943 г. — с 22 сентября по 2 октября. В 1953 г. прорыв озера произошел в конце июля—начале августа.

Во время прорыва запруды и стока воды из оз. Мерцбахера р. Иныльчек, имеющая в обычное время несколько рукавов, сливается в один мощный поток, местами заполняющий долину от одного склона до другого.

У языка ледника, вверх по правой стороне долины, между ледником и южным склоном хребта Сарыджас, сложенным из наносных пород, имеется широкая боковая ложбина, в которой расположена целая система небольших озер, служащих своего рода шлюзами при стоке воды из оз. Мерцбахера. Вода, прорвав ледяную плотину, наполняет первое из них, которое, в свою очередь переполненное, отдает излишек воды второму и т. д. до тех пор, пока вода не стекает в долину.

Однако нужно отметить, что основная часть воды проходит по трещинам в толще ледника, возникающим при увеличении летом скорости течения ледникового потока. Трещины выводят сточную воду к бокам ледника, где она свободно стекает в основное русло реки.

По северному боку ледника Иныльчек, значительно ниже оз. Мерцбахера, нам приходилось наблюдать широкие тоннели во льду, бывшие когда-то трещинами, но сейчас, вследствие движения ледника, вышедшие на поверхность. Бесспорно, они в свое время служили водоотводами.

Как отмечалось выше, ледник Южный Иныльчек своим телом подпруживает ущелье ледника Северный Иныльчек, благодаря чему и

¹ В 1946 г. паводка на р. Иныльчек не было, и оз. Мерцбахера не разливалось. Такого отступления от обычных явлений местные жители не помнят на протяжении последних 70 лет и объясняют его исключительно холодным летом, что сказалось на слабом поступлении в озеро в летний период талых ледниковых вод.

образуется озеро. Изучение характера этого подпруживания, причин, его вызывающих, а также течений в этой части ледника сможет помочь разрешить вопрос и о связи Северного Иньльчека с Южным.

Часть потока ледника Южный Иньльчек, при выходе за оконечность хребта имени И. В. Сталина, под тупым углом поворачивает на северо-восток. На широте в $42^{\circ}11'12''$ ясно выражена перевальная точка, расположенная на абсолютной высоте 3345 м, от которой к озеру идет заметное понижение.

Здесь ледник делает своего рода вираж, обращенный понижением с востока на запад и северо-восток, к озеру.

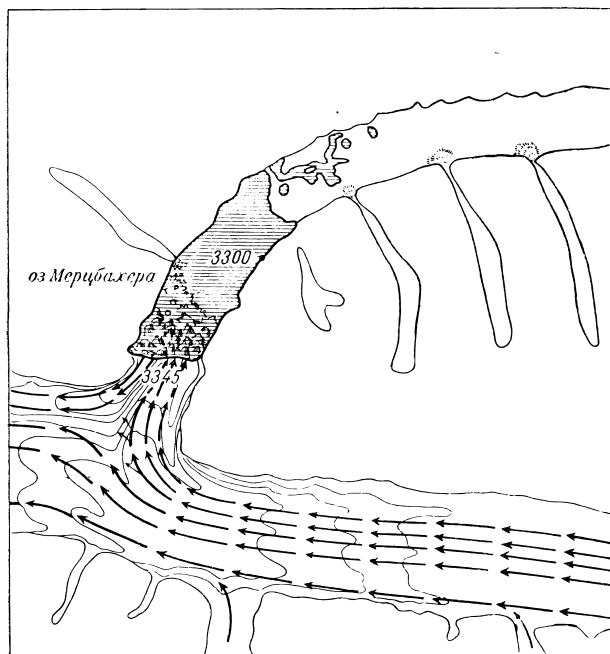


Рис. 4. Схема течений ледника Иньльчек в районе оз. Мерцбахера.

Потоки льда верхней, т. е. восточной, части виража стекают по направлению к озеру, занимая три четверти ширины ледника. Удалившись на 500—600 м от перевальной точки, ледник обламывается в озеро, где льдины плавают на поверхности воды в виде небольших айсбергов, тяготеющих ближе к южному берегу. Нередко можно наблюдать, как плавающие глыбы льда, сталкиваясь, ломаются с грохотом и, падая в воду, поднимают тучи брызг. Особенно интенсивное разрушение айсбергов происходит в момент прорыва озера, когда вода резко начинает убывать. После стока всей воды разрушенные льдины оседают на дно, образуя непроходимый лабиринт, ежегодно наращая толстый слой льда на дне озера.

Выше мы отмечали, что три четверти ледяного потока Южного Иньльчека направляется к озеру, где обламывается в воду; одна четверть ледника, заполняющего выход из ущелья Северный Иньльчек, наоборот, идет в диаметрально противоположную сторону, т. е. от

озера. Эта часть проходит ближе к правому берегу долины, где вскоре соединяется с основной ветвью, вместе с которой стекает вниз по долине.

Ускорение движения Южного Иньльчека в конце лета приводит к образованию огромных поверхностных и внутренних трещин, которые предоставляют возможность талым водам, накапливающимся в оз. Мерцбахера, стечь вниз. Этим и можно объяснить регулярный, происходящий почти в одно и то же время года, прорыв озера.

На поверхности ледника Тугбельчи находится озеро, аналогичное оз. Мерцбахера. Оно лежит в 10—12 км восточнее гребня хр. Меридионального и является вторым по величине озером рассматриваемого района.

Климатическая характеристика

Климат района сугубо высокогорный, суровый, характеризующийся резким переходом от жары к холоду, внезапными и частыми сменами погоды.

Осадки, как правило, выпадают в твердом состоянии — в виде крупы, снега, иногда града.

Самая лучшая погода наблюдается в конце лета — в августе, сентябре и даже октябре, когда стоят морозные, но ясные дни. Ненастье обычно продолжается не более 3—4 дней, после которых наступает 7—8 дней ясных и солнечных в первой половине.

С 12—14 часов на небе появляются отдельные возносимые воздушными течениями облака, концентрирующиеся вокруг наиболее высоких вершин; к концу дня они соединяются в один мощный фронт туч темнофиолетового цвета, разрешающихся снегом при сильных и частых электрических разрядах. Образованию облаков, как правило, предшествуют длинные «флаги» сдуваемого с вершин снега.

В районе часто наблюдаются сильные туманы, внезапно появляющиеся из долин и ущелий, подгоняемые ветром и быстро уходящие вверх.

Нередко бывают «сухие» туманы, состоящие из частиц лёссовой пыли, поднятой и принесенной ветром из соседней пустыни Такла-макан.

В 1937 г. в сентябре наш лагерь, находившийся в долине р. Иньльчек, был разбужен под утро хлопаньем полотнищ палаток и скрипом деревьев. С юга, из-за хребта, дул сухой и горячий ветер. Небо стало заволакиваться темными, идущими с юга на север, полосами тумана, через которые солнечный диск был едва виден. Светлокоричневые космы продолжали заметно сгущаться, однако ожидаемой перемены погоды, обычно приносимой туманом, не последовало. Воздух был так же сух, как в предыдущие солнечные дни. От пылинок «тумана» в гортани ощущалось заметное раздражение. Одежда к концу дня стала грязно-желтой.

Климатические особенности массива пика Победы ближе всего подходят к особенностям района Тяньшанской высокогорной геофизической обсерватории на леднике Петрова, где климат отличается большой суровостью и характеризуется почти полным отсутствием в течение всего года положительных температур.

Средняя температура для самых холодных месяцев (январь, февраль) там отмечена около -20° , самого теплого (июль) $+5.5^{\circ}$. На ледниках массива пика Победы температура будет значительно ниже и

только отрицательная. Так, например, в 1936 г. известным горовосходителем Е. М. Аболаковым на вершине Хан-тенгри 12 сентября отмечалась температура -38° .

Осадки измеряются несколькими метрами снега, причем существует значительное преобладание летних над зимними. Наибольшая облачность, а вместе с ней и осадки, наблюдаются в мае, июне.

Для района, лежащего севернее хребта Кок-шаал-тау, преобладающими ветрами, направление которых здесь обусловлено в основном рельефом, являются западные с северными румбами.

В южной части района весной и в первой половине лета выпадают непродолжительные дожди. Зима здесь короткая, малоснежная, с сильными ветрами, преимущественно с северо-востока, которые иногда, чаще весной, переходят в пыльные бураны, поднимающие облака пыли; последние обычно по нескольку дней стоят в воздухе в виде мглы или «сухого» тумана.

Высота снеговой линии и общая площадь оледенения

В хребтах, слагающих район пика Победы, высота снеговой линии, вычисленная по способу Гефера, закономерно повышается с севера на юг.

Северные склоны хребта Сарыджас, будучи на пути мощных воздушных течений, принимают на себя главную массу осадков. Здесь снеговая линия проходит сравнительно низко, на высоте 4250 м над у. м., поднимаясь на южном склоне этого хребта до 4500 м. На следующем к югу хребте И. В. Сталина высота снеговой границы на северном склоне проходит по горизонтали 4400 м, а на южном — 5000 м. На южном склоне хребта Кок-шаал-тау, представляющем скорее самостоятельное поднятие с несколькими хребтами, наблюдается понижение границы вечного снега до 4500 м, против 4900 м на северном склоне.

Из всей площади в 9000 км², занятой массивом пика Победы, на снег и фирн приходится 2818 км² и на ледники 946 км², что в сумме составляет 3764 км², т. е. около 42% площади района покрыто толстым панцырем снега и льда, достигающим на ледниках мощности в 200—400 м и на склонах 20—30 м. Площадь оледенения массива пика Победы почти в 2 раза больше площади оледенения района ледника Федченко на Памире, где, по имеющимся на сегодня данным, льдом и снегом занято около 2000 км².

На приведенной схеме оледенения массива пика Победы (рис. 5) ясно видно, что центр оледенения располагается вокруг вершин Хан-тенгри—Победы. Именно отсюда в разные стороны растекаются языки ледников. По обе стороны хребта Меридионального фирновый покров можно считать почти непрерывным. Здесь весь рельеф погребен под многометровым слоем вечного снега и фирнового льда.

Ледники

Из рис. 6 явствует, что ледники, расположенные севернее водораздела хребта Кок-шаал-тау, заполняют межгорные долины, простирающиеся в широтном направлении. Их притоки, часто достигающие большой величины, заполняют ущелья склона хребта Кок-шаал-тау, стекая от него на север. Это главным образом притоки ледника Южный Иныльчек — Звездочка, Дикий, Пролетарский турист, Комсомольский.

Все они, в свою очередь, имеют многочисленные притоки, так что весь ледник в плане похож на ветвистое дерево (дендритовый тип).

Ледники, стекающие от водораздела хребта Кок-шаал-тау на юг, залегают в долинах меридионального направления, ибо южные склоны хребта Кок-шаал-тау широко развиты и сами по себе представляют целую систему скалистых хребтов, крутыми уступами сбегаящих к северной окраине пустыни Такла-макан, теряя по высоте на протя-

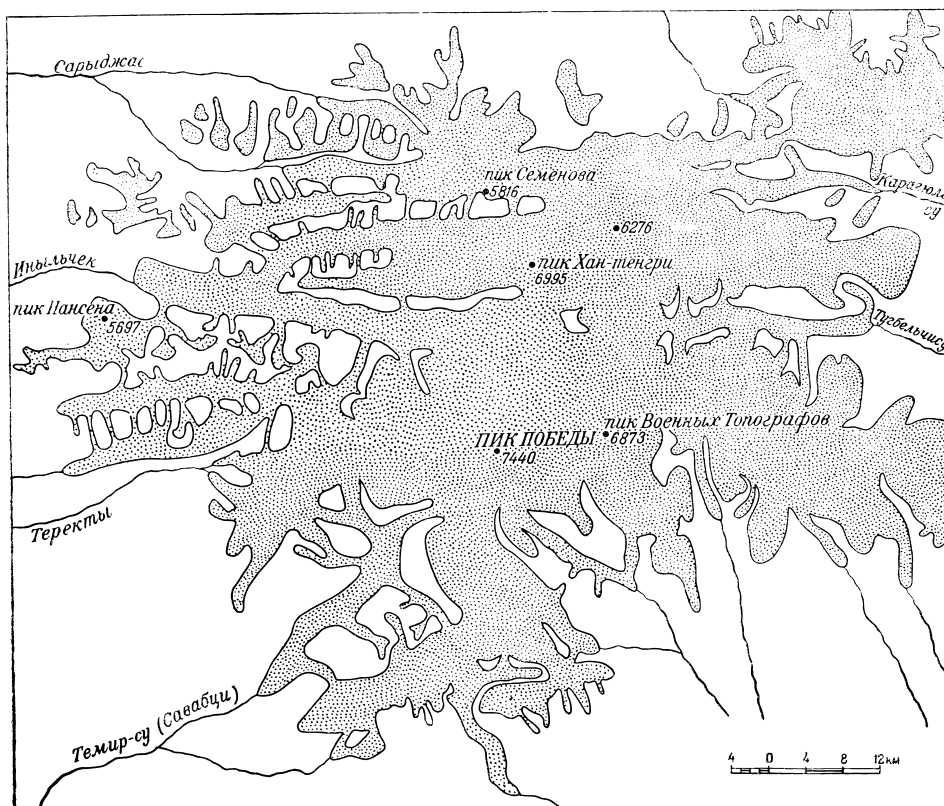


Рис. 5. Схема оледенения массива пика Победы.

жении 45 км от водораздельного гребня до начала пустыни 5 тыс. м, или в среднем на 1 км — 120 м.

В пределах района массива пика Победы находится 19 ледников первого разряда, до 90 ледников второго разряда, иногда достигающих 16 км длины (ледник Звездочка).

Общее число ледников первого и второго разрядов, взятое с их притоками, равно 227, без висячих и каровых ледников, учтенных лишь при подсчетах площади оледенения.

Питание всех без исключения ледников складывается из трех источников:

а) из накопленного снега и фирна, затем превращенного в лед в расширенной верхней части ущелья, в обычно широком каре, лежащем выше линии залегания вечного снега;

б) из потоков фирнового льда, стекающих с пологих склонов вершин и хребтов;

в) из лавин, составляющих, впрочем, незначительную долю в общем приходе ледяных и фирновых масс ледника.

Питание ледников в собственном смысле этого слова происходит только в верхней части ущелья. Языки ледников питаются за счет льда притоков и до некоторой степени за счет лавин порошкообразного снега, достигающих больших размеров (от 100 до 300 м по фронту).

Таблица 1

Размеры ледников массива пика Победы и площади, занятые ими, с указанием географических координат нижних точек ледниковых языков

Названия ледников	Длина (км)	Пло- щадь (км ²)	Высота нижней точки ледни- кового языка над у. м. (м)	Географические коорди- наты нижней точки ледникового языка	
				с. ш.	в. д.
Южный Иныльчек	59.5	284.0	3000	42°11'16"	79°39'24"
Северный Иныльчек	38.2	88.0	3300	42°11'28"	79°50'56"
Темир-су (Савабци)	36.4	112.0	2745	41°47'26"	79°49'43"
Тугбельчи	26.8	76.0	2800	42° 8'32"	80°36'33"
Карагюль (Укур)	26.6	46.0	2921	42°16'19"	80°37'46"
Каинды	23.2	50.0	3400	42°03'41"	79°34'10"
Сайпын-су	22.4	44.0	3424	41°50'04"	80°15'39"
Кочкарбаши	19.0	38.0	3074	41°41'56"	80°09'34"
Семенова	18.7	36.0	3332	42°21'07"	79°55'21"
Чон-терен	18.6	36.0	3055	41°53'43"	80°18'15"
Кичик-теренсу (правый)	18.0	18.0	3113	41°57'27"	80°25'04"
Сайкай	15.2	30.0	3490	42°21'44"	80°25'03"
Мушкетова	15.1	32.0	3660	42°17'36"	79°51'31"
Чон-козыбай	14.0	10.0	2953	41°53'31"	80°39'19"
Айран-су	12.9	10.0	3440	41°52'04"	79°48'13"
Кан-джайляу	12.1	14.0	3100	42°07'33"	79°31'06"
Кичик-козыбай	10.4	8.0	3991	41°54'48"	80°34'39"
Кую-кап	10.1	10.0	3380	42°00'44"	79°46'11"
Кичик-теренсу (левый)	7.6	4	3246	41°57'37"	80°26'17"
Итого	—	946	—	—	—

Примечание: Измерение длины ледников произведено от гребня хребтов.

Ледник Карагюль (Укур), стекая от хребта Меридионального на восток, своими фирновыми полями соприкасается с ледником Северный Иныльчек. Широкий в верхней части (до 1600 м), ледник имеет у языка всего 400 м. На всем протяжении принимает 4 незначительных притока, расположенных ближе к языку. Ледник Карагюль обладает хорошо развитым фирновым полем, достигающим 8.2 км ширины. Поверхностные морены располагаются в значительном количестве; конечная морена недалеко удалена от языка. Конец ледникового языка сползает до 2921 м абсолютной высоты. Общая длина ледника 26.6 км.

Ледник Тугбельчи занимает параллельную долину, расположенную к югу от ледника Карагюль. Стекая с хребта Меридиональ-

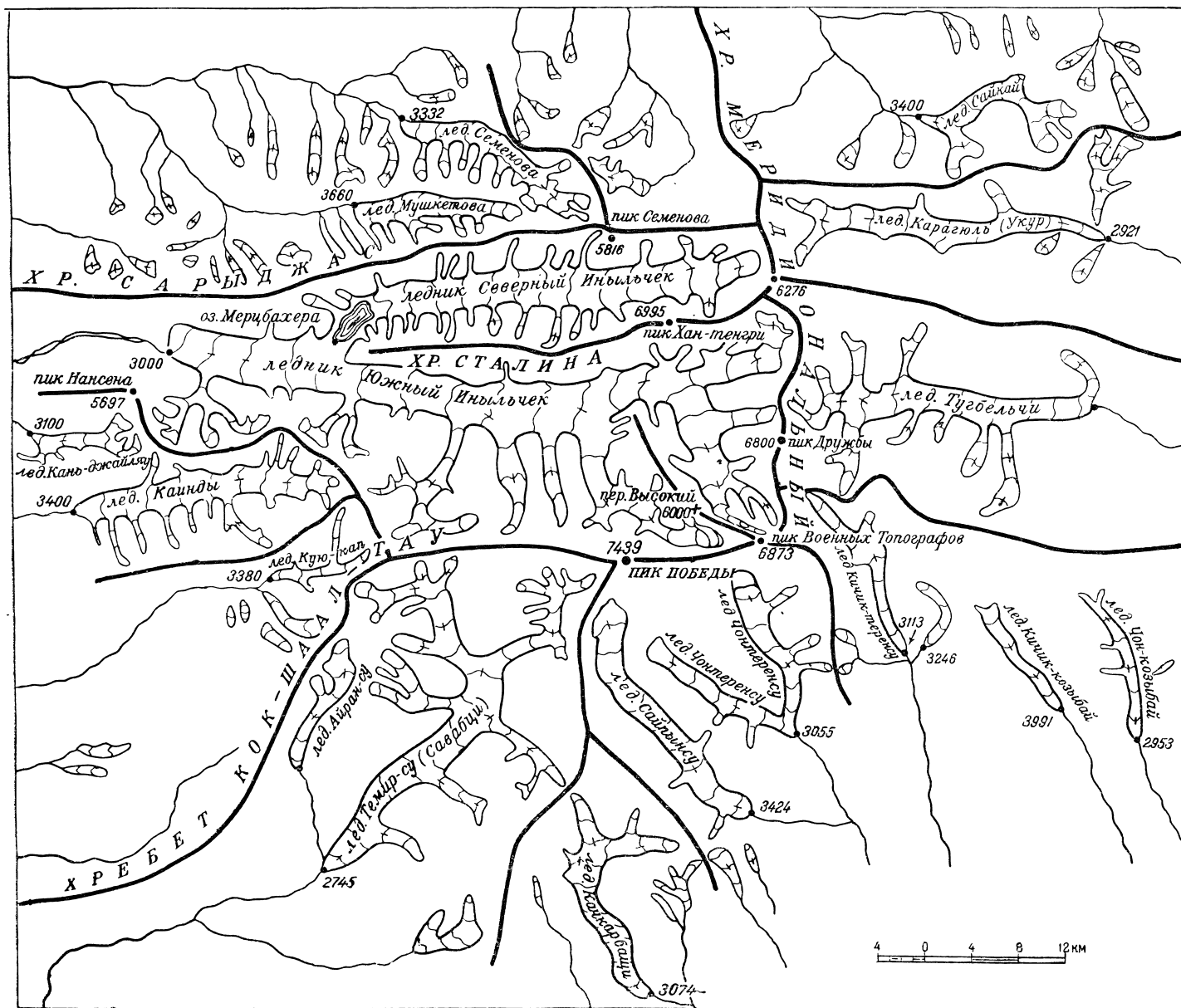


Рис. 6. Схема ледников района пика Победы.

ного на восток, имеет длину 26.8 км. Своим широко развитым фирновым бассейном он соприкасается с истоками ледника Южный Иныльчек; водоразделом между ними служит резко выраженное понижение в хребте Меридиональном, заполненное переметным ледником, соединяющим эти два гиганта в одно целое. Нижняя точка понижения в хребте находится на высоте 5500 м, откуда идет пологий спуск на запад и крутой на восток к обоим ледникам. Общая длина ледников Южный Иныльчек и Тугбельчи равна 86.3 км.

Одновременно ледник Тугбельчи в своих верховьях соединен с фирновым бассейном ледника Кичик-теренсу (правого), имеющего 18 км длины.

Здесь в этой части массива наблюдается особенно широкое распространение фирновых полей, питающих еще несколько перворазрядных ледников, которые будут отмечены ниже.

Ледник Тугбельчи имеет 8 притоков, 3 из которых впадают слева и 5 справа. Начиная от истоков, ледник закрыт поверхностной морской, одевающей его сплошным панцырем. Аналогичные ледники, названные скрытыми, наблюдаются, по свидетельству Соболевского, в западном Кунь-луне, где не только язык, но и весь ледник от начала до конца погребен под обломками скал.

Максимальной ширины (2000 м) ледник достигает на 16-м км от конца своего языка, который, спускаясь до 2800 м абсолютной высоты, имеет ширину у своего конца 700 м.

Оба ледника — Карагюль и Тугбельчи — заполняют переуглубленную долину.

Группа ледников Чон-козыбай, Кичик-козыбай, Кичик-теренсу. Ледники стекают на юг и юго-восток с восточной оконечности хребта Кок-шаал-тау. Они залегают в узких глубоких долинах, имеют обширные фирновые бассейны. Ширина языков достигает 500—700 м. Притоки этих ледников очень незначительны и, повидимому, к настоящему времени отмерли и не достигают главного ледника.

Ледник Чон-терен, или Чон-теренсу, длиной 18.6 км, состоит из двух равновеликих ветвей, стекающих от гребня хребта на юго-восток. В 2 км от конца ледникового языка обе ветви соединяются в один поток шириной до 1200 м. Ледник имеет всего 5 притоков, 3 из которых несет левый рукав и 2 правый. Истоки правой ветви находятся на южных склонах пика Военных Топографов.

Ледник Сайпын-су также берет начало в фирновых полях пика Победы, стекая от него на юго-восток, и заполняет своим широким потоком все ущелье. Притоки ледника незначительные, общая длина ледника 22.4 км.

Ледник Кочкарбаши, длиной 19 км, стекает с отрога Кок-шаал-тау — хребта Айдаг-таг и имеет, как и предыдущие, юго-восточное простирание. В верховьях слагается из двух широких ветвей. Язык ледника вынесен на много южнее других, сползает ниже области распространения вечных снегов до высоты 3074 м над у. м. Максимальная ширина (2500 м) приходится на верховья ледника. У языка ширина всего 1200 м.

Форма тела ледников, стекающих на юго-восток от хребтов Кок-шаал-тау и Халык-тау, бесспорно, может говорить об их отмирании. Эти ледники почти не имеют притоков, верховья как бы отрублены, языки высоко залегают в долинах.

Ледник Темир-су — третий по величине в Тянь-шане и самый большой на южном склоне хребта Кок-шаал-тау. Он имеет обширные фирновые бассейны, расположенные на склонах пика Победы.

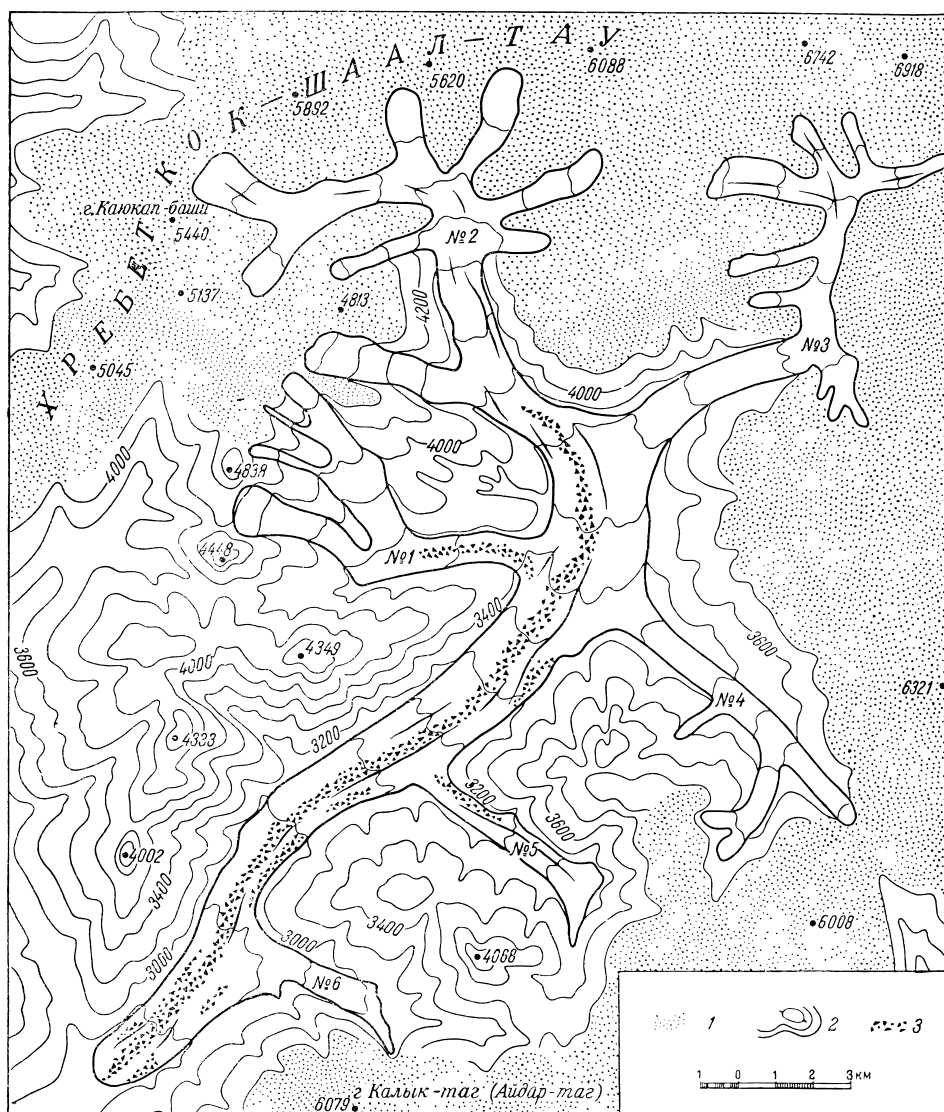


Рис. 7. Ледник Темир-су.

1 — фирновый покров; 2 — горизонталы; 3 — морены.

Из современных исследователей впервые о леднике Темир-су (в китайской транскрипции Савабци) упоминает М. Т. Погребецкий, проникший с Украинской научно-исследовательской экспедицией к его языку в 1935 г. и прошедший по нему вверх несколько километров. Он указывает на сплошной моренный покров, скрывающий ледник, и на грандиозный грот с широко развитыми ледяными сталактитами.

Длина ледника Темир-су 36.4 км, площадь с притоками 112 км². Ледник отличается характерной дендритовой формой. Поверхность почти наполовину по длине закрыта моренными образованиями, которые ближе к языку принимают вид сплошного покрова.

Ледник складывается из двух второстепенных и четырех главных притоков. На 16—18 км от конца языка главные притоки соединяются в один мощный ледниковый поток, причем ледник № 1 стекает с запада, ледник № 2 с северо-запада, ледник № 3 с северо-востока и ледник № 4 с юго-востока. Каждый из этих ледников, в свою очередь, имеет несколько притоков, расположенных веерообразно по отношению к главному руслу ледника.

Ледник № 2 является главной ветвью, от истоков которой следует отсчитывать длину ледника Темир-су.

Ледник Темир-су отличается крутым падением, равным в среднем 92 м на километр, причем в верховьях, до слияния всех четырех притоков, оно еще значительнее. Так, ледник № 2 падает в среднем на 202 м на километр, а ледник № 3, берущий начало со склонов пика Победы, на 237 м на километр.

После слияния всех четырех рукавов, происходящего в заметном распадении долины (равном 4 км), ледник имеет более пологое падение, но тем не менее все еще значительное и равное в среднем 50 м на километр.

Конец ледникового языка располагается на высоте 2745 м, что следует считать самым низким из всех известных в Тянь-шане, да и во всей Центральной Азии.

Крутое падение ущелья привело к образованию на поверхности ледника мощных ледопадов, продольных и поперечных разломов, особенно широко распространённых в его притоках и делающих передвижение в верховья ледника почти невозможным.

Ледник Темир-су можно считать одним из самых наглядных представителей отмирающих ледников. Только в его верховьях можно еще наблюдать следы жизнедеятельности. Однако и там поражает обилие моренных образований, начинающихся в виде широких валов от самых истоков ледника.

По мере продвижения вниз по долине заметно затухание мощности; ледник, не доходя 10—12 км до языка, уже не заполняет по ширине всей долины.

Перед языком находится обширная, покрытая конечной мореной площадь, свидетельствующая о недавнем значительном отступании ледника.

Ледниковый язык Темир-су напоминает соответствующую часть ледника Северный Иньльчек; это тот же отмерший и неподвижный, тающий на месте лед.

Долина Темир-су в прошлом заполнялась мощным ледником, следы которого сохранились с поразительной ясностью в виде конечных и береговых морен, обточенных склонов, борозд и царапин на скалах. Характерный, гляциогенный рельеф долины прослеживается на 25—30 км ниже конца ледника.

Ледник Айран-су — второй ледник, стекающий, подобно Темир-су, на юго-запад, вдоль южного склона хребта Кок-шаал-тау. Длина его 12.9 км, средняя ширина 0.6 км. Вследствие своего положения на западном крае массива оледенения он большого развития не получил. В недавнем прошлом соединялся с ледником Темир-су, в настоящее же время не доходит до него на 8 км.

Ледник Айран-су состоит из двух ветвей, соединенных в один общий поток в 6 км от конца языка. Правая ветвь намного короче левой; фирновый бассейн соединяется с системой ледника Темир-су.

Язык ледника погребен под моренами. При отступании оставляет впереди себя нагромождение конечных морен, заполняющих речную долину в виде поперечных валов.

Повидимому, ледник Айран-су «двухэтажный», подобный ледникам, отмеченным К. К. Марковым на Памире и Виссером в Каракоруме. На нижнюю, остановившуюся часть наползает «молодой поток», состоящий из фирнового льда с незначительными прожилками морен, тогда как ледник «первого этажа» весь закрыт сплошной покровной мореной.

Ледник Айран-су — последний из крупных ледников, относящихся к южному склону хребта Кок-шаал-тау, который в рамках рассматриваемого участка имеет 9 ледников общей площадью в 280 км².

Общей чертой ледников южного склона хребта Кок-шаал-тау является погребение ледникового языка сплошной поверхностной мореной, которая и в истоках ледника имеет широкое распространение.

Погружение конца ледника под морену на расстоянии от 3 до 12 км является следствием уменьшенного напора и замедленного движения или даже отсутствия его в этих частях ледника. Принос моренного материала на поверхность главного ледника производится преимущественно боковыми притоками.

В связи с морфологией южных склонов Кок-шаал-тау, ледники спускаются по глубоким ущельям весьма низко для этих широт.

Реки, стекающие с ледников, многоводны; они протекают в глубоких, подчас каньонообразных руслах, промытых среди толщи флювиогляциальных отложений.

Ледник Кую-кап принадлежит к системе оледенения северного склона хребта Кок-шаал-тау. Ледники этой группы стекают на запад, почти в широтном направлении. Ледник Кую-кап, долгое время считавшийся гигантским, на самом деле значительно меньше даже тех размеров, которые приписывала ему украинская экспедиция, и едва достигает 10 км длины. Падение ледника, особенно в верховьях, необычно крутое. Здесь его поверхность испещрена густой сетью трещин. Нижняя часть, имеющая более пологое падение, покрыта сплошь мореной, а сам ледник отступил от обоих склонов ущелья, образовав широкие боковые ложбины.

Ледник Кую-кап имеет 4 притока, по 3—4 км длины каждый, причем левый приток, стекающий с северного склона хребта Кок-шаал-тау, наибольший. Своим фирновым бассейном ледник Кую-кап соединен с притоком ледника Южный Иныльчек — ледником Комсомольским.

Ледник Каинды. В следующей к северу межгорной долине, ограниченной с юга хребтом Каинды-катта и с севера хребтом Иныльчек, находится ледник Каинды, имеющий длину 23.2 км и до 1750 м в ширину.

С севера в ледник Каинды вливается 10 притоков, с юга — 11. Ледники, стекающие с юга, т. е. с северных склонов хребта Каинды-катта, представляют мощные потоки, имеющие в свою очередь ряд разветвлений, расчленяющих хребет Каинды-катта на ряд обособленных кряжей.

Многочисленные притоки ледника Каинды, сливаясь в основной поток, образуют на его поверхности ряд моренных и ледяных гребней, которые прослеживаются до конца языка. Язык ледника почти

на 4 км засыпан покровной мореной, дальше она сохраняется только по бокам ледника, по которому заходит на 12 км вверх. Падение ледникового ложа спокойное. Ледниковый язык заметно отступил от склонов.

Скорость движения, измеренная в 1932 г. Украинской экспедицией, в средней части ледника равнялась 1.04 м в сутки. Нижняя часть ледника, погруженная под морену и находящаяся под огромной тяжестью последней, имела самое незначительное движение, не превышающее 25 см за трое суток.

Ледник Кан-джайляу. Дальше к северу, между хребтом Иныльчек и его северо-западным отрогом, находится долина Ат-джайляу, восточная часть которой заполнена ледником Кан-джайляу, берущим начало из фирновых полей пика Нансена. Ледник имеет длину 12.1 км, ширина ледникового потока в средней части не превышает 1150 м, уменьшаясь до 300 м у языка. Истоки ледника подходят к верховьям ледника Комсомольского, с которым они имеют общую область питания, разграниченную невысоким снежным поднятием.

Ледник Кан-джайляу имеет небольших 5 притоков, отличающихся особенно крутым падением, с изломанной поверхностью, совсем не доступной для движения. Более половины своей длины ледник покрыт моренами. В конце ледникового языка находится обширный грот, из-под которого с шумом выбегает река. Грот ледника

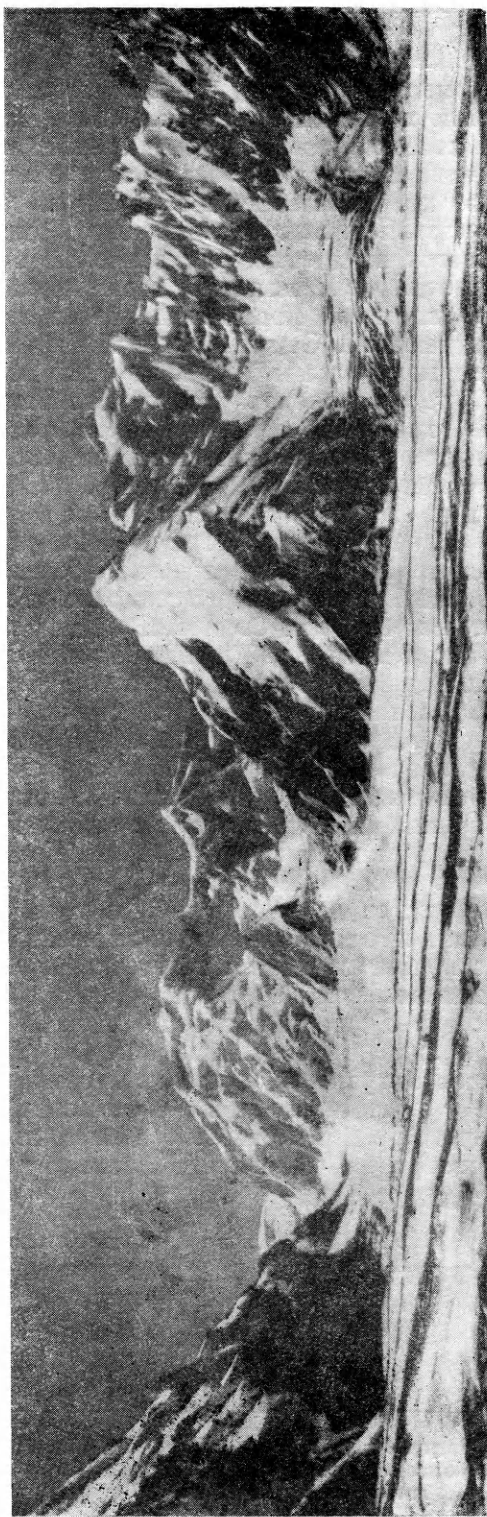


Рис. 8. Верховья ледника Каинды.

Кан-джайляу, благодаря своему объему, ледяным нагромождениям внутри него и разноцветным прожилкам в толще льда, является одним из самых красивых в ледниках Тянь-шаня (наблюдения 1937 г.).

По соседству с ледником Кан-джайляу, к западу от него, расположены незначительные по величине ледники, стекающие с северных склонов хребта Иныльчек в долинную часть горного прохода Ат-джайляу. Вытекая на сравнительно ровную поверхность, они далеко распространяются по долине, не стесняемые склонами ущелья, образуя классические по форме языки. По свежести льда, отсутствию поверхностных морен, капельной форме ледникового языка они могут быть отнесены к наступающим. Самый большой из них имеет 4.5 км в длину.

Ледник Южный Иныльчек, открытый экспедицией Игнатьева в 1876 г., расположен между хребтами Иныльчек и Кок-шаал-тау с юга и хребтами Сарыджас и И. В. Сталина с севера; он, несомненно, относится к величайшим ледникам средних широт земного шара и сползает до высоты 3000 м над у. м.

Длина его, считая от седловины в хребте Меридиональном к востоку от пика Военных Топографов, равна 59.5 км.

Ледник Южный Иныльчек, соединенный переметным ледником с ледником Тугбельчи через седловину в хребте Меридиональном, достигает длины 86.3 км. Со всеми потоками, включая сюда и ледники Северный Иныльчек, Тугбельчи и Карагюль (последние два как переметные ледники), этот колосс имеет 494 км² площади, что ставит его в число величайших (если не самых больших) по размерам горных ледников земного шара. Мощность льда по визуальным наблюдениям определяется в 300—400 м. Скорость течения, согласно данным украинской экспедиции, в летние месяцы достигает 3.4 м в сутки.

Ширина ледяного потока после впадения в него ледника Северный Иныльчек достигает 2.8 км. Заканчивается поток лопастным концом шириною в 2000 м, который свободно вытекает в долину и возвышается над ее дном на 40—50 м серой бесформенной массой.

В ледник Южный Иныльчек впадает 25 основных притоков: 13 с левой и 12 с правой стороны. Все они, в свою очередь, имеют многочисленные разветвления. Особенно большого развития достигают ледники, стекающие с северных склонов хребта Кок-шаал-тау. Эти ледники — Комсомольский, Пролетарский Турист, Дикий и Звездочка — по своим размерам могут быть отнесены к самостоятельным ледяным потокам. В табл. 2 даны размеры 4 основных притоков ледника Южный Иныльчек, причем ледники безымянные, стекающие также с северных склонов хребта Кок-шаал-тау, только немногим уступают первым.

Таблица 2
Размеры 4 основных притоков ледника Южный Иныльчек

№№ п/п.	Названия притоков	Длина (км)	Ширина (км)	Пло- щадь (км ²)	Примечание
1	Звездочка	16.4	2.2	34	8 притоков
2	Комсомольский	14.6	0.9	24	
3	Пролетарский турист	10.3	1.2	12	
4	Дикий	8.7	1.2	10	

Среди грандиозных потоков льда, стекающих везде, где только возможно, словно от края переполненного жидкостью сосуда, встречаются ледники всевозможных типов. Так, один из притоков ледника Шокальского, вливающийся в него с юго-востока, образует характерный возрожденный ледник. Поток льда, встретив на своем пути обрыв, обламывается, но постоянно пополняется новыми порциями ледяного материала, поступающего из обширного фирнового бассейна. У подножия обрыва лед образует правильный конус, который верхним своим концом высоко поднимается по стене, а нижний располагается по ущелью, образуя новый, возрожденный ледник.

Из всех 12 правых притоков ледника Южный Иныльчек, вливающих в него с южных склонов хребтов И. В. Сталина и Сарыджас, ни один не достигает того развития, как южные притоки, стекающие с северного склона хребта Кокшаал-тау. Все правые притоки — узкие, ленточные ледники, почти с отвесным падением, не приносящие и сотой доли ледяных масс, вливающих в ледник Южный Иныльчек. Только 2 из них отличаются крупными размерами — это ледники, стекающие с западного склона хребта Меридионального. Они вливаются в основной поток восточнее пика Хантенгри. Северный из них имеет длину 9 км, южный — 6 км. Эта часть, по существу, может считаться основным бассейном питания ледника Южный Иныльчек.



Рис. 9. Северные склоны хребта Сарыджас. Вдали ледник Мушкетова.

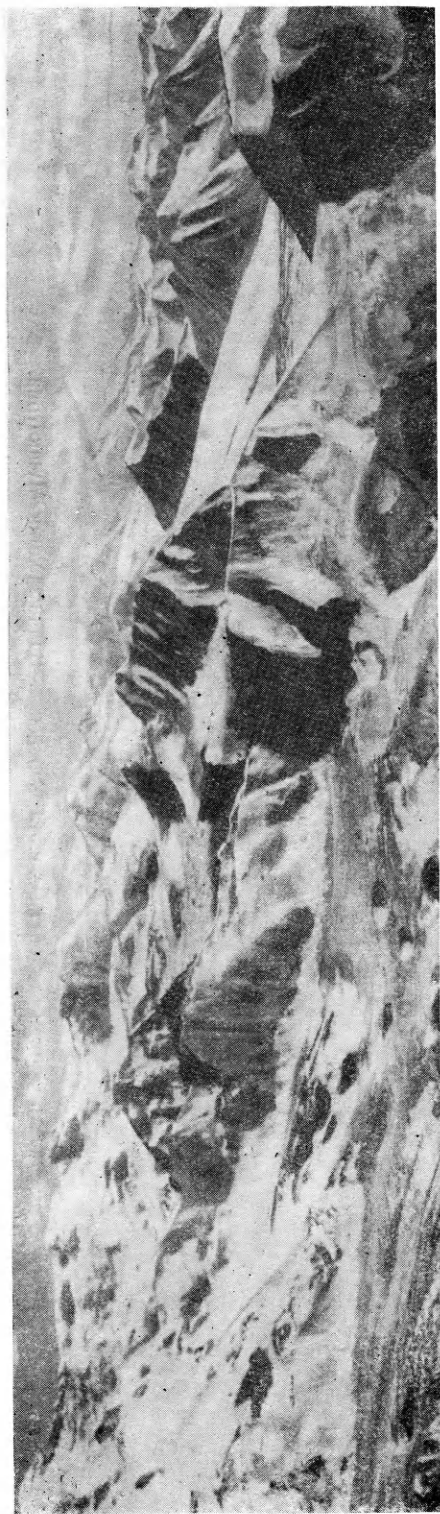


Рис. 10. Верховья ледника Мушкетова.

Ледник Северный Иныльчек, являясь в недавнем прошлом главным притоком ледника Южный Иныльчек, отличается своим громадным развитием. Длина его от водораздела в хребте Меридиональном до оз. Мерцбахера равна 38.2 км, а площадь составляет 88 км². На всем протяжении ледник сохраняет ширину в 1600—1800 м.

С левой стороны долины, т. е. с северного склона хребта И. В. Сталина, в него вливается 19 притоков, с южного склона хребта Сарыджас — 11 притоков. Они узкие, имеют крутое падение и дают главному ледниковому потоку значительное количество льда.

Ледник Северный Иныльчек, покрыт толстым слоем моренных образований, идущих почти на 20 км вверх от конца ледника.

Цирк ледника Северный Иныльчек вплотную подходит к леднику Карагюль и имеет с ним одну область питания.

Ледник Северный Иныльчек в плане повторяет форму ледника Каинды, также имеющего большое количество притоков, расчленяющих оба горных склона глубокими, заполненными льдом ущельями.

Здесь следует отметить, что левая сторона языковой части ледника Северный Иныльчек на целых 12 км вверх от оз. Мерцбахера представляет собой неподвижный лед.

За полную неподвижность этой части ледника говорит весьма характерное распространение льда боковых притоков на поверхности ледника Северный Иныльчек, образующих как бы наплыв, оставляемый стеариновой свечой.

Слияние обеих ветвей ледника Иныльчек происходит в 16 км от конца языка. В этой части ледник покрыт сплошной

мореной, которая становится особенно плотной ближе к концу языка, заполняя воронкообразные «карстовые» провалы в теле ледника слоем щебня в несколько десятков сантиметров толщины. На первых 6—8 км от конца языка создается впечатление, что передвигаешься по конечной морене, а не по леднику, но при внимательном наблюдении под каменной кровлей можно отыскать прозрачный, темного цвета глетчерный лед.

Перед концом языка ледника Иныльчек располагается широкий задр. Он имеет многочисленные воронкообразные ямы глубиной до метра, напоминающие отмеченные выше углубления на конце языка. Эти углубления наводят на мысль, что в недавнем прошлом, видимо, конец языка, засыпанный аллювием, простирался еще на 3—4 км дальше по долине.

Ледник Мушкетова. Верховья долины, образованной северным склоном хребта Сарыджас и южным склоном его отрога, хребтом Адыртор, заполняет ледник Мушкетова, по размерам значительно меньший, чем принято это считать. Он имеет 15.1 км длины и 1.5 км в ширину. Язык сползает до высоты 3660 м. Ледник имеет 5 притоков, стекающих с северных склонов хребта Сарыджас. Все они несут морены, закрывающие основной ледник на длину до 5 км.

Характерной особенностью ледника является отсутствие притоков с южного склона хребта Адыртор. Здесь древний ледник, бывший во много раз мощнее теперешнего, совершенно срезал боковые ущелья хребта, лишив возможности скапливаться снегу в их верховьях.

Даже в недавнем прошлом мощность ледника была значительно больше (на 100—150 м больше теперешней), о чем явственно свидетельствует широкое распространение береговых морен и ограничение растительного покрова на склонах хребта Адыртор, где растительность не спускается ниже границы, до которой совсем недавно доходил ледник.

Ледник Семенова занимает самое северное положение из всех ледников массива пика Победы.

Он расположен между хребтами Адыртор и Катта-ашутор, служащих перемычкой между хребтом Сарыджас и хребтом Терской Алатау. В связи со своей относительно более легкой доступностью, он почти в течение 100 лет привлекает внимание многочисленных исследователей. Стекая с северо-западных склонов пика Семенова, этот ледник имеет длину 18.7 км и занимает площадь 36 км².

Аналогично леднику Мушкетова, он несет притоки лишь с левой стороны, со склонов хребта Адыртор. Всего с юга на север стекает 8 притоков, образующих грандиозное ледяное море. Один от другого притоки почти не отделены, образуя мощный каскад льда, ползущего в начале со склонов хребта, а затем по долине.

Воды, стекающие с ледника Семенова, служат истоком реки Сарыджас.

Ледник Сайкай. Малоизученный ледник Сайкай стекает со снежных полей восточной оконечности хребта Сарыджас, продолжаясь за хребтом Меридиональным. Длина ледника от водораздела до конца языка 15.2 км. Ледник Сайкай состоит из двух равновеликих ветвей, соединяющихся в один поток. Площадь ледника 30 км², ширина языка 0.3 км. За счет конвергенции ледник после слияния обеих ветвей сползает еще на 3 км, уменьшаясь по ширине почти в 7 раз.

М. В. КОСАРЕВ

ЛЕДНИКИ БАССЕЙНА РЕКИ ШАХИМАРДАН

Настоящая статья имеет целью дать сводное описание ледников, питающих р. Шахимардан, основанное на использовании личных наблюдений автора и сотрудников Гидрометеорологической службы Б. А. Бузовкина, В. И. Каштанова и В. И. Кувшинова. Частично (ледник Аллаудин) в данную сводную работу включены сведения из каталога ледников Средней Азии, составленного Н. Л. Корженевским.

Бассейн Шахимардана, расположенный в непосредственной близости к культурным центрам, посещался не один раз геологами (А. В. Москвин, В. Н. Вебер) и исследователями других специальностей (Н. А. Караулов), имеющих то или иное отношение к гляциологии. Тем не менее сведения о ледниках р. Шахимардан весьма ограничены, и их можно найти в литературе в работах исследователей этого бассейна как сообщения случайного характера. В 1930 г. в области ледников Шахимардана работала экспедиция горнолесо-мелиоративной партии НКЗ Узбекской ССР; сведения о ледниках, доставленные этой экспедицией, опубликованы только в каталоге ледников Н. Л. Корженевского. Таджикско-Памирская экспедиция тоже не занималась этим бассейном, а поэтому он и попал в число бассейнов рек Средней Азии, по которым мы еще не имеем полной более или менее точной карты оледенения, играющего здесь значительную роль в водном балансе реки.

Бассейн Шахимардана заключен между $41^{\circ}05'$ и $41^{\circ}38'$ в. д. и $39^{\circ}43'$ и $39^{\circ}58'$ с. ш. Бассейн ограничен с юга основным гребнем Алайского хребта и примыкает в верхней части к бассейну р. Кок-су. С запада и юго-запада граница бассейна лежит на отрогах Ходжаачканского массива (бассейн р. Соха), а с востока и юго-востока Шахимарданский бассейн граничит с бассейном р. Исфайрам-сая. Главный гребень Алайского хребта занимает лишь незначительную часть водораздела бассейна и не может играть большой роли в образовании снегозапасов, а отсюда и в развитии оледенения. Весь бассейн Шахимардана оказывается зажатым горами, высокие гребни которых препятствуют доступу сюда влаги. Вот почему оледенение Шахимардана главным образом приурочено к району перевалов Аллаудин и Кара-казык и вот почему ледники здесь залегают так высоко, в малом количестве и не получили значительного развития.

Главные истоки р. Шахимардан находятся в районе перевалов Караказык и Аллаудин в Алайском хребте (рис. 1), который в этом месте имеет наиболее слабо развитую сеть периферийных отрогов; поэтому высокогорная и горная части р. Шахимардана сравнительно с его

соседями Сохом и Исфайрамом очень коротки (всего 50 км). Главной составляющей р. Шахмардан присвоено название Кара-казык. Эта река в 8 км от своих истоков сливается с ледниковой речкой Арча-баши, а в 7 км ниже к ним присоединяется мощный поток ледни-

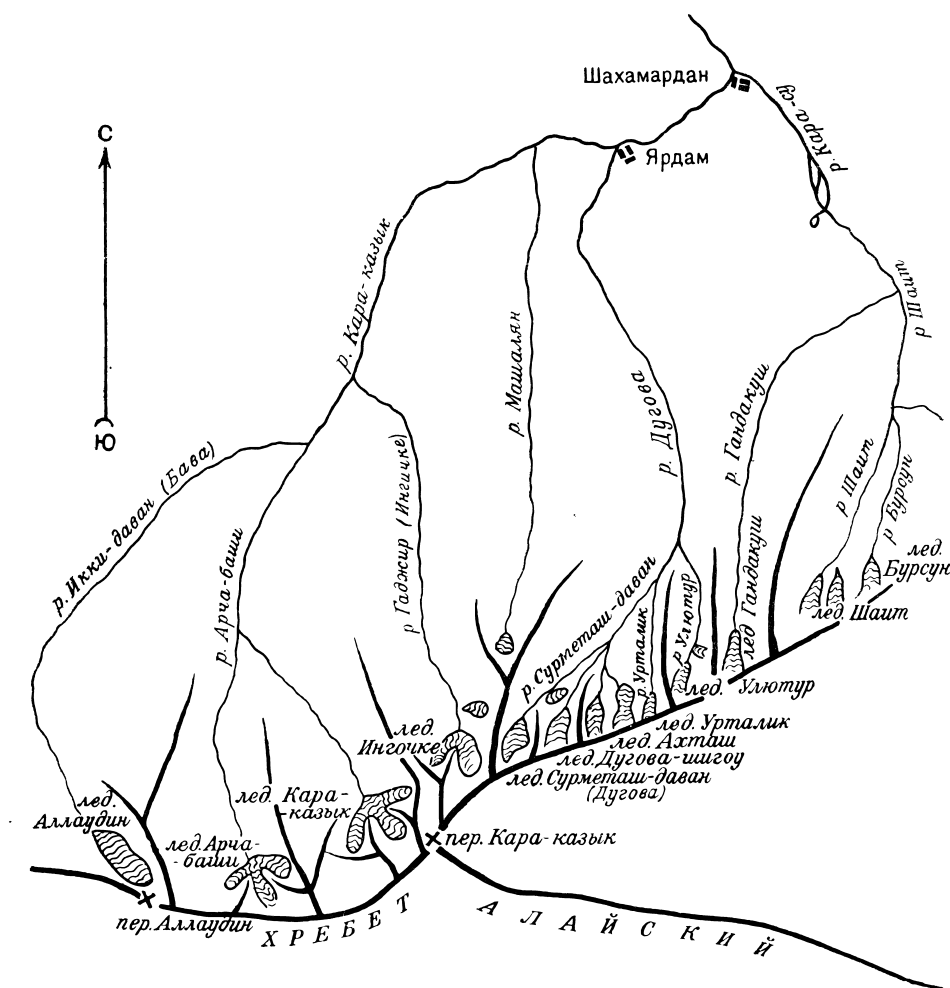


Рис. 1. Схема расположения ледников в бассейне реки Шахмардан.

Составлена по данным В. И. Кувшинова и В. И. Каштанова.

ковой реки Икки-даван. Еще на 4 км ниже в Кара-казык впадает ледниковая рч. Ингичке или Гаджир. Затем близ кишлака Ярдам (по карте Иордан) в Кара-казык вливается небольшая рч. Машалян, имеющая в истоках небольшие снежники и маленький фирновый ледничок. Наконец, в кишлаке Ярдам Кара-казык принимает последний приток — р. Дугова, занимающую первое место в бассейне Шахмардана по количеству своих ледников. Дальше до кишлака Шахмардана Кара-казык не принимает ни одного притока, а в кишлаке соединяется с р. Кара-су, вытекающей из оз. Курбан-куль. Отсюда река уже принимает название Шахмардан.

Все перечисленные реки вытекают из ледников, описание которых и приводим ниже.

1. Ледник Кара-казык (рис. 2 и 3) занимает площадь около 6.87 км². Протяжением 2.5 км. Котловинный. Имеет, кроме основного, еще два притока — один слева, а другой справа. Правые притоки, ориентированные на ЗСЗ и ЗЮЗ, имеют незначительный угол падения. Область питания развита слабо и в тыльной части наглухо замкнута. Такое же устройство имеет область питания главного ледникового потока, который течет сначала на ССВ и затем на С. Область питания левого притока — котловинообразное расширение с крутыми склонами. В тыльной части ледника имеется несколько характерных пиков. Язык ледника сплошь засыпан моренным материалом: мрамор и известняк на правой части ледника и гранит в средней и левой частях. На поверхности ледника имеется несколько незначительных размеров озер. Ледниковый язык резко отделяется от тела ледника и только в правой части долины соединен с ним незначительной перемычкой; абсолютная высота конца языка 3700 м (определено гипсотермометром).¹ Ледниковый ручей вытекает из-под боковых морен с левой стороны ледника и дает начало р. Кара-казык.

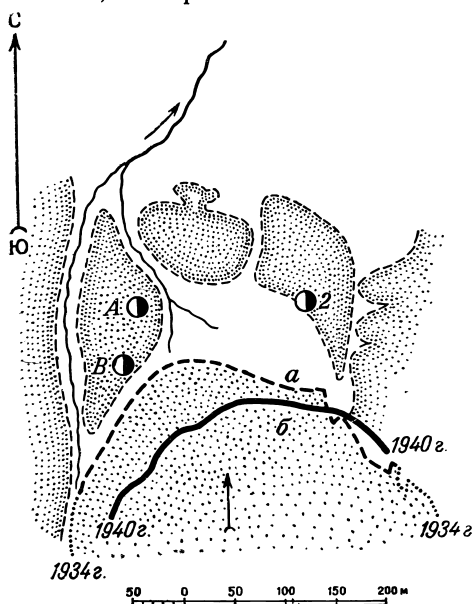


Рис. 2. Конец языка ледника Кара-казык, июнь 1934 г.

a — граница ледникового языка в 1934 г.; *b* — граница ледникового языка в 1940 г.; *A, B, 2* — отметки, сделанные на базисах.

A и *B* (рис. 2). Впервые ледник был посещен и описан Б. А. Бузовкиным 20 июня 1934 года. В октябре 1940 г. нами была сделана повторная съемка конца языка ледника. Оказалось, что за истекшие 6 лет ледник отступил вообще, причем в лобовой части языка — на 65 м.

2. Ледники Арча-баши. Занимают площадь около 2 км². Долина носит ярко выраженный троговый характер, и наличие в ней ледника можно определить уже от устья, откуда видны обрывки фирнов, занимающих верхнюю часть долины. От устья и до области ледника в главную долину выходят справа и слева несколько подвешенных маленьких троговых долинок, в которых, судя по нагроможденным в нижней части их моренам, также имеются небольшие фирновые леднички. Главная долина Арча-баши имеет очень крутое падение и почти вся занята ледниковым комплексом. Главный ледник Арча-баши сложный и состоит из трех основных ветвей, из которых

¹ Все определения высот, проводившиеся В. И. Каштановым и Б. А. Бузовкиным, сделаны гипсотермометром, а проведенные В. И. Кувшиновым — anerоидом.

одна уже на грани полного исчезновения. Каждый из трех составляющих имеет самостоятельную область питания. Направление составляющих: первого с В на З, второго с ЮВ на СЗ и третьего (самого мощного) с ЮЮЗ на ССВ. Первые 2 ледника отделены от 3-го скалистым гребнем, который в большой мере подвергся разрушению. Язык правого ледника сплошь покрыт обломочным материалом; тело этого ледника отделено от борта долины ледниковым ручьем. Главный ледник Арча-баши имеет две области питания, лежащие в резко разграниченных котловинах. Главный ледник Арча-баши по характеру питания принадлежит к типу туркестанских ледников. Уклон языка ледника около $15-18^\circ$, протяжение около 2 км, ширина около 300 м. Конец ледника лежит на высоте 3888 м над у. м. Моренный материал — граниты и гнейсы. Ледник посещен и описан 22 VI 1934 Б. А. Бузовкиным. На двух ледниках — юго-восточном и юго-западном — поставлены отметки, которые нанесены на план мензульной съемки ледников. Ледники Арча-баши находятся в стационарном состоянии.

3. Ледник речки Ингичке (Гаджир) (рис. 3). Занимает площадь около 0.379 км^2 . Представляет собой сложный ледник, состоящий из основного, идущего с ЮЮЗ, мощного притока с З и всячего ледника на правом склоне ледниковой долины. Основной ледник весь присыпан обломками гранита и других пород. Нижняя часть его — без всяких признаков льда на поверхности и несколько сположена; морены здесь залегают поперечными валами. Выше по течению увеличивается число котловин и борозд; льда также не видно, характер морены такой же, как и в нижней части. Еще выше — до области питания — морены несколько увеличиваются в длину, под ними кое-где проглядывает чистый прозрачный плотный, с маленькими пузырьками воздуха, лед. С левого края протекает ручей.

Область питания — небольшая котловина с отвесными стенками; на вершинах и выступах замыкающего гребня обрывки фирна. Язык ледника ориентирован на ССЗ. Всячий ледник, спускающийся с востока, весь засыпан обломками пород, залегает в совершенно прямой долине и только в области питания имеет незначительный загиб; до основного ледника не доходит, конец языка сположен и отделяется от основного промытой впадиной. Наклон главного ледника 20° , а протяжение немного больше километра.

Ледник Ингичке находится в стадии умирания. Посещен и описан 26 VI 1934 Б. А. Бузовкиным. Конец языка ледника находится на высоте 3353 м над у. м.

4. Ледник реки Икки-даван (Аллаудин) (рис. 3). Занимает площадь около 6.97 км^2 . Самый мощный в бассейне р. Шахимардан. Залегает под перевалом Аллаудин на северном склоне главного гребня Алайского хребта в обширном снежном цирке, ограниченном крутыми стенками. Питается снежными обвалами. Справа имеет приток, который своим фирновым полем соединяется с ледником южного склона хребта. Ледник вытянут в направлении ССЗ и имеет, считая с вышеуказанным, 3 притока. Фирновая область среднего притока ниже остальных и расположена в небольшом цирке. Снежник левого цирка также переметывается через хребет. Ледниковых ручьев два, причем северный ручей вытекал из-под самой выдающейся вниз части конца ледника; он немного меньше второго ручья, вытекающего с правой стороны выше по склону; в месте истока этого ручья имеется грот.

Обнаженный конец ледника падает круто, приблизительно под углом в 30° . Высота лба около 30 м. Протяжение ледника, по определению Кувшинова, около 3 км, а по В. Н. Веберу 4.5 версты. От угла южной стороны самого большого валуна впереди конца ледника на правом берегу ручья сделана красной краской отметка: *В. К. S W 201; 32.67 30 VII 28 года*. Высота языка ледника 3270 м. над у. м. Осмотрен и описан В. И. Кувшиновым 30 VII 1928 и В. Н. Вебером 16 VI 1912.

5. Ледники реки Дугова. Река Дугова составляется двумя речками: правой—Улютур (Улитор) и левой—собственно Дугова. Последняя, в свою очередь, образуется слиянием нескольких ледниковых ручьев: справа—Урталики и Ак-таш, слева—Сурметаш-даван; у последних двух по два истока, берущих начало в ледниках того же наименования. Ледники Дугова были посещены в сентябре 1934 г. В. И. Каштановым, сообщившим о них следующие сведения. Всего в бассейне Дугова 8 ледников, которые расположены так: в сае Сурметаш-даван 3 ледника, в сае Ак-таш 2 ледника, в сае Урталики 1 ледник и в сае Улютур 2 ледника. Некоторые из этих ледников совсем не доступны, поэтому осмотреть и описать их все не удалось. Осмотренные же Каштановым ледники представляют следующее.

Ледники Сурметаш-даван залегают в двух совершенно самостоятельных мульдах, причем левая мульда высоко подвешена и содержит самый большой ледник в этой системе. За недоступностью осмотреть этот ледник вблизи не удалось. По сообщению местных киргизов здесь некогда была пешая тропа в бассейн реки Сурметаш Исфайрамский, но с течением времени тропу эту завалило, и сообщение с соседним бассейном прекратилось.

Правый из группы ледников Сурметаш-даван носит название Дугова, или Дугова-шигоу (рис. 3). Кувшинов, который его посетил 11 VIII 1928, дал следующее описание: ледник нужно отнести к типу мульдовых, ориентирован с З на В, мульда ограничена водораздельными хребтами между речками Ак-таш, Кара-кум и Сурметаш-даван. Главный хребет ограничивает ледник с юга, а с севера идет барьер из коренных пород, повидимому остаток сточенной льдом складки. Основное питание ледник получает с главного хребта. Поверхность конца ледника покрыта щебнем. С левой стороны вытекает небольшой ручей—один из истоков р. Дугова. Наблюдения велись на расстоянии 300 шагов. В 1932 г. 16 августа у ледника был В. И. Каштанов, но описания не дал, так как к самому леднику подойти не смог.

В 1934 г. 13 июня главный ледник Дугова из группы Сурметаш-даван посетил Б. А. Бузовкин, который и сообщил о нем следующее: ледник Дугова течет сначала на ЗСЗ, а затем прямо на С. Ледник имеет 4 области питания, запрятанные в ячейки. Слева есть мульдовый ледник. Ледник туркестанского типа. Крутизна падения фирновых полей правого крайнего 80° , правого среднего 45° , левый средний имеет разные разные уклоны, а левый крайний 14° (основная область накопления). Угол наклона лба 30° . Правая сторона языка ледника завалена мореной, боковые морены расположены на левом борту ледникового ложа. Поверхность ледника неровная и засыпана обломками. В сравнении с 1928 г. ледник отступил примерно на 40 м. У конца языка отмечены две скалистые ступени (ригеля), высота верхнего ригеля 120, нижнего 40 м. Абсолютная высота конца языка 3894 м. Ледник занимает площадь в 2.014 км².

Ледники Ак-таш (рис. 3) были посещены и описаны В. И. Каштановым 17 VIII 1932. Он сделал схемы обоих ледников, причем схема восточного ледника грешит неточностями, так как ледник этот недоступен. Данные о леднике Ак-таш западном сводятся к следующему: ледник занимает площадь 0.0917 км², расположен на северо-северо-западном склоне. Цирк развит слабо; ледник спускается полого. Из области ледников Ак-таш можно наблюдать ледники Сурметаш-даван, находящиеся, по мнению В. И. Каштанова, в стадии наступания.

Долина в области ледникового языка ледника Ак-таш занята моренами, высота которых достигает 40—60 м; морены расположены концентрически. Конец языка ледника тупой. Цвет льда возле гота белый; лед плотный, есть землистые прослойки. Мощность льда у конца языка 25 м. Грот развит слабо. Поверхность ледника грязная и засыпана обломочным материалом. Середина ледника вогнутая, края крутые. Общий угол наклона 18°. Крутизна лба 35°. Протяжение около 1.5 км, язык залегает на высоте 3995 м над у. м.

Следующий по порядку ледник Урталик-сая настолько оказался мал, что В. И. Каштанов, посетивший его 17 VIII 1932, не мог определить его размеры и конфигурацию под толщей обломочных материалов; только вытекающий из-под морен ручей дает знать о существовании здесь ледничка. Область залегания ледника представляет замкнутую котловину с совершенно отвесной задней стенкой.

Сай Улитор имеет 2 ледника, которые были посещены и описаны В. И. Каштановым 19 VIII 1932. Большой ледник (рис. 3) расположен на северо-восточном склоне. Площадь, занятая им, равняется 1.98 км²; имеет слабо развитый цирк. Экспозиция ледника СВ. Слева от него отмечен небольшой ледник, экспонированный на ВСВ. С большим ледником не сообщается. Долина большого ледника покрыта мореным материалом. В 4—5 км ниже ледника отмечается скалистый порог, подобный отмеченному в долинах Дугова. Мощность языка 50—60 м. Конец языка сильно засыпан обломками. Левая боковая морена сливается с моренами малого Улиторского ледника. Перед концом ледника — пересохшее озеро. Лед плотный, белый; внизу вкраплены обломки морены. Ручей вытекает с правой стороны языка. Конец языка тупой. Угол наклона лба ледника 41°. Общий угол наклона ледника 16°. Поверхность ледника засыпана. На леднике имеются трещины. Протяжение ледника 2.3 км. Конец языка залегает на высоте 3996 м над у. м.

Ледник Улитор малый (рис. 3) занимает площадь 0.62 км². Этот ледник примыкает к водораздельному хребту между саями Улютур и Гандукуш. Не имея развитого бассейна питания, ледник существует за счет отмеченных на вершине хребта висячих ледничков и относится к типу «возрожденных». Раньше был связан с большим Улютурским ледником. Морены расположены очень неравномерно и разбросанно. Под ними есть мертвый лед. Ледник закапывается в морены. Лед плотный, белый, внутри льда есть прослойка земли, внизу вкраплены камни и небольшие валуны. Мощность языка примерно 20—25 м. Поверхность засыпана обломками. Середина вогнутая. Общий угол наклона 20°. В поперечнике ледник около 1100 м. Конец языка залегает на высоте 3906 м над у. м.

Этими данными исчерпываются сведения о ледниках р. Дугова.

Следующая крайняя правая составляющая Шахимардана в нижней части от оз. Курбан-куль и до кишлака Шахимардана носит

название Кара-су; выше озера Курбан-куль река называется Шаит, которая образуется двумя мощными ледниковыми ручьями — собственно Шаитом и Гандукуш (Гандакуш).

6. Река Гандукуш имеет в своих истоках один ледничок (рис. 3), который занимает площадь в 0.173 км^2 . Протяжение его около 700 м. Был посещен 7 X 1932 В. И. Каштановым и 4 VII 1934 Б. А. Бузовкиным. По данным В. И. Каштанова, ледник расположен на северном склоне хребта и конец его языка ориентирован на север. Цирк в области питания развит слабо и ограничен отвесными скалистыми стенами. Ниже конца ледника в 3 км имеется скалистый порог со следами ледниковой обработки. Нижняя граница языка находится на высоте 3672 м над у. м. Общий вид конца языка закругленный. В 50 м от него отложена конечная морена. Угол наклона лба языка 40° . Весь ледник покрыт моренным материалом. Боковые края ледника пологи. Поверхность ледника вогнутая. Льда не видно. По данным Бузовкина, конец языка преграждает всю долину и в левой своей части имеет беспорядочные нагромождения моренного материала, которые совершенно скрывают форму и контуры языка. Перед концом языка ледника нагромождена в 30 м конечная морена. Сопоставляя данные В. И. Каштанова и Б. А. Бузовкина, можно вывести заключение о том, что ледник за 2 года наступил на 30 м.

7. Ледники реки Шаит. Истоки р. Шаит лежат в двух совершенно обособленных долинах, из которых левая является собственно Шаитом, а правая носит название Бурсуна. Ледники, имеющиеся в истоках этих рек (рис. 3), были осмотрены В. И. Каштановым 8 IX 1933, а ледник Бурсун был посещен еще ранее, 9 VII 1932, В. И. Кувшиновым.

Кувшинов сообщил о нем следующее. Ледник принадлежит к типу висячих, конец языка находится на высоте около 3476 м над у. м. (определение анероидом). Имеет подобие небольшого цирка. Питается снежными обвалами с окружающих гребней. На месте обрывов льда видны вертикальные трещины. Конец ледника обрамлен осыпью, из под которой вытекает в виде незначительного ручейка Бурсун (рис. 3).

Сведения В. И. Каштанова об этом леднике сводятся к следующему. Экспозиция сборного бассейна северо-западная. Цирк не развит, и ледник спускается ледопадами с вершины хребта. Ледник смежен с восточным Шаитским ледником. Склоны долины у ледника сильно разрушены, а поэтому кругом отмечаются следы обвалов и осыпей. В 2 км ниже ледника отмечается скалистый порог со следами ледниковой обработки. Конец языка вкопан в конечную морену, почему границу его точно определить не представилось возможным. Конец языка обрубленный. Слоистости льда не заметно, лед чистый и плотный. Грот не развит. Мощность льда на конце 15—20 м. Поверхность ледника в нижней части засыпана моренным материалом, а выше чистая. Поверхность очень неровная. Язык ледника на некотором протяжении раздваивается, причем правая часть, спустившись со склона, залегает полого, левая же по пути имеет несколько перепадов и, резко свернув на ССВ, сливается опять с правой частью. На поверхности ледника есть срединная морена. Очень развита левая береговая морена, которая спускается ниже конца языка в долину на 100—150 м. Длина ледника около 1 км. Высота языка ледника около 3759 м над у. м. Ледник занимает площадь в 0.86 км^2 .

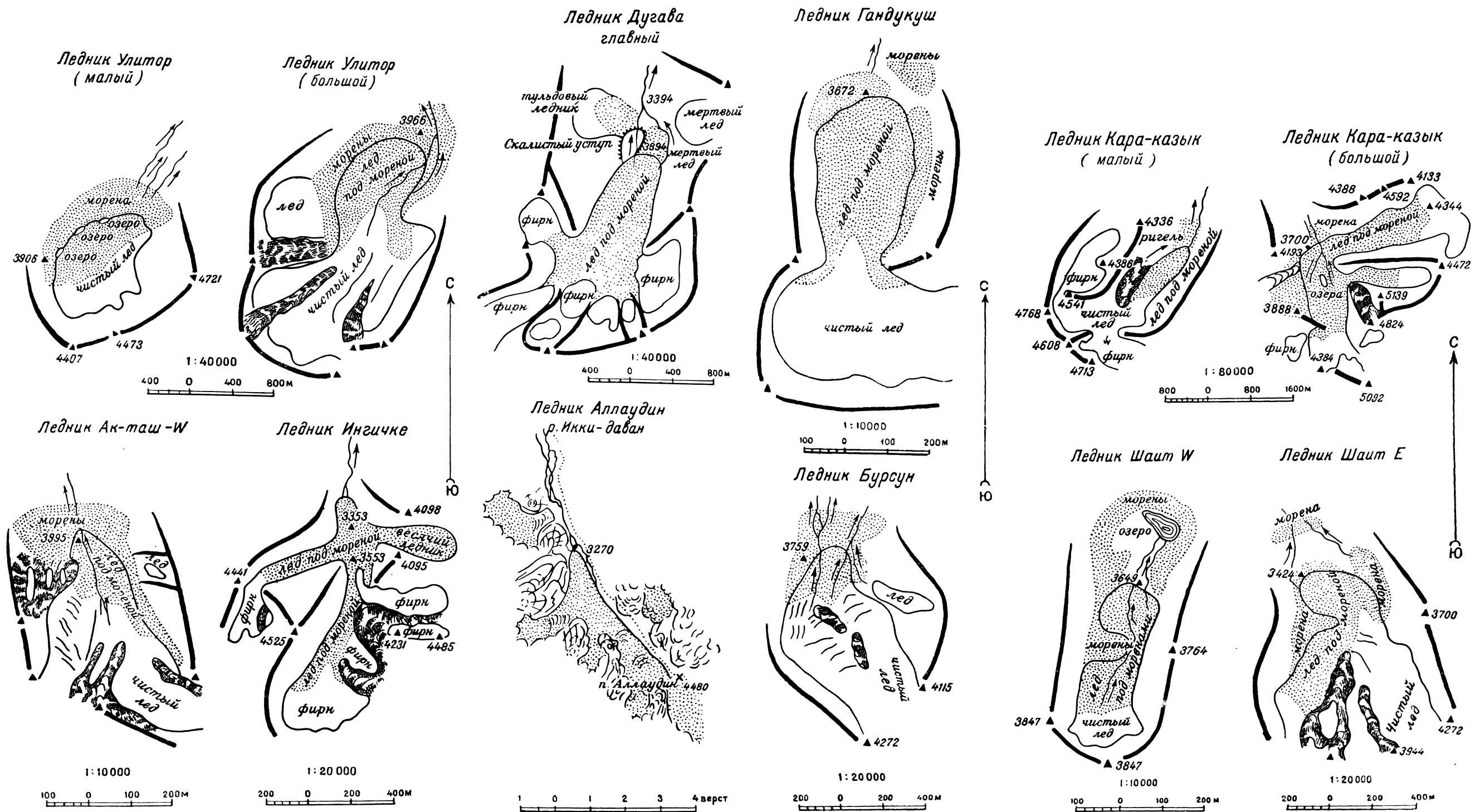


Рис. 3. Схемы ледников бассейна реки Шахимардан по глазомерным съемкам.

В группе Шаит 2 ледника. Ледник восточный Шаит занимает площадь 0.381 км², расположен на северо-западном склоне, течет на СЗ. С западной стороны главного ледника есть маленькие фирновые ледники. Цирк развит очень мало и ограничен крутыми скалистыми стенами. Ниже конца языка имеется скалистый, обработанный ледником, уступ (ригель). Границу языка ледника определить невозможно, так как он весь засыпан моренным материалом и заканчивается внутри своей конечной морены. Правая боковая морена выходит в долину метров на 500. Наклон лба языка крутой, около 42°. Лед пористый и рыхлый. Ручей вытекает с левой стороны языка прямо через морену на высоте 10—15 м от низа языка. Середина языка вогнута. Общий угол наклона ледника около 21°. Конец языка ледника был на высоте около 3424 м над у. м. Протяжение ледника около 1 км.

Ледник западный Шаит занимает площадь 0.043 км², расположен на северном склоне. Ориентирован точно на С. Цирк развит очень слабо: по соотношению области питания и языка и по роду питания подходит к типу туркестанских ледников. Весь засыпан моренным материалом с землистыми прослойками; в нижней части в ледник вкраплены гальки и небольшие валуны. Мощность языка около 20—30 м, у краев ледник обрывается стенами; середина ледника вогнутая. Общий угол наклона 15°. Высота конца языка ледника около 400 м.

Выводы

Общее число зарегистрированных ледников в бассейне Шахмардана 19. Все они в сравнении с ледниками других соседних бассейнов малы и труднодоступны, а потому наладить регулярное наблюдение над ними не легко. К самому мощному леднику бассейна — Аллаудину — можно подойти только окружным путем через Сохский бассейн (перевал Кум-бель).

Почти все ледники одеты плотным моренным покровом и, имея концы языков на большой высоте, находятся в стационарном состоянии или даже в некоторых случаях наступают. Хотя оледенение здесь и не имеет такого развития, как в соседних бассейнах, но все же оно оказывает большое влияние на режим реки, которая благодаря этому может быть отнесена к рекам смешанного типа питания, с преобладанием ледникового. Следы древнего оледенения здесь получили отражение в тех уступах (ригелях), которые нами отмечены на высоте около 3500 м над у. м. в каждой долине рек, составляющих Шахмардан. Общая площадь оледенения Шахмардана около 22.382 км², что составляет 1.9% от общей площади бассейна.

В. А. ЗЕНКОВА

ЛЕДНИКИ ВЕРХОВЬЕВ р. БАСКАН ХРЕБТА ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

Летом 1947 г. в хребте Джунгарский Алатау производила исследования ледников экспедиция Академии Наук Казахской ССР под руководством Н. Н. Пальгова.

Один отряд названной экспедиции в составе сотрудников В. А. Зенковой, Д. С. Громан и К. Т. Мазницыной посетил верховья рек Большой и Малый Баскан, где им рекогносцировочно были обследованы наиболее крупные из залегающих там современных ледников. Ледники рек Большой и Малый Баскан еще никем не были описаны. Экспедиция дала им названия в честь известных советских географов И. С. Шукина, К. К. Маркова, И. П. Герасимова и в честь виднейших классиков-поэтов Казахстана — Абая Кунанбаева и Джамбула.

Настоящий отчет представляет краткое описание ледников, сопровождаемое материалами глазомерных съемок.

Ледник Шукина

Ледник Шукина (рис. 1) расположен в истоке р. Кунакпай, образующей правую ветвь р. Большой Баскан. В длину он имеет 3,5 км, из которых на фирновое поле приходится 2 км и на язык 1,5 км.

По типу ледников его можно причислить к долинным. Цирк ледника образуется северными склонами осевого хребта Джунгарский Алатау и отходящими от него отрогами. Первый отрог отделяет ледник Шукина от ледника Калесника (истоки Кору в верховьях р. Аганакты), левый — от долины р. Караунгур.

Снежные склоны, окружающие фирновое поле ледника, круто падают к своему подножию с характерными для задних стен навесами и взбугрениями, и разделены короткими отрогами хребта на 5 камер.

Выходя из камер, снежные массы сливаются вместе и принимают общее направление на СЗ.

Поверхность фирнового поля в верхней части имеет спокойный характер с углом наклона в 12—15°. В расстоянии более 600 м от подножия задних стен цирка угол ее наклона повышается до 25—30°, и фирновое поле, имея здесь в ширину около 3 км, падает уступом, разбиваясь на левой стороне серией трещин. В районе уступа выделяется скала (нунатак).

До этой суженной части ледник имеет слегка вогнутую к середине поверхность. Такая форма поверхности, более характерная для фирнового поля, чем для языка, свидетельствует о недавнем поднятии фирновой линии,¹ т. е. о том, что еще не так давно эта часть ледника входила в область накопления снеговых масс. Продолжаясь далее вниз по течению в том же северо-западном направлении, язык ледника постепенно становится уже. На оконечности его ширина составляет 200 м.

В 300—400 м ниже упомянутого нунатака начинается срединная морена, имеющая в ширину 5—10 м.

Верхняя (береговая морена) в нескольких местах перекрыта осыпями.

Вблизи оконечности языка она принимает черты четко выраженного вала высотой в 75—80 м.

Нижняя (боковая) морена, причленяющаяся к верхней, имеет при начале высоту в 2—3 м, а на конце — в 20 м.

Аналогичные морены наблюдаются и на правой стороне ледника, но здесь они менее массивны. Правая береговая морена достигает в высоту у оконечности языка 40—45 м, причем от отрога хребта она отделена глубоким логом. В нижней своей части она сильно сположена и размыта.

Боковая морена с середины своего протяжения принимает в поперечном профиле уступообразный вид, образуя терраску. К оконечности языка она достигает в высоту 15—20 м и от береговой морены отделена логом глубиной от 8 до 10 м, по дну которого течет ручеек с чистой прозрачной водой.

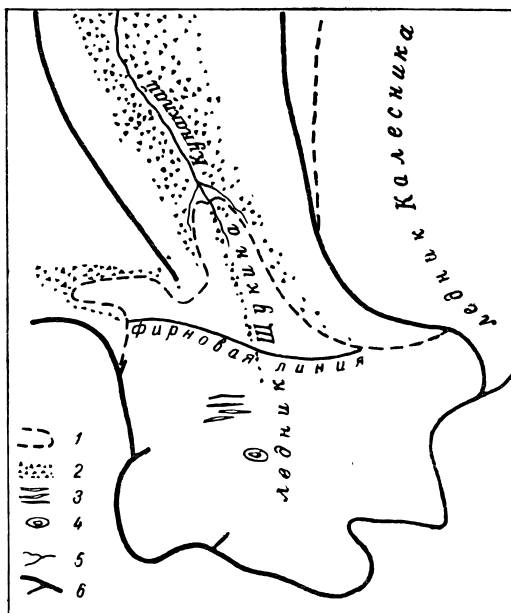


Рис. 1. Ледник Щукина.

1 — ледники; 2 — морены; 3 — трещины; 4 — нунатаки;
5 — потоки и реки; 6 — хребты и их отроги.

¹ Это объяснение не является единственным. (Прим. Ред.).

Левый отрог, вследствие своей крутизны, бесснежный.

Цирк ледника разделен скалистыми выходами на 3 камеры. Первая камера расположена на западном склоне правого бокового отрога, 2 другие — на склоне осевого хребта. Фирновое поле, обращенное на север, имеет волнистую, слегка вогнутую к середине, поверхность. Ширина его в средней части около 1.5 км.

Своей конфигурацией ледник напоминает удлинённый лист растения с острой вершиной, которая составляет конец языка. Последний несет незначительный обломочный материал, и на высоте около 3000 м над у. м., сузившись в ширину до 100—150 м, зарывается в конечную морену. Края ледника окаймлены береговыми и боковыми моренами. Первые из них во многих местах перекрыты осыпями, а на крутых частях склона прерваны. Вторые, более сохранившиеся, тянутся непрерывно. У оконечности языка, достигнув высоты в 20—25 м, они прилегают к фронтальной морене, которая тянется на расстояние в 500—600 м и ложится на более старые моренные отложения. Эти последние, поросшие редкими пятнами растительности, перегораживают ущелье валом высотой в 50—60 м.

Из под морены выходит ручей, который на протяжении 2 км течет среди беспорядочно разбросанных моренных холмов, а затем впадает в небольшое озеро, подпруженное древним моренным валом высотой до 150 м.

Из-под этого последнего вала ручей вытекает снова, получая отсюда название Киин-булак (Дикий Ключ).

Ледник Герасимова

Ледник Герасимова, по типу такой же долинный, как и предыдущие, находится в истоках р. Большой Суурлы — правого притока р. Кара-унгур, между двумя боковыми отрогами главного хребта, из которых правый отделяет его от ледника Маркова, а левый — от ледника Абая (рис. 2). Длина ледника Герасимова равна 3 км, причем на фирновое поле приходится 1.4 км и на язык с открытой поверхностью — 1.6 км.

Фирновое поле разделено скалистыми выходами осевого хребта на 3 камеры. Первые две, считая с запада на восток, круто обрываются к фирновой линии. Снежные массы в них разбиты многочисленными трещинами. Здесь обилие ледопадов и сераков.

В противоположность характеру течения в первых двух камерах, фирновое поле третьей плавно переходит в язык ледника.

Язык имеет клиновидную форму с углом наклона от 5 до 10° у оконечности. Ширина его от 1.3 км в верхней части до 200 м на конце.

Срединными моренами, которые начинаются от скалистых выходов хребта, язык разделен на отдельные лопасти. Оканчивается же он двумя лопастями, разделенными третьей срединной мореной, так как две левые срединные морены, пройдя 400—450 м, прилегают к левой боковой морене, а четвертая, не доходя 100—150 м до оконечности языка, прилегает к правой боковой морене.

Лопастей языка слегка выпуклы и слабо, но равномерно загрязнены обломочным материалом. На высоте 3085 м над у. м. они совершенно исчезают под моренным чехлом.

Вдоль подножия левого бокового отрога в виде вала тянется левая береговая морена. Она начинается у фирновой линии, где к ней подходит конечная морена ныне исчезнувшего карового ледника.

Параллельно ей тянется левая боковая морена, которая, после причленения к ней двух срединных, достигает 10—15 м высоты.

Между нею и краем ледника течет ручей в глубокой ложбине.

На правой стороне ледника наблюдаются подобные же 2 продольные морены. Из них береговая морена достигает на своем конце высоты 35—40 м, а боковая, после причленения к ней четвертой срединной морены, — 10—15 м. Ниже конца ледника все моренные отложения, состоящие преимущественно из черного сланца, смёшиваются в беспорядочно нагроможденные бугры. Наивысший гребень их находится на высоте 3085 м. От него они спускаются вниз узкими, не везде четко обозначенными, ступенями.

Следующий более старый комплекс моренных отложений находится в 800 м от ледника. Он, как и предыдущий, сложен валунами из черного сланца и лишен растительного покрова.

За ним, на расстоянии 1.5 км от ледника, располагается третий комплекс моренных отложений, который резко отличается от первых двух тем, что сложен серыми гранитами и покрыт пятнами альпийской растительности. У его подножия, на высоте 2740 м выходит р. Большая Суурла (Сурковая река). Последняя разливается на хорошо задернованной пологой поверхности следующего, четвертого комплекса моренных отложений, с которого она стекает каскадами.

Ледник Абая

Ледник Абая находится в истоках р. Малой Суурлы — притока Большой Суурлы (рис. 2). Длина ледника 3.5 км, на фирновое поле приходится 2 км, на язык — 1.5 км.

Ледник долинный, лежит между боковыми отрогами главного хребта, который, замыкая ущелье с юга, является задней стеной цирка.

Правый бесснежный отрог отделяет ледник Абая от ледника Герасимова; левый, несущий на себе два каровых ледника, — от верховьев Малого Баскана.

Фирновое поле ледника разбито трещинами и при переходе через ригель образует значительных размеров ледопады и сераки.

Язык ледника, шириной от 1 км в верхней части и до 250—300 м у оконечности, имеет спокойную поверхность, разделенную на две лопасти срединной мореной. Обе лопасти к срединной и боковым моренам имеют несколько выпуклые поверхности, пересеченные неглубокими, но многочисленными ручьями. Конец правой из них, с углом наклона в 20°, зарывается в предъязыковую морену. Конец левой лопасти крутым (свыше 60°) лбом с высотой в 5—8 м ложится на моренные отложения на высоте 2960 м над у. м. В обрыве ее лба зияет грот, из которого вытекает шумный поток, сливающийся затем с ручьями правой лопасти.

Ледник окаймлен с боков моренами — береговыми и боковыми, сложенными из темных сланцев.

К левой боковой морене, в самом ее начале, подходит конечная морена первого карового ледника, а ниже, на расстоянии 300—400 м, причленяется и конечная морена второго карового ледника.

После этого боковая морена приобретает вид мощного вала высотой до 20—25 м.

За окончательностью ледника, при соединении с фронтальной мореной, она размыва потоком, проделавшим в ней широкие ворота.

Фронтальная морена отстоит от конца ледника на 300—350 м и опускается к нему 12 террасами высотой в 2—2.5 м каждая.

За ней следует второй комплекс моренных отложений, отстоящий от ледника на 500—550 м. Как и первый, он сложен валунами из темного сланца и лишен растительного покрова.

Его уступ, круто падая к своему подножию, ложится на более старые моренные отложения, одетые сплошным травянистым покровом. Эти последние, имеющие протяжение около 1 км и несущие на своей пологой поверхности невысокие гряды различного направления, спускаются к озеру.

Озеро размером около 500 м в длину и свыше 300 м в ширину стиснуто с боков склонами гор, подходящих к нему вплотную.

Подпрудой для него служит четвертый комплекс моренных отложений, перегораживающий долину мощным валом высотой до 80 м.

Эти морены покрыты травянистой растительностью, среди которой встречаются отдельные кусты горной ивы и арчи, а ближе к подножию невысокие деревья тяньшанской ели.

От подножия четвертого комплекса морен вытекает речка Малая Суурлы.

Ледник Джамбула

Ледник Джамбула (рис. 3) находится в истоках р. Малый Баскан. Длина его около 3 км, причем на фирновое поле приходится 2 км, на

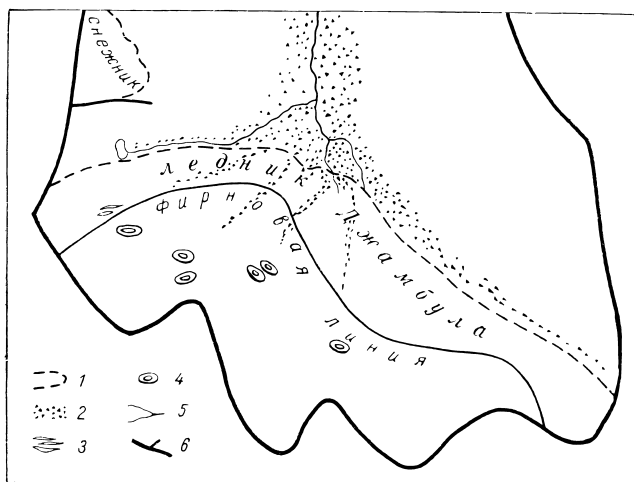


Рис. 3. Ледник Джамбула в истоках Малого Баскана.

1 — ледники; 2 — морены; 3 — трещины; 4 — нунатаки; 5 — потоки и реки; 6 — хребты и их отроги.

язык с открытой поверхностью — 1 км. По типу — это ледник горного склона. Он расположен между двумя отрогами осевого гребня, отходящими в северном направлении. Правый отрог отделяет его от ледника Абая, левый заснеженный — от группы каровых ледников,

находящихся в истоках Акчаганак (правый приток р. Сарканд). Основное питание ледник получает с восточного склона левого отрога, меньшую часть — со склона осевого гребня, замыкающего ущелье.

Язык ледника в области формирования достигает 6—7 км в ширину и принимает северо-западное направление, которое сохраняет до конца.

Его поле слегка волнисто и пересечено вдоль четырьмя невысокими грядами срединных морен, которые начинаются у скалистых выходов левого отрога.

Срединные морены в нижней части языка постепенно сливаются друг с другом и все больше и больше покрывают его поверхность, которая, наконец, совершенно исчезает под ними.

На правой стороне ледника лежит береговая морена в виде мощного вала высотой до 40—50 м, отделяясь от склона отрога глубоким логом. Параллельно ей тянется боковая морена, которая у оконечности языка соединяется со срединными и образует вместе с ними холмистый рельеф. Из-под чехла моренных отложений, в которых преобладают темные сланцы, местами выступают обнажения льда. На левой стороне ледника морены выражены слабо. Но так же, как и на правой, они на оконечности языка соединяются вместе и прилегают к фронтальной морене, которая находится от конца языка в 400—450 м. Здесь она перегораживает ущелье валом высотой до 50 м.

За нею, в расстоянии 1.3—1.5 км от открытого конца языка возвышается следующий моренный вал из валунов, поросших редкими пятнами лишайников. Он, как и предыдущий, сложен обломками темного сланца. У его подножия выходит поток, который вниз по течению быстро увеличивается за счет ручьев, берущих начало от каровых ледников, расположенных по склону левого отрога хребта. Сливаясь вместе, ручьи образуют р. Малый Баскан, которая вначале течет среди моренных холмов, разбросанных в беспорядке и поросших альпийской растительностью, а затем впадает в озеро, подпрудой для которого служит вал древней морены, отстоящий от ледника на 4 км.

Общие черты оледенения

Общая площадь современного оледенения в бассейне р. Баскан составляет (по рекогносцировочным данным) 40 км².

Отдельно по истокам рек она распределяется так: Кунакпай — 8 км², Киин-булак — 4 км², Большая Суурлы — 6 км², Малая Суурлы — 7 км², Малый Баскан — 15 км². Басканские ледники, залегающие в долинах между боковыми отрогами хребта, питаются снегами его северного склона.

Область питания ледников несколько превышает область абляции.

Положительная разность оледенения равна 700—800 м. Отрицательная разность составляет 350—400 м.

Как положительная, так и отрицательная разности оледенения басканских ледников мало отличаются от подобных же показателей у ледников р. Иссык в хребте Зайлийский Алатау. Отчасти это должно свидетельствовать о большем или меньшем сходстве в климатических и орографических условиях.

Басканские ледники имеют выпуклую поверхность в поперечном профиле, причем угол наклона увеличивается ближе к краям. Продольный профиль имеет перегиб при переходе из фирнового поля

в область языка. Этот перегиб у ледников Герасимова и Абая, обусловленный наличием ригелей, сопровождается многочисленными трещинами и ледопадами с образованием сераков.

Углы падения языков в верхних частях пологие (до 5°), на конце, постепенно увеличиваясь, достигают $17\text{--}20^\circ$. Трещины встречаются редко и отличаются незначительными размерами.

Поверхность почти всех языков слегка засыпана обломочным материалом. Встречаются ледниковые столы (на леднике Шукина с высотой ножек от 40 до 60 см). Обширные площади заняты ледниковыми стаканами и сотами.

Языки басканских ледников заканчиваются плоско, постепенно сходя на нет. За исключением ледника Шукина, все они зарываются в моренные отложения, под которыми тянутся еще несколько сот метров.

На их погребенной поверхности нередко можно видеть явления термокарста — воронки и впадины. Для всех басканских ледников характерно присутствие резко выраженных береговых морен, возвышающихся над боковыми моренами. Обычно береговые, а также боковые морены развиты на леднике не в одинаковой степени. Так, у ледника Джамбула левая береговая морена достигает огромной мощности, а правая почти отсутствует; у ледника Маркова, наоборот, правая значительно выше левой. Это связано с неодинаковой степенью заснеженности соответствующих склонов гор.

Фронтальные морены отделены от концов языков некоторым расстоянием от 200 до 800 м. Они тянутся вниз, образуя ряд уступов с поперечными ложбинами. Самые нижние моренные отложения лежат на высоте 2600—2700 м над у. м. Они покрыты древесной растительностью и от современных ледников отделены расстоянием в 4—5 км.

Высокое положение боковых морен, доходящее на оконечности языков до 20 м над их поверхностью, свободное пространство между их концами и фронтальными моренами, высоко лежащая фирновая линия — все это свидетельствует о том, что басканские ледники находятся в стадии сокращения. Это же позволяет утверждать и сходство их по разностям оледенения с иссыкскими ледниками, которые в последние десятилетия обнаруживают отступление.

Литература

- [1] Дмитриев С. Е. Перевалы Какетав, Баскан и Саркан в Джунгарском Алатау и горный переход через Саркан в Джаркент. Изв. Гос. Русск. Геогр. общ., т. 55, 1919—1923 (или 1924, т. 55, вып. 2). — [2] Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, 1939. — [3] Калесник С. В. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках. Изд. Гос. Гидрол. института. Сер. «Исследования ледников СССР», вып. 1, 1934. — [4] Калесник С. В. Геологические и геоморфологические наблюдения на северном склоне Джунгарского Алатау. Изв. Гос. Географ. общ., т. 65, вып. 3, 1933. — [5] Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. М., 1937. — [6] Пальгов Н. Н. Ледники и воды верховий р. Иссык в хребте Заилийский Алатау. Изв. АН Казахской ССР, сер. географ., вып. 2, 1949. — [7] Пальгов Н. Н. Ледник Сатпаева в хребте Джунгарский Алатау. Вестн. АН Казахской ССР, 1948, № 8 (41). — [8] Сапожников В. В. Очерки Семиречья, т. II. От Саура до Джунгарского Алатау. Изв. Русск. Геогр. общ., т. ХLI, вып. 4, 1904.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
От редакции	3
М. В. Тронов. Инерция сохранения ледников	5
Н. Н. Пальгов. Ледниково-снеговой сток у рек Заилийского Алатау . .	20
Н. Н. Пальгов. Водоносность ледниково-снеговых рек Заилийского Алатау в связи с площадью бассейна	27
Л. Н. Соболев. Результаты наблюдений за мощностью снежного покрова на различных местообитаниях растительности в лесо-луговом поясе северного Тянь-шаня	34
Ю. Н. Попов. Ледники горного массива Буордах	41
В. И. Рацек. Оледенение массива пика Победы	59
М. В. Косарев. Ледники бассейна реки Шахимардан	82
В. А. Зенкова. Ледники верховьев р. Баскан хребта Джунгарский Алатау	90

*Утверждено к печати
Географическим обществом
Союза ССР.*

*

Редактор издательства *А. Г. Грумм-Гржимайло*
Технический редактор *Р. С. Певзнер*
Корректор *Н. М. Шилова*

*

РИСО АН СССР № 60—24 Р. М-17628.
Подписано к печати 25/I 1954 г. Бумага
 $70 \times 108/_{16}$. Бум. листов $3\frac{1}{8}$. Печ. л. 8.56.
Уч.-изд. л. $7.55 + 3$ вкл. (0.53 уч.-изд. л.).
Тираж 1800. Зак. № 944. Номинал
по прейскуранту 1952 г. 7 р. 60 к.

1-я тип. Издательства Акад. Наук СССР.
Ленинград, В. О., 9 линия, д. 12.

ИСПРАВЛЕНИЕ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
80	Подпись под. рис. 10	Мушкетова.	Семенова.

Географический сборник, IV.

Сканирование - Беспалов, Николаева
DjVu-кодирование - Беспалов





АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СБОРНИК



ГЛЯЦИОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР