ЛЕДНИКИ СНЕЖНИКИ ЛАВИНЫ

Г. К. Тушинский

Ледники снежники лавины Советского Союза

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва — 1963

551.49
Т92

ЗТП(2)
Т924

6

Государственное издательство географической литературы начинает выпуск книг о компонентах природы Советского Союза. Отдельные книги будут посвящены морям, рекам, озерам, лесам, болотам и т. д., причем значительное внимание будет уделено оценке их ресурсов, характеристике хозяйственного значения.

Первой выходит книга профессора Г. К. Тушинского «Ледники, снежники и лавины Советского Союза». Интерес к этому компоненту природы не случаен. С каждым годом изыскатели и строители проникают все глубже в горные районы; осваивается Заполярье. Резко увеличилось число туристов и альпинистов, поднимающихся все выше в зону вечных снегов и ледников. Всем им — геологам, строителям, дорожникам, работникам сельского хозяйства, альпинистам и краеведам — необходимо знать, в каких условиях возникают и существуют ледники и снежники, почему неожиданно падают лавины, которые в Альпах образно называют белой смертью.

В изучении ледников, снежников и лавин у нас достигнуты большие успехи, особенно в период МГГ. Более 30 лет посвятил изучению природы высокогорий и автор книги. Используя личные материалы и данные других исследователей, он рассказывает о географии ледников, снежников и лавин нашей страны, о практическом и теоретическом значении их исследования, об их использовании в интересах народного хозяйства и о мерах защиты от грозных явлений, с ними связанных.

Большое внимание автор уделяет значению местных условий для образования и существования ледников и анализу динамики их вековых изменений.

Поскольку в продолжающееся изучение природы высокогорий большой вклад вносят и не специалисты-гляциологи, в книге говорится и о простейших наблюдениях за ледниками, снежниками и лавинами.

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Горького
М Г У
3694-8-63

Тушинский Г. К.
Ледники, снежники, лавины. М., Географгиз, 1963.
312 стр., с илл., карт.

ВВЕДЕНИЕ

Лед и снег, скопляясь в биосфере, являются одним из самых могущественных факторов ее структуры; своим движением и влиянием на жизнь и гидрографию суши они коренным образом меняют ее вещество.

В. И. Вернадский

ВЕЧНЫЕ снега и ледники занимают в нашей стране огромные площади. Ледниковые покровы сковывают значительную часть поверхности островов полярных архипелагов. Ледниками и вечными снегами увенчаны вершины гор, гигантским амфитеатром протянувшихся вдоль южных и восточных окраин Советского Союза.

Горные ледники и вечные снега — очень важное звено круговорота воды в природе. Они аккумулируют высоко в горах огромное количество влаги, приносимой сюда воздушными потоками и выпадающей в виде атмосферных осадков. Далее ледники переносят ее на более низкие уровни, где лед тает и превращается в воду, питающую горные реки. Эти реки снабжают водой города и села, орошают поля в засушливой зоне, двигают турбины гидроэлектростанций. Особенно много воды отдают ледники летом, в период интенсивного таяния, когда она больше всего необходима для орошения. Учет площади горных ледников, их объема и количества скованной в них влаги — важное условие выяснения водных ресурсов страны.

Порой таяние льда бывает столь бурным, что при известных обстоятельствах может вызвать разрушительные грязекаменные потоки — гляциальные сели, наносящие огромный ущерб народному хозяйству: они разрушают дороги, заносят поля, селения, сопровождаются бурными катаст-

рофическими паводками. Предсказание таких явлений, также как и интенсивности таяния и связанной с ним водности рек, — важнейшая народнохозяйственная задача.

Установлено, что горные ледники чутко реагируют на изменения климата, то сильно сокращая, то значительно увеличивая свои размеры. При этом ледники выступают как своеобразные «климатомеры», отражающие изменения климата. Поэтому изучение динамики ледников дает богатый материал для палеогеографических реконструкций. В частности, мы считаем, что многие современные ледники — это не остатки древнего оледенения, а более молодые образования, возникшие после климатического оптимума, за 1000 лет до начала нашей эры или даже в первом тысячелетии нашей эры.

Последние 300 лет (первая половина XVIII в. — 50-е годы XIX в.) наблюдалось повсеместное наступание ледников, называемое многими учеными «малым ледниковым периодом», которое сменилось общей деградацией оледенения. Уменьшение ледников происходит во все возрастающем темпе, что начало уже неблагоприятно сказываться на водном режиме рек, питающихся талыми ледниковыми и снежниковыми водами. Знание закономерностей динамики ледников важно для прогноза обеспеченности водой засушливых районов, для расчета проектов орошения и обводнения, коммунального и промышленного водоснабжения, для разработки планов преобразования природы.

Изучая зависимость процессов таяния от различных климатических факторов, человек научился влиять на их интенсивность. Уже сейчас, изменяя альбедо, т. е. отражательную способность, путем зачернения поверхности, можно значительно усилить таяние ледников. Со временем, очевидно, можно будет добиться и консервации, а может быть и искусственного наращивания горных ледников.

Практическое использование ледниковых покровов арктических островов пока менее ясно. Но и их изучение, выяснение связи их динамики с изменениями климата весьма важно для освоения севера и обеспечения навигации по Северному морскому пути.

В горах вечные снега и льды тесно соприкасаются со снежниками — громадными скоплениями снега, в благоприятных условиях рельефа часто сохраняющимися в течение долгих летних месяцев. Часто такие снежники образуются у подножия горных склонов в результате

падения лавин. Образуются снежники и на равнинах — главным образом на безлесных пространствах тундры, лесостепи и степи — в результате накопления снега, переносимого метелями. Снежники имеют определенное значение в питании рек, в пополнении почвенной влаги. По-видимому, проблему искусственного регулирования поступления талых вод в реки не следует связывать только с ледниками; необходимо также учитывать возможность активного воздействия на снежный покров в горах путем концентрации его в искусственно созданных лавинных снежниках с последующим их таянием. Но на практике больше приходится считаться с отрицательной ролью снежных скоплений — они образуют заносы на железных и автомобильных дорогах, расчистка которых требует больших затрат труда и средств, на долгие месяцы закрывают горные перевалы. Часто снежники у подножия горных склонов служат грозным предостережением о том, что зимой данное место лавиноопасно. Выявление мест образования снежников важно при изыскании трасс дорог и строительных площадок. Вместе с тем изучение снежников имеет и значительный теоретический интерес.

Занимаясь в течение ряда лет изучением снега и льда в южных горных районах и в Заполярье, мы пришли к выводу, что наряду с действительно ледниковыми отложениями и формами рельефа широко распространены и такие, которые часто относят к ледниковым. На самом же деле они связаны с рельефообразующим действием снега в различных его проявлениях (снежники, лавины).

Климатические условия перигляциальной зоны, т. е. в области, прилегающей к леднику, весьма суровы. В ней возникают комплексы форм и отложения, типичные для «ледникового» рельефа, но порой не могут возникнуть настоящие ледники. В таких условиях часто процессы, связанные со снежниками и лавинами, имитируют процессы гляциальные, т. е. связанные с настоящими ледниками.

Длительное существование снежников значительно расширяет сферу воздействия ледниковых процессов, создавая по периферии настоящих ледников рельеф и отложения, которые часто принимают за ледниковые, чем расширяют представление о размерах ледников и ледниковых покровов. По-видимому, до настоящего времени при изучении оледенения на равнинах недостаточно учитывается деятельность снежных скоплений, возникающих по периферии ледников.

В возникновении этих периферических поясов оледенения большое значение имеет метелевый перенос снега, создающий местное питание нивальной зоны снегом.

Нам представляется, что в значительной мере ледниковый период может быть назван снежно-ледниковым, а для некоторых районов—просто снежным периодом. Для существования устойчивости снежного покрова, от которого на два летних месяца остаются лишь снежники, но не могут возникнуть ледники, не требуется кардинальных изменений климата. В то же время воздействие большой снежности зимой и распадение летом устойчивого снежного покрова на отдельные пятна с голой поверхностью грунта может вполне удовлетворительно объяснить факты миграции флоры и фауны в снежно-ледниковый или снежный период.

Несколько особняком стоят снежные лавины — они отличаются от ледников и снежников своей динамичностью. Это грозное явление природы горных стран в ряде мест называют «белой смертью». Действительно, лавины разрушают селения, дорожные сооружения, порой уносят многие человеческие жизни. Сейчас, когда все больше осваиваются минеральные богатства горных районов, когда в горах все шире развертывается промышленное и дорожное строительство, задача выявления лавиноопасных участков, разработки мер предупреждения и защиты от лавин приобретает громадное государственное значение.

На самом деле обособленность лавин только кажущаяся. Мы уже говорили, что снежники у подножия горных склонов часто представляют собой снежное тело, образовавшееся в результате падения лавины. Велика роль лавин и в питании ледников. При изучении горных ледников их лавинному питанию со склонов уделялось слишком мало внимания. Между тем мы неоднократно убеждались, что в благоприятных местах с обильным лавинным питанием, например в крупных карах, ледники существуют на высоте, значительно меньшей, чем границы хионосферы, именно благодаря лавинному питанию.

Таким образом, между ледниками, снежниками и лавинами существует тесная генетическая связь. Весьма сходны, порой просто неразделимы и связанные с ними некоторые формы рельефа и отложений. Наконец, территориально, особенно в горах, эти явления тоже объединены.

Поэтому автор считает целесообразным рассмотреть в одной книге вопросы, посвященные географии ледников, снежников и лавин.

Современная гляциология, используя новейшие методы исследования с применением электронной аппаратуры и сложного оборудования, достигла больших успехов в изучении физики и механики льда, теплового и вещественного баланса ледников. В практику гляциологических исследований все шире внедряются количественные методы, делаются попытки активного усиления интенсивности таяния и поступления талых вод для орошения засушливых районов.

Многочисленные научные и изыскательские организации исследуют горноледниковые районы для выяснения вопросов, связанных с проектированием гидроэлектростанций, рациональным размещением промышленных и жилых сооружений, с прокладкой трасс автомобильных и железных дорог, с постройкой перевальных тоннелей.

В этих условиях нам представляется совершенно нетерпимым разрыв между высоким уровнем разработки крупных теоретических вопросов гляциологии и отсутствием хотя бы простой географической сводки о ледниковых районах СССР, числе ледников и площадях оледенения. В связи с этим наша скромная попытка составить такую сводку, несмотря на ее несовершенность (каталогизация ледников страны лишь выдвигается как одна из первоочередных задач советской гляциологии), может быть полезной не только для широкого круга читателей, но и для лиц и организаций, по роду своей деятельности занимающихся ледниками, снежниками и лавинами. Примерные программы сбора сведений об этих природных объектах предлагаются вниманию читателей в соответствующих частях книги.

Вместе с тем автор хотел высказать и некоторые сложившиеся у него теоретические представления.

В процессе исследования ряда горных районов выяснилась решающая роль величины концентрации лавинного и метелевого снега, а также экспозиции склонов в динамике горных ледников. Поэтому автор критически относится к значению хионосферы, как к необходимому условию возникновения горных ледников, и вводит вместо него понятие «уровня 365», реально отражающего высоту климатической снеговой границы в данных конкретных ус-

ловиях, с учетом возмущения воздушных циркуляционных потоков горным рельефом.

В настоящее время во всех ледниковых районах СССР происходит деградация оледенения. Это привело к накоплению у нижних концов ледников морен, служащих подпрудами для озер, прорывы которых создают опустошительные гляциальные сели, выносящие большие количества обломочного материала.

Все сказанное убеждает нас в том, что между ледниками, снежниками и лавинами, а также сопутствующими им гляциальными селями существуют теснейшие генетические связи, и все они являются предметом изучения гляциологии — науки о природных льдах. Только при таком широком понимании задачи возможно дальнейшее плодотворное развитие гляциологии, обеспечивающее ей подобающее участие в решении важнейших народнохозяйственных проблем.

В процессе исследований, проведенных нами по программе Международного геофизического года, выяснилось, что многие современные ледники не являются остатками древнего оледенения, а возникли заново в историческое время. Сейчас же оледенение в ряде районов деградирует. Попытка объяснить природу этого явления сделана в заключительной главе книги, где рассматриваются ритмы в оледенении и снежности и их влияние на хозяйственную деятельность человека.

Но все же главным содержанием книги остается география ледников, снежников и лавин, характеристика их народнохозяйственной значимости в интересах строительства материально-технической базы коммунизма, развернувшегося в нашей стране.

Ледники

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И СУЩЕСТВОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Ледник — естественное скопление льда осадочного происхождения, обладающее активным движением. Движение—характерная особенность жизнедеятельности ледника, и поэтому непрерывный приток вещества из области питания — необходимая предпосылка для его существования. Важнейшее условие существования ледников — преобладание количества твердых атмосферных осадков над их испарением и таянием.

Ледники возникают на участках земной поверхности при условии, если количество твердых атмосферных осадков на протяжении многих лет превышает количество осадков, которое может растаять или испариться. При рассмотрении приходо-расходного баланса твердых осадков, питающих ледник, не следует ограничиваться данными, полученными в результате обычных метеорологических наблюдений, — необходимо учитывать также приход твердой влаги, поступающей в бассейн питания ледников как за счет метелей и лавин, так и за счет конденсации влаги на поверхности тела ледника.

ХИОНОСФЕРА И «УРОВЕНЬ 365»

Представление о возникновении ледников обычно связывают с так называемой хионосферой, т. е. сферой снега[1]. С. В. Калесник (1961) пишет, что: «Хионосферу можно

[1] Хионосфера (снежная сфера) — слой атмосферы, в котором возможно накопление снега, так как его приход больше расхода.

уподобить непроявленному фотоснимку. Чтобы она стала видимой, надо ввести в ее пределы какой-нибудь участок земной поверхности, на котором ее нижняя граница отпечатывается в виде снеговой линии» (стр. 97).

При анализе условий возникновения ледников нужно иметь в виду, что два встречающихся в природе типа оледенения — покровное и горное — развиваются в различных условиях. Покровное оледенение высоких широт развивается на невысоких участках суши в пределах хионосферы или, во всяком случае, очень близко к ее нижней границе. Оледенение горного типа существует как результат сложного взаимодействия циркуляционных процессов, происходящих в атмосфере, и орографических препятствий в виде горных хребтов.

В районах распространения оледенения покровного типа нижняя граница хионосферы касается поверхности суши, на которой происходит накопление снега и льда, а в районах с оледенением горного типа наблюдается большой разрыв между нижней границей хионосферы и поверхностью ледников. Величина этого разрыва тем больше, чем больше концентрируется снега под влиянием метелей и лавин, питающих горные ледники. В горных районах лишь на плоских вершинах, достигающих больших высот, и на громадных вулканических конусах оледенение возникает в том случае, если горные массивы достигают (касаются) или пересекают хионосферу. Поэтому первый, наиболее важный вопрос, который необходимо рассмотреть при выяснении условий возникновения ледников, — это вопрос о хионосфере.

М. В. Тронов (1956) говорит о хионосфере, как о некотором атмосферном слое, реально существующем независимо от наличия вечных снегов на земной поверхности. Хионосфера обладает такими климатическими показателями, сочетание которых может обеспечить положительное значение приходо-расходного баланса твердых атмосферных осадков на внесенной в нее горизонтальной незатененной площадке.

Нижний уровень хионосферы совпадает с понятием «теоретическая (климатическая) снеговая граница», т. е. с уровнем, на котором на горизонтальных, незатененных и безветренных поверхностях приходо-расходный баланс твердых атмосферных осадков равен нулю. Ниже этой границы расположена область, в которой приход снега

меньше его расхода, а выше этой границы — область, где приход снега превышает его расход. Хионосфера простирается вверх только до некоторой предельной высоты, на которой приход снега, поступающего на горизонтальную поверхность, вновь становится равным расходу. На этой высоте расположена верхняя теоретическая (климатическая) снеговая граница. Таким образом, нижняя и верхняя снеговые границы обрамляют оболочку Земли, называемую хионосферой.

М. В. Тронов считает, что климатическая снеговая линия представляет собой тот уровень, на котором число дней в году со снежным покровом, увеличивающееся по мере нарастания абсолютной высоты над уровнем моря, достигает 365, т. е. снег лежит круглый год. Мы попытались определить высоту этого уровня, пользуясь данными климатологических справочников, в которых приводятся сведения о продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, по материалам наблюдений ряда метеостанций Советского Союза. Совместно с Н. М. Малиновской нам удалось для большинства районов современного оледенения подобрать станции, расположенные на различных высотах над уровнем моря, и вычислить как величину градиентов (увеличение числа дней залегания устойчивого снежного покрова при подъеме на каждые 100 м), так и абсолютную высоту, на которой устойчивый снежный покров может залегать 365 дней в году. В дальнейшем этот уровень мы будем называть «уровень 365». При вычислении положения поверхности нижней границы хионосферы (климатической снеговой) выяснилось, что в южных горных районах Советского Союза на каждые 100 м подъема продолжительность залегания устойчивого снежного покрова увеличивается в среднем на 8 — 10 дней. В полярных районах Советского Союза этот градиент варьирует в пределах от 20 (Кольский полуостров) до 16 дней. В восточных районах СССР градиент заметно уменьшается — до 5 — 6 дней.

По меридиональному сечению Новая Земля — Южный Урал градиент уменьшается от 16 до 11 дней, а по меридиональному сечению Северная Земля — Верхоянский хребет — Забайкалье — от 17 (Северная Земля) до 8 дней (Забайкалье) на каждые 100 м. По вычисленным градиентам была построена схема (рис. 1), на которой показаны высоты «уровня 365».

Изолинии «уровня 365» вполне реальны для горноледниковых районов, так как данные станций, по которым был вычислен градиент, правильно отражают возмущение воздушных потоков рельефом. Таким образом, нами получена для горных районов не абстрактная нижняя граница хионосферы, а реальное положение «уровня 365». Разница между нижней границей хионосферы и «уровнем 365» очень существенна, так как нижнюю поверхность хионосферы отождествляют с климатической снеговой границей. Понятие «хионосфера» не отражает основного свойства атмосферы, которое заключается в непрерывном перемещении воздушных масс, т. е. в существовании циркуляционных потоков воздуха (И. В. Бут, 1962). В противоположность этому «уровень 365» вполне реален, ибо продолжительность залегания снежного покрова выступает как итог взаимодействия рельефа и циркуляции воздушных масс, а также температурных условий.

В дальнейшем схему следует улучшить, с тем чтобы она в известной мере отражала связь между высотой «уровня 365» и районами повышенного количества осадков, обусловленных рельефом.

Несмотря на то что «уровень 365» часто расположен значительно выше поверхности гор, горные ледники вследствие большой концентрации снега в благоприятных условиях рельефа, а также при благоприятном влиянии экспозиции порой существуют значительно ниже уровня, на котором устойчивый снежный покров может сохраняться в течение 365 дней в году, т. е. в условиях большой отрицательной разности оледенения. Рассмотрим данные по некоторым районам. Например, в Хибинах теоретическая поверхность, на которой устойчивый снежный покров может сохраняться 365 дней в году, лежит на высоте 1500 м. Между тем известно, что отдельные маленькие ледички в Хибинах существуют на высоте 900 м, т. е. на той высоте, на которой на горизонтальных незатененных поверхностях снег сохраняется лишь 220 дней в году. На Новой Земле при положении «уровня 365» на высоте 600 м реальная снеговая линия на ледниках лежит на отметке 350 м, т. е. на уровне, где теоретический устойчивый снежный покров может лежать 213 дней в году. Уральские ледники существуют в благоприятных условиях рельефа на таких высотах, где на горизонтальных поверхностях снег может сохраняться 235 дней в году.

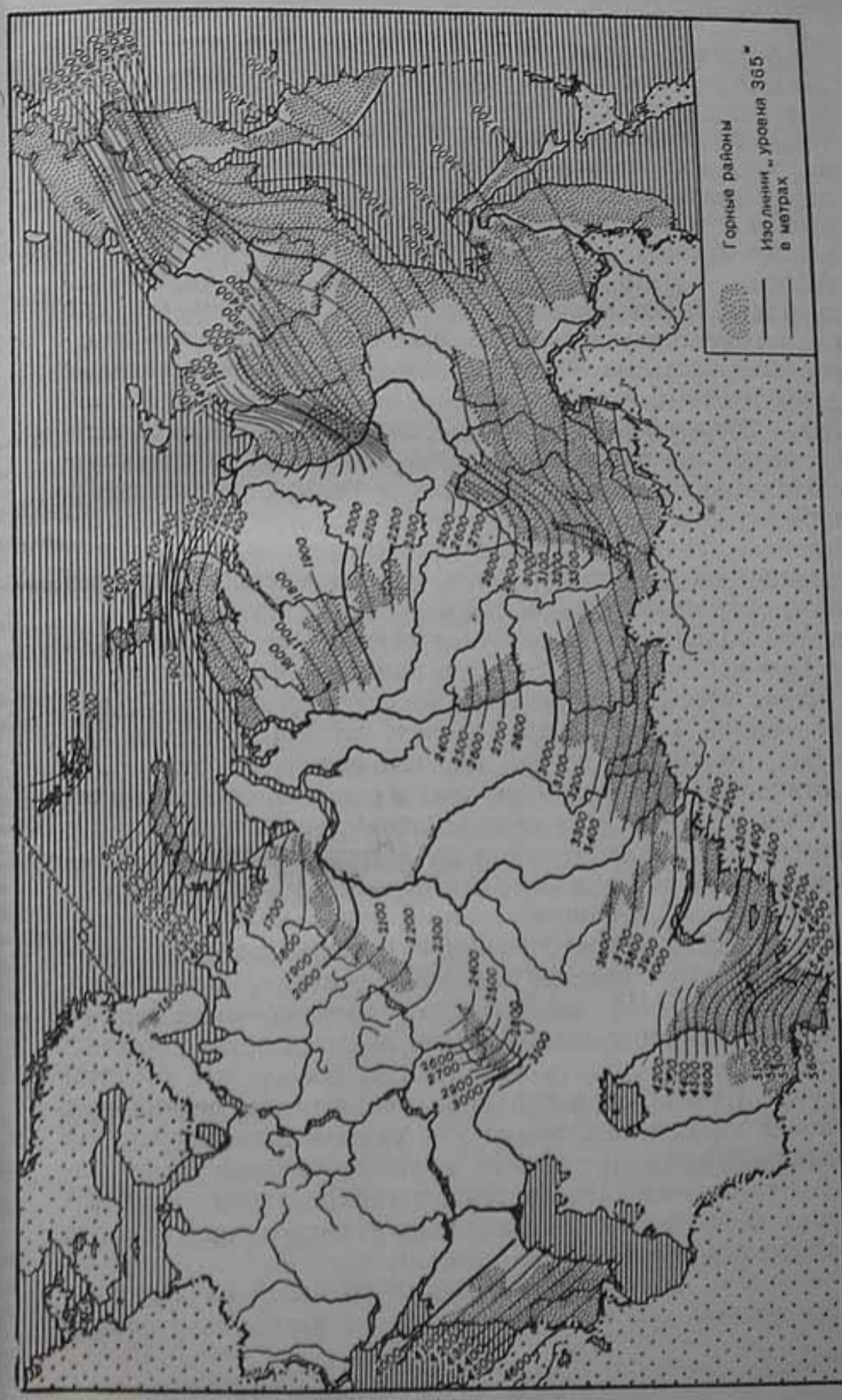


Рис. 1. Схематическая карта положения «уровня 365» в горных районах СССР
Составили *Г. К. Тушинский* и *Н. М. Маниковская*

Рис. 1. Схематическая карта положения «уровня 365» в горных районах СССР
Составили *Г. К. Тушинский* и *Н. М. Малиновская*

В южных горных районах СССР ледники существуют на высотах, где снег сохраняется 295 — 300 дней в году. Так, например, если для Центрального Кавказа в среднем «уровень 365» лежит на высоте 4200 м, то снеговая граница — в среднем на высоте около 3500 м; на горизонтальных поверхностях здесь устойчивый снежный покров на высоте 3500 м лежит лишь 295 дней в году. В Тянь-Шане современные ледники существуют на склонах северной экспозиции на высоте, где снежный покров лежит только 260 дней в году. Эти примеры свидетельствуют о том, что при благоприятных условиях рельефа снег может концентрироваться на такой высоте, на которой на горизонтальных и незатененных поверхностях он может сохраняться лишь 260 — 300 дней в году. Нужно заметить, что чем меньше на высоте, где находятся ледники, число дней в году с устойчивым снежным покровом, тем больше должна быть концентрация снега, необходимого для существования ледников. Только на «уровне 365» эта концентрация равна единице; на остальных, более низких отметках ледники могут существовать лишь при концентрации снега, в десятки раз бо́льшей, чем величина осадков на «уровне 365».

При исследовании ледников приходится иметь дело не с климатической (теоретической) снеговой границей, а с уровнем на поверхности ледника, на котором приходо-расходный баланс снега, как выпавшего из атмосферы вертикально в тихую погоду, так и скопившегося во время метелей и в результате падения лавин, равен нулю. Таким образом, снеговая граница на ледниках — это граница исчезновения снега (какого бы происхождения он ни был) с поверхности ледников; именно эту границу и можно назвать просто снеговой границей. В результате взаимодействия климата и рельефа возникают условия, благоприятные для большей концентрации твердых атмосферных осадков, питающих ледники, хотя климатическая снеговая граница может лежать значительно выше, чем отметки вершин горной системы. При рассмотрении ледниковых районов мы для каждого из них укажем высоты снеговой границы. Положение уровня нулевого баланса на ледниках определяется климатическими особенностями, концентрацией метелевого и лавинного снега, экспозицией склонов и влиянием самой массы ледника.

Разность высот между снеговой границей на ледниках (H) и высотой «уровня 365» подчас достигает значительной

величины (табл. 1) и имеет отрицательный знак. Только на Земле Франца-Иосифа наблюдается совпадение высоты снеговой границы (H_1) с «уровнем 365» (H_2). В горных районах снеговая граница лежит значительно ниже «уровня 365».

Для районов горного оледенения разность между высотой «уровня 365» и высотой снеговой границы позволяет

Таблица 1

Сопоставление высоты снеговой границы и «уровня 365»

Ледниковый район	Высота снеговой границы H_1, на ледниках, м	Высота «уровня 365» H_2, м	Разность высот $H_1 - H_2$, м	Число дней с устойчивым снежным покровом на высоте H_1	Разница в днях между H_1 и H_2
Земля Франца-Иосифа	300	300	0	365	0
Новая Земля	350	600	— 250	213	152
Хибины	900	1500	— 600	220	145
Урал	1000	1700	— 700	215	150
Суитар-Хаята	2300	2900	— 600	290	75
Орулган	1800	2600	— 800	253	112
Буордахский	2200	2700	— 500	297	68
Кодар:					
северный склон	2300	3300	—1000	255	110
южный склон	2500	3300	— 800	276	89
Камчатка	1850	3500	—1650	200	165
Алтай:					
север и запад	2300	3100	— 800	270	95
Катунский хребет	2900	3600	— 700	294	71
Южно-Чуйский хребет	3100	3500	— 400	323	42
Западный Алтай	2500	3200	— 700	285	80
Саур	3300	4000	— 700	300	65
Джунгарский Алатау:					
северный склон	3400	4200	— 800	295	70
южный склон	3800	4200	— 400	330	35
Заилийский Алатау	3800	4400	— 600	315	50
Тянь-Шань:					
северный	3200	4500	—1300	260	105
южный	3700	4500	— 800	300	65
Кавказ	3500	4300	— 800	295	70
Памир:					
юго-запад	4000	5400	—1400	270	95
восток	5000	5400	— 400	320	45

694-8-63
365
НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА им. Горького М Г У

оценить значение метелевого и лавинного питания ледников. Для этого важно учитывать:

1) разность высот между высотой снеговой границы на ледниках и высотой «уровня 365» ($H_1 - H_2$);

2) разность в днях между продолжительностью залегания снежного покрова на высотах, соответствующих высоте реальной снеговой границы, и числом 365, т. е. показателем для высоты, на которой устойчивый снежный покров держится круглый год.

Таким образом, из многочисленных понятий различных снеговых границ и хионосферы наиболее существенны лишь два: 1) высота «уровня 365» и 2) высота реальной снеговой границы на ледниках.

Построенная нами схема изолиний «уровня 365» в горных районах страны составлена на основании многолетних средних данных продолжительности залегания снежного покрова.

Следует отметить, что в отдельные годы «уровень 365» может опускаться или подниматься на сотни метров. Например, мы располагаем двенадцатилетними данными наблюдений за продолжительностью залегания снежного покрова на плато Юкспор, достигающем высоты 904 м.

И. К. Тихомиров считал, что при существующем климате Кольского полуострова решающее значение для продолжительности залегания снежного покрова на плато Хибинских тундр имеет количество выпавшего снега. Температуры воздуха сказываются на продолжительности залегания снежного покрова в Хибинах исключительно на границах холодного и теплого времен года — осенью и весной.

Зимой, т. е. в период от прекращения осенних оттепелей до начала весеннего таяния снега, температура воздуха практически совсем не отражается на продолжительности залегания снежного покрова. На Кольском полуострове, в частности в Хибинских тундрах, время схода снега зависит не от суровости зимы, а от типа погоды весны и лета. Суровые зимы на Кольском полуострове связаны с преобладанием воздушных масс, пришедших с северо-востока и востока — из Центральной Арктики и с севера материка Евразии. Эти холодные массы воздуха бедны влагой. Поэтому в суровые зимы снежный покров бывает маломощным. Напротив, мягкие зимы на Кольском полуострове связаны с преобладанием влажных воздушных масс, приходящих с

Атлантического океана. В такие зимы снегопады обильны, и в результате образуется глубокий снежный покров. Если этот тип погоды сохраняется в весеннее время, весна бывает продолжительная, с медленным таянием мощного снежного покрова.

За двенадцать лет наблюдений плато Юкспор в наиболее снежный год (1943/44) оставалось свободным от снежного покрова лишь 49 дней, т. е. «уровень 365» почти касался Юкспора, причем снегопады первой половины зимы (ноябрь 1943 г. — февраль 1944 г.) не дали высокого снежного покрова. Если бы в первой половине зимы мощность снежного покрова достигла наибольших из наблюденных величин, вероятно, он сохранился бы на плато Юкспор вплоть до новых осенних снегопадов.

При современных климатических условиях увеличение количества атмосферных осадков в холодный период года, т. е. связанное с преобладанием воздушных масс, приносимых с северной части Атлантического океана, способно удержать снежный покров на плато Хибинских тундр в течение круглого года. Таким образом, колебания отдельных элементов климата может привести к значительному понижению «уровня 365» без существенных общих изменений климата.

Возможно, что вечные снега в Хибинах, которые, как будет рассказано далее, наблюдал в 1835 г. капитан Широкшин, относятся к временам, когда «уровень 365» касался поверхности Хибинских тундр.

Расчет длительности залегания устойчивого снежного покрова на скальных поверхностях вне ледниковых тел дает основание утверждать, что на северном склоне Большого Кавказа современная перигляциальная зона существует на высотах около 3000 м, где снежный покров залегает около 250 дней в году (табл. 2).

В настоящее время на поверхности Скалистого хребта, достигающего в среднем высоты 2500 м, имеются свежие следы нивальных процессов, по-видимому, синхронные увеличению снежности и оледенения в середине XIX в. На этой высоте устойчивый снежный покров лежит теперь около 200 дней в году.

Для того чтобы в настоящее время на высоте 2500 м начали интенсивно действовать перигляциальные процессы, достаточно увеличения продолжительности залегания снега на этой высоте на 50 дней.

Таблица 2

Длительность залегания устойчивого снежного покрова в различных высотных поясах на северном склоне Большого Кавказа

Показатели	500 м	1000 м	1500 м	2000 м	2500 м	3000 м	3500 м
Дата установления устойчивого снежного покрова . . .	23/XII	11/XII	29/XII	17/XI	5/XI	25/X	15/X
Дата схода устойчивого снежного покрова	5/IV	27/IV	20/V	15/V	8/VI	1/VII	25/VII
Число дней с устойчивым снежным покровом	103	137	141	179	215	249	282

На плато Юкспор даже за двенадцатилетний период «уровень 365» в один из летних сезонов опустился столь низко, что вместо 220 дней снег лежал 316 дней, т. е. продолжительность залегания снега увеличилась на 100 дней.

Если бы наблюдались такие случаи на Кавказе, то на высоте 1500 — 2000 м создались на короткое время условия, соответствующие современной обстановке на высоте 3000 м.

Таким образом, в отдельные годы снежность может столь увеличиваться, что перегляциальные явления будут протекать на сравнительно низких отметках.

НАКОПЛЕНИЕ МЕТЕЛЕВОГО СНЕГА И ЛЕДНИКИ

Большое влияние на перераспределение снега и на возникновение ледников в подветренных частях хребтов и отдельных массивов оказывает ветер. Он может создавать столь большие скопления снега, что за теплый период года они не могут растаять. Ветер переносит огромное количество снега, который служит источником образования различных форм оледенения. Поэтому подчас трудно объяснить существование горных ледников, пользуясь обычными данными метеостанций. Фактическое количество снега, выпадающего ежегодно в областях питания ледников, сильно отличается от суммы твердых атмосферных осадков, которые регистрируются метеостанциями.

Так называемые климатически неоправданные ледники Урала существуют за счет большой концентрации метелевого снега на восточном, подветренном, склоне Уральского хребта. Все исследователи уральских ледников — А. Н. Алешков (1931), Л. Д. Долгушин (1960), А. О. Кеммерих (1957) и другие — подчеркивают роль переноса снега с наветренных склонов и водораздельных пространств на восточные, подветренные, и северо-восточные склоны. А.О.Кеммерих (1960) считает, что все ледники Полярного Урала сосредоточены на высоте от 500 до 1000 м над уровнем моря и питаются в основном навеянным снегом. В. Г. Ходаков (1961) указывает, что метелевый перенос снега определяет условия существования ледников и снежников Полярного Урала и их динамику.

Л. И. Маруашвили связывает современные малые формы оледенения Мокрых гор (Армянское нагорье) со скоплением снега, перенесенного ветром. В этом районе снежники лежат на высоте 2400 м, причем мощность снега достигает 8—12 м; здесь наблюдаются даже следы движения снежников — трещины, бергшрунды.

Метелевый перенос снега имеет большое значение для развития оледенения во всех горноледниковых районах страны. Г. А. Авсюк (1953) удачно назвал этот снег «ветровым». Характеризуя оледенение Тянь-Шаня, он пишет, что весьма большое значение имеет и «ветровой снег», переносимый на поверхность ледника главным образом через гребень Главного хребта.

Наши многолетние круглогодичные стационарные работы в Заполярье (Хибины) и на Кавказе (Эльбрус) позволяют утверждать, что, только изучая величину метелевого переноса снега в зимнее время на уровне бассейна питания ледника, можно объяснить причины возникновения и существования ледников.

Изучение влияния ветра на характер накопления снега на Эльбрусе проводилось Эльбрусской экспедицией географического факультета МГУ. При этом М. Я. Плам установил, что за период с ноября 1958 г. по май 1959 г. прирост снега за счет накопления твердых осадков на фирновом поле составил 164 см, или 656 мм слоя воды. Остальная часть выпавших твердых осадков уносилась с фирнового поля при поземках и откладывалась в ледниковых трещинах и в понижениях ледникового рельефа.

Над фирновым полем (по наблюдениям, произведенным при помощи метелемеров) в приземном двухметровом слое за зиму переносится 230 600 г/ кв. см, или 23 000 т снега

через 1 пог. км сечения, перпендикулярного направлению ветра. При этом на 1 пог. км горизонтального фирнового поля накапливается лишь 9,6 т снега. Сопоставление этих данных с величиной метелевого переноса говорит о том, что при поземках и метелях переносится в 2300 раз больше снега, чем его остается на горизонтальной поверхности 1 пог. км фирнового поля Эльбруса. В том случае, когда за фирновым полем долина сильно понижается, линии тока воздуха возмущаются, скорость ветра резко снижается и на леднике откладывается большое количество снега.

Важное значение в динамике ледников имеет характер выпадения твердых атмосферных осадков. Наблюдения за ритмом летних снегопадов позволили М. В. Тронову (1961) установить, что снег толщиной 50 — 80 см, выпавший 25 — 27 августа 1957 г. в районе ледника Актру (Алтай), сократил длительность абляционного периода на 20 дней. Ежегодное повторение таких снегопадов могло бы вызвать наступание ледников.

ЛАВИННОЕ ПИТАНИЕ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Тело большинства горных ледников находится ниже их скального обрамления. Поэтому снег под влиянием силы тяжести падает в виде лавин, скапливаясь в бассейне питания ледника. «Сток» снега со скальных склонов так же неизбежен, как и сток воды по уклону (рис. 2).

В горных районах ледники обычно лежат в благоприятных для скопления лавинного снега морфологических условиях — как правило, в отрицательных формах рельефа: в карах, цирках, в узких долинах или на подветренных склонах, на бровке которых возникают мощные снежные карнизы. Исключение составляют лишь ледники плоских вершин и вулканических конусов. На Кавказе, Алтае, в Саянах над скоплениями снега, фирна и льда часто высятся вершины и отдельные массивы с плоскими поверхностями, не покрытые в теплое время года снегом. На Северном Урале и Алтае небольшие ледники у подножия подветренных склонов хребта существуют на отметках, значительно более низких, чем бесснежная гребневая линия водораздела, и даже на плоских участках водоразделов, покрытых горной тундрой, на которой пасутся олени.

На Западном Кавказе нам пришлось провести детальные исследования снежных обвалов. Мощность лавинных конусов

Рис. 2. Ледник Донгузорун, питающийся лавинами, падающими со склонов вершин Донгузорун и Накра

Фото *Г. К. Тушинского*

на дне долин достигала 20 — 60 м при плотности 0,6.

В весеннее время на многих участках долин лавинные конусы выноса, сливаясь между собой, создавали линейно вытянутые снежные тела, которые напоминали контуры больших долинных ледников. Многие ледники долины р. Чхалты и ее притоков питаются исключительно лавинным снегом.

Если интенсивность лавинного снегонакопления на Кавказе увеличится (что, как мы покажем далее, возможно в фазы повышенной увлажненности), то это приведет к образованию в пределах днищ рек Клыча, Южного и Северного Клухора долинного ледника. Даже при современном климате в соседней долине р. Очапари (Симли Мипари) имеется перелетовывающий снежник, представляющий собой промежуточную форму между настоящим ледником и снежником. Этот перелетовывающий лавинный снежник пополняется выбросами многочисленных лавин.

Долина р. Очапари отличается большой снежностью и значительной мощностью лавинных конусов. В конце июня 1945 г. здесь наблюдались остатки лавинного снега

мощностью 2; 4; 15 и даже 20 м при плотности его до 0,6. К 8 марта 1946 г. мощность завального снега в конусах некоторых лавин достигала 15 — 20 м.

Объем снега в завале исключительной мощности был определен зимовщиками лавинной станции Очапари зимой 1945/46 г. при помощи детальных тахеометрических съемок. Осенью была проведена съемка дна долины в масштабе 1:2000. А после того как лавины завалили долину, провели повторную съемку поверхности снега с привязкой к общим реперам. Огромный объем отдельных конусов лавин достигал 2 410 000 куб. м при мощности снега 55 м и плотности 0,69 (табл. 3).

Таблица 3

Лавины долины р. Очапари

Номер лавины	Наибольшая мощность снега, м	Объем конуса выноса, куб. м	Плотность снега
1	34,0	195 000	0,75
2	24,0	220 000	—
3	30,0	497 000	—
3а	35,0	317 000	—
4	20,0	249 000	0,71
5	11,0	62 000	—
6	32,0	225 000	—
7	30,0	98 000	—
168	16,0	86 000	—
174	17,0	235 000	—
175	23,0	2 072 000	—
176	26,0	1 273 000	—
180	55,0	2 410 000	0,69
183	47,0	1 164 000	—
цирк	49,0	14 555 800	—

Существование долинных ледников у склонов, с которых регулярно сходят лавины, чаще всего объясняется важной ролью последних в их питании (рис. 3). Следует отметить, что во многих случаях древние морены, тянущиеся по долине, — это не срединные или боковые морены исчезнувшего долинного ледника, а конечные морены ледника подножия склонов — «шлейфового ледника» (термин Н. Н. Пальгова), который существует за счет одностороннего лавинного питания (рис. 4).

Рис. 3. Ледник Ирикчат, питающийся лавинами
Фото *Г. К. Тушинского*

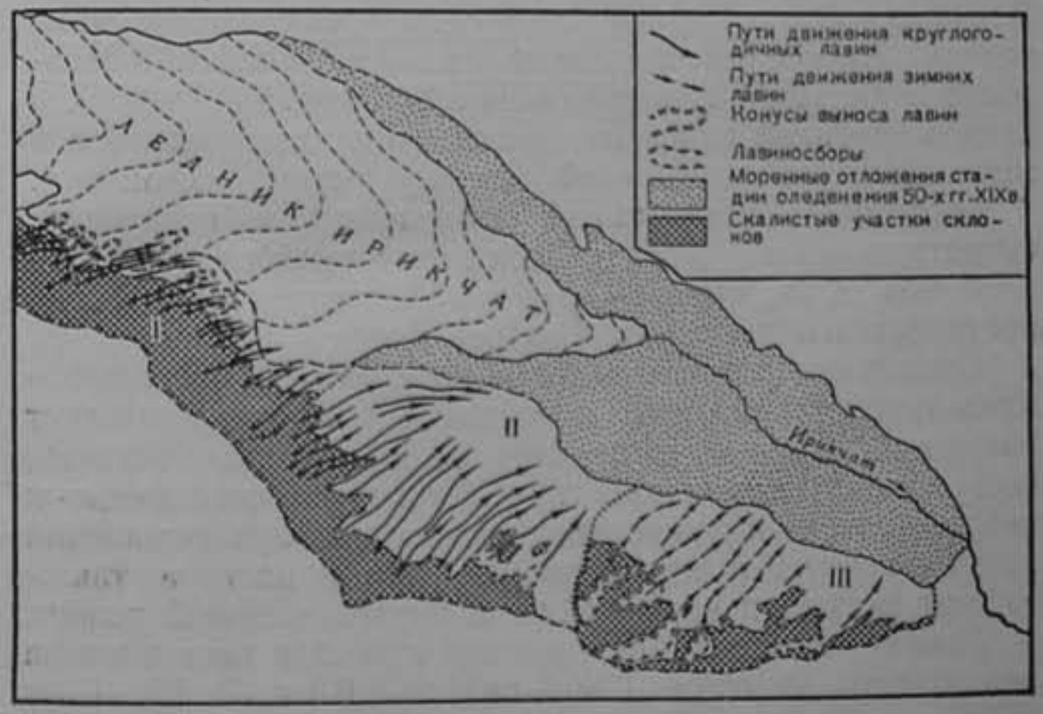


Рис. 4. Схема одностороннего питания ледника Ирикчат с правого склона долины
Составила *В. И. Кравцова*

Это явление широко распространено и в восточных районах страны. В частности, на большое значение сползающего со склона снега в питании ледников Корякского хребта указывает М. И. Малых (1958). В любом горном районе склоны, поднимающиеся над поверхностью фирна и льда, испещрены линейно вытянутыми бороздами, в которых залегают лавинные снежники, а подошвы склонов состоят из слившихся конусов выноса.

В прогрессивной фазе развития ледниковое тело начинает заполнять область питания именно за счет разрастания лавинных конусов выноса, которые увеличиваются снизу вверх, аналогично увеличению деловиальных плащей на склонах.

ПИТАНИЕ ЛЕДНИКОВ ЗА СЧЕТ КОНДЕНСАЦИОННОЙ ВЛАГИ

Конденсация влаги из воздуха на холодной поверхности ледников возможна лишь при адвекции относительно теплого и влажного воздуха, т. е. в условиях морского климата, главным образом в районах советского сектора Арктики и, возможно, вулканических конусов на Камчатке. В горных районах Средней Азии, где воздух содержит мало водяных паров, преобладает не конденсация влаги, а испарение льда. Поэтому оценка значения в питании ледников конденсационной влаги из атмосферы должна решаться в зависимости от конкретной географической обстановки.

Рассмотрим возможности конденсации и испарения, существующие в условиях морского климата, находящегося под воздействием Северной Атлантики, и в резко континентальном климате Средней Азии.

Советская Арктика и Западная Европа. При анализе климатических условий оледенения в Арктике следует учитывать не только сумму твердых атмосферных осадков, поступление которых регистрируют при помощи дожде- и метелемеров, но и пополнение запасов льда при осаждении кристаллической и зернистой изморози и инея, а также за счет миграции водяного пара внутрь снежной толщи.

Многие исследователи Арктики отмечали рост инея на поверхности ледников. 3 и 4 апреля 1913 г. В. Ю. Визе (1925), находясь на Новоземельском ледниковом покрове, наблюдал, как слабые ветры сопровождались густым туманом и обильным выпадением инея.

Сочетание низких температур поверхности снега с большой влажностью воздуха в летнее время порой создает условия, при которых в результате миграции водяного пара внутрь снежного покрова мощностью 2 — 4 м наращивается пласт льда толщиной до 60 — 70 см. Н. П. Георгиевский (1938) пишет: «В природе свойство снега сохранять свою массу и даже увеличивать ее за счет воздушной влаги играет большую роль» (стр. 80). Им высказана мысль о том, что в результате конденсации на мысе Шмидта могли бы возникнуть настоящие ледники, если бы он при такой же суровости климата (средняя температура года —12°) был расположен ближе к источникам увлажнения воздуха.

Образование сублимационного льда на высоких хребтах и плато тесно связано с тем, что вершины очень часто окутаны облаками. Об этом свидетельствуют наблюдения Гамберга (1907) в Сарекских горах (Шведская Лапландия). Летом 1901 г. исследователь установил на вершине Портетиако на высоте около 2005 м над уровнем моря метеорограф высотой около 3,5 м. 3 сентября он осмотрел его и нашел в хорошем состоянии. Когда 7 апреля 1902 г. Гамберг снова поднялся на вершину, она была настолько покрыта снегом и изморозью, что аппарат удалось разыскать с большим трудом. Мощность отложений изморози на стенках аппарата достигала 1,5 м.

Кристаллическая изморозь на склонах, окружающих ледники, достигает зимой таких размеров, что с крутых участков она обрушивается в долины в виде лавин. Лавины из изморози доставляют на ледники дополнительное количество снега, и поэтому имеют некоторое значение в их питании.

На горных вершинах фирновые поля, возникшие из зернистой изморози, образуют покровы. По мнению Гамберга, Кебнекайс — самая высокая горная вершина в Швеции — покрыта снеговой шапкой, состоящей из изморози.

Все вершины Сарекских гор, поднимающиеся выше 1200 м над уровнем моря, покрыты, по крайней мере до середины лета, изморозью. Гамберг даже утверждает, что маленький висячий ледник Нейдеглетчер возник из изморози.

Довольно много сублимационного льда образуется на горных вершинах Шпицбергена и Северной Норвегии, расположенных недалеко от моря. На Бен-Невис (1343 м) — высшей точке Грампианских гор (Шотландия) — во время

Рис. 5. Изморозь на плато Юкспор
Фото *В. Н. Аккуратова*

зимних бурь образуется огромное количество изморози. Гамберг считает, что ледники, находящиеся поблизости от Атлантического океана, получают значительную часть твердых осадков в виде сублимационного льда.

Р. Клебельсберг (1948), основываясь на данных наблюдений горных станций Обир (2140 м), Сентис (2500 м) и Зонблик (3100 м), указывает, что большие количества изморози образуются в Альпах уже на высоте 2000—3000 м.

О процессе роста снежного покрова за счет сублимации сообщали в свое время участники Первой советской экспедиции на Северный полюс.

Наконец, по нашим исследованиям, в зимнее время кристаллическая зернистая изморозь возникает на вершинах и на склонах Хибин (рис. 5), обращенных к влагонесущим потокам воздуха.

Но приходится подчеркнуть, что значение изморози в питании ледников с количественной стороны изучено далеко не достаточно, и, очевидно, ее роль неодинаково проявляется в конкретных условиях. Например, результаты, полученные во время Международного геофизического года работниками Новоземельской экспедиции Института географии Академии наук СССР (Н. В. Давидович, 1961), говорят о том, что на поверхности снега этого острова сублимационный лед возникает в ничтожном количестве и что иней и изморозь не играют практически никакой роли в питании Новоземельского ледникового покрова.

В горных районах Средней Азии испарение с поверхности ледников преобладает над конденсацией. В связи с огромным народнохозяйственным значением талых вод для орошения засушливых территорий среднеазиатских союзных республик на протяжении многих лет ведутся работы по изучению испарения и конденсации влаги с поверхности ледников и снежников. Большие исследования были проведены В. Л. Шульцем (1952), который анализировал вертикальные разрезы влажности в двухметровом слое воздуха над поверхностью снега. Он пришел к заключению, что, «основываясь на имеющихся материалах в отношении ледников Средней Азии, языки которых расположены высоко, можно смело высказать предположение о преобладании испарения над конденсацией» (стр. 29). Кроме того, В. Л. Шульц сделал очень важный практический вывод о том, что в условиях Средней Азии в период таяния снега приход влаги за счет конденсации или расход ее на испарение настолько мал, что при расчетах поступления талых вод на водосбор с ними можно не считаться.

Преобладание испарения над конденсацией на ледниках Средней Азии подтверждается также работами Л. Н. Демченко (1954). Из 235 случаев психрометрических наблюдений на высоте 1,5 м над поверхностью льда, проведенных в 1947 г., лишь в 40 случаях абсолютная влажность была больше 6,1 мб, что соответствует 17% общего числа наблюдений. В 1948 и 1949 гг. соотношение испарения и конденсации было таким же.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФАКТОРОВ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Вопросы взаимодействия факторов оледенения разработаны М. В. Троновым на материале многолетних исследований им ледников Алтая. Так как теоретические построения ученого, безусловно, применимы и для других горных районов СССР, рассмотрим эти факторы.

Значение абсолютных высот следует оценивать в зависимости от высоты снеговой границы, т. е. необходимо определять величину положительной разности оледенения. На Алтае средняя высота гребней хребтов достигает 3400 — 3800 м, при этом существует положительная разность оледенения, равная 600 — 1000 м. Чем меньше эта величина, тем меньше и оледенение.

На Западном Алтае, несмотря на сравнительно низкое положение снеговой границы (2400 — 2500 м), горы не достигают ее, и поэтому оледенения здесь нет. В то же время на юго-востоке Алтая снеговая линия расположена настолько высоко, что массивы до 4000 м не несут большого оледенения.

М. В. Тронов считает, что ледники сохраняются не только благодаря значительной высоте хребтов, но и благодаря деталям рельефа склонов. Например, глубокие долины, лежащие на низких отметках у подошвы высоких крутосклонных хребтов, не будут способствовать развитию оледенения и, наоборот, плоские участки или ряды каров под гребнями хребтов на значительных высотах благоприятствуют развитию оледенения. Большая высота задних и боковых стенок каров увеличивает лавинное питание ледников.

Влияние расположения хребтов и долин. Крупные долины Алтая служат как бы руслами, по которым поступают воздушные массы, питающие ледники. Как правило, хребты, располагающиеся широтно, имеют влажные наветренные и сухие подветренные склоны. Однако за счет передувания снега с наветренного склона на подветренный склон может существовать значительное оледенение.

Влияние экспозиции. Экспозиция склонов относительно стран света имеет решающее значение в распределении ледников и их мощности. На склонах южной экспозиции число ледников и занимаемая ими площадь значительно меньше, чем на склонах северной (табл. 4).

Вследствие значительно большего нагрева склонов южной экспозиции и отражения тепла их нагретыми поверх-

ностями ледниковое тело обычно отступает от южных склонов. При таком отступании между ледником и склоном возникает абляционное ущелье, протягивающееся иногда на несколько километров. В этом случае боковые морены ледника, отступающего от склонов южной экспозиции, превращаются в конечные.

Таблица 4

Оледенение на склонах различной экспозиции

Гляциологический район	Площадь оледенения, кв.км	
	северного склона	южного склона
Корякский	117,0	20,0
Кодар	9,5	5,5
Алтай:		
Южно-Чуйский	128,0	8,0
Северо-Чуйский	95,0	32,0
Катунский	170,0	62,0
Заилийский Алатау	297,0	187,0
Терскей-Алатау	547,3	486,2
Кавказ:		
Западный Кавказ	251,9	159,4
Центральный Кавказ	834,2	385,3
Восточный Кавказ	114,4	0,9

На южных склонах ледники становятся тоньше, разделяются темными скальными участками на многочисленные мелкие тела. Скальные участки, разделяющие ледник, сильно нагреваются и излучают много тепла, что резко увеличивает абляцию, и ледник быстро угасает.

Как правило, отмечает М. В. Тронов, на склонах южной экспозиции очень быстро угасают ледники, расположенные на крутых склонах, и сохраняются за счет лавинного питания леднички на малой высоте под оголенными склонами на дне каров.

По нашим наблюдениям, на южном склоне Западного Кавказа (долины Чхалты и др.) большинство ледников под гребнем водораздельного хребта уже исчезло, но зато глубоко внизу на дне затененных ущелий существуют небольшие леднички чисто лавинного питания.

Роль каров. Наличие отдельных каров и целых их ярусов под гребнями хребтов усиливает оледенение. М. В. Тронов указывает, что в карах северной экспозиции снеговая линия снижается за счет лавин и метелевого накопления снега. Благоприятно влияет на развитие оледенения большая высота стен каров над дном, затенение, северная экспозиция. На Алтае имеется некоторое число ледников плоских вершин; следовательно, наиболее высокие плоские поверхности здесь касаются хионосферы или даже располагаются в ней.

Снег вследствие метелевого сноса его с плоских водоразделов накапливается на подветренных склонах, что способствует существованию ледников на высотах, значительно более низких, чем занятая тундрой поверхность водоразделов.

Саморазвитие ледников. Это важная сторона динамики оледенения современного Алтая, которая, по мнению М. В. Тронова, может поддерживать их существование. Заполненные льдом и фирном участки скального рельефа имеют большие высоты, и, следовательно, ледник как бы «поднимает» уровень того участка земной поверхности, где происходит накопление и трата вещества ледника. Эта новая поверхность обладает к тому же большим альбедо и запасом холода.

Подпруживание льдов. М. В. Тронов разработал теорию подпруживания ледяных потоков, объясняющую поведение отдельных ледников, которое связано не только с влиянием климата, сколько с условиями подпруживания стока льда, которое вызывает подъем его поверхности.

Исследователь указывает следующие условия подпруживания ледников: 1) обширный фирно-ледосборный бассейн с сильно суженным выходом; 2) слияние нескольких отдельных ледниковых потоков, причем ниже места слияния русло недостаточно широко; 3) длинная, узкая и пологая ледниковая долина; 4) сужения дна и долины; 5) постепенное сужение поперечного профиля; 6) перелом продольного профиля — от крутого к пологому, на котором возникает явление подпруживания; 7) подледные скальные повышения ложа; 8) мощная толща морен на ледниковом языке; 9) большой коэффициент внутреннего трения льда вследствие низких температур.

Перечисленными условиями подпруживания ледниковых потоков объясняются отклонения в поведении отдельных

ледников, находящихся недалеко друг от друга. Подъем ледяной поверхности за счет подпруживания может достигать большой величины. М. В. Тронов (1961, стр. 78) для ледника Большой Актру (Алтай) указывает, что под влиянием подпруживания поверхность ледника поднялась на 150—175 м, а длина его языка увеличилась на 1,5—2 км. Примером подпруживания ледяных масс, вытекающих из широких бассейнов питания в узкую долину, служат ледники Талдуринский и Алахинский. Своеобразный ледяной паводок, возникающий при явлении подпруживания, приводит к тому, что на поверхности ледника начинает уменьшаться абляция — за счет увеличения абсолютной высоты над уровнем моря.

Принцип соответствия. Взаимосвязь между рельефом и климатом хорошо подчеркивается и так называемым принципом соответствия, выдвинутым М. В. Троновым, который считает, что: «каждая форма рельефа, рассматриваемая как ледниковое вместилище, наиболее благоприятна при некотором определенном состоянии климата» (стр. 99). Нарушения принципа соответствия приводят к измельчению форм ледников, а затем и к полному их исчезновению.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

В зависимости от морфологических и динамических признаков различают две большие группы ледников — горные и покровные.

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ

Так как горные ледники приурочены к скальному рельефу, их форма предопределяется особенностями земной поверхности, а сток льда происходит по направлениям тальвегов долин. Рассмотрим различные морфологические типы горных ледников.

Эмбриональные формы оледенения, или, как их называет М. В. Тронов, «малые формы оледенения», — переходные от снежников к ледникам.

Многолетние снежные скопления концентрируются главным образом на бровках подветренных склонов северной экспозиции, а также у подошвы обрывов в виде навеянных ледников. Шлейф снежных скоплений разрастается аналогично тому, как подошва затягивается делювиальным шлейфом, т. е. по мере того, как снег скатывается под влиянием силы тяжести, лавинные конусы сливаются один с другим. Именно за счет аккумуляции снега карнизные снежники смыкаются со снежниками подошвы склонов. Увеличение числа и размеров эмбриональных форм оледенения как на бровках плато под влиянием навевания снега ветром, так и у подошвы склонов за счет лавинной аккумуляции идет параллельно.

М. В. Тронов в работе «Вопросы горной гляциологии» ставит вопрос о важности изучения малых форм оледенения, считая, что оно может дать общегляциологические результаты. С точки зрения народного хозяйства исследование малых ледников (например, в условиях Средней Азии) имеет большое практическое значение, так как они обладают увеличенной интенсивностью оборота влаги по сравнению с ледниками, залегающими на «нормальных» уровнях: более низкое положение вызывает усиленное таяние снега и льда, а для компенсации стаявших снегов и льдов необходимо и усиленное питание.

Чтобы ясно представить себе условия существования малых ледников, рассмотрим Хибинский горный массив, где небольшие ледники лежат в подветренных частях возвышенностей. Сильные зимние ветры сдувают выпавшие на плато хибинских тундр твердые атмосферные осадки и накапливают их на подветренной части склона, в бассейнах питания небольших ледничков. Размеры их зависят от площади поверхности плато, с которого сдувается снег. Выше поверхности бровки склона летом расстилается бесснежная каменистая и лишайниковая тундра, на которой пасутся олени. Аналогичное явление описывает М. В. Тронов, указывающий, что левый Аккемский ледник (Алтай) залегает под бесснежной площадкой, занятой тундрой.

Распределение ледников в карах также всецело зависит от ориентации каров относительно господствующего снеговетрового потока и экспозиции склонов. Поэтому в расположении ледников в цирках и карах как в прогрессивную, так и в регрессивную фазы развития ледников часто наблюдается асимметрия.

Рис. 6. Навеянный ледник

В прогрессивную фазу развития ледниковое тело сперва возникает на подветренных частях кара, на склоне северной экспозиции — в качестве лавинного ледника подошвы склона; затем оно, увеличиваясь, превращается в ледник подошвы склонов, или в шлейфовый.

Одновременно на бровках склонов появляются ветровые надувы. Они же выступают как последняя форма оледенения в регрессивную фазу. Эти ледники мы будем называть ледниками ветрового надува или навеянными.

Навеянные ледники часто образуются у бровок задних стенок каров, а также в ветровой тени возвышенностей. В полярных и субполярных районах большие количества навеянного ветром снега собираются в различных отрицательных формах рельефа (рис. 6). Навеянные ледники распространены на свободном от материкового льда побережье Земли Франца-Иосифа, на Новой Земле, Северной Земле, о-вах Де-Лонга.

На крутых склонах навеянные ледники двигаются медленно — по нескольку сантиметров в сутки. Они образуют морены, которые состоят из обломочного материала, скатившегося по поверхности ледника. Такие морены в виде гряд или серповидных насыпей из обломочного материала в настоящее время образуются у задних стенок цирков (например, в Хибинах, на Полярном Урале).

Рис. 7. Ледники склонов

3) *Ледники подножия склонов.* Одновременно с возникновением ледников ветрового надува, или навеянных ледников, у подошвы склонов в результате систематического падения лавин образуются лавинные ледники подножия склонов. Они состоят из слившихся лавинных конусов. От их края вверх по склону протягиваются узкие ленты лавинных снежников, которые в дальнейшем могут создать шлейфовый ледник.

У ледников подножия боковое скальное обрамление отсутствует. В плане они имеют вид полосы, параллельной линии подошвы. Несмотря на сравнительно небольшие размеры, у ледников подошвы склонов наблюдается дифференциация на область питания и абляции; их движение выражено вполне отчетливо. Ледники подошвы склонов часто закрыты поверхностной мореной, а перед их передним краем возникает конечная морена.

Ледники склонов, или *шлейфовые*, образуют на склоне толщу льда, вытянутую параллельно подошве склона. Сверху ледники такие могут быть окаймлены более крутыми склонами; иногда они переходят в водораздельный фирн, оканчиваясь ледяными краями фестончатой формы (рис.7). От ледника подножия склонов шлейфовый ледник отличается тем, что его верхняя часть достигает почти бровки возвышающегося над ним склона. Л. С. Троицкий (1961) такие ледники назы-

Рис. 8. Каровый ледник

вает присклоновыми, или прислоненными. Эти ледники располагаются на открытых подветренных склонах и, как правило, спускаются нижним концом до подножия склонов (они питаются метелевым снегом). Разновидностью «присклоновых» являются лощинные ледники, питающиеся лавинами.

Каровые ледники. Постепенное заполнение дна кара льдом приводит к возникновению карового ледника, имеющего в плане округлую форму (рис. 8). На таких ледниках наблюдается дифференциация на область питания и абляции. Каровые ледники часто имеют подгорную трещину в заднем скальном обрамлении.

Висячие ледники. При значительном увеличении питания карового ледника каровая чаша переполняется льдом, и на крутом склоне появляется короткий висячий ледниковый язык (рис. 9). Расход льда в висячем леднике происхо-

Рис. 9. Висячий ледник

дит не только за счет таяния и испарения, но в значительной степени в результате падения частей конца ледникового языка на дно долины.

Долинные, или альпийского типа, ледники. Долинный ледник начинается в обширном каре, язык его спускается на дно речной долины и заполняет ее, подчиняясь всем ее изгибам. Тело ледника движется по долине и в большинстве случаев имеет широкий закругленный конец, закрытый моренным чехлом (рис. 10).

В зависимости от характера области питания и соотношения ее с областью абляции различают следующие подтипы долинных ледников:

долинные ледники без фирнового поля (туркестанский тип ледников). У ледников этого подтипа отсутствует фирновое поле, залегающее в каре или в

Рис. 10. Долинный (альпийский) ледник

Рис. 11. Долинный без фирнового поля (туркестанский) ледник

Рис. 12. Древовидный ледник

цирке. Ледник начинается непосредственно от бокового или заднего скального обрамления и питается главным образом падающими лавинами (рис. 11);

ледники фирновой котловины возникают в широкой, котловинообразной долине и не имеют языка. Ледники этого типа особенно часто встречаются в горных массивах Средней Азии;

древовидные ледники напоминают в плане ветвистое дерево, «стволом» служит главная долина, а «ветвями» — ледники боковых долин (рис. 12). Обильное питание твердыми атмосферными осадками приводит к тому, что ледники боковых долин начинают соединяться с ледником, текущим по главной долине. При этом значительная часть речной системы оказывается заполненной движущимся льдом. В настоящее время древовидные ледники распространены в горах Средней Азии (ледник Федченко, Иныльчек, Зеравшанский и др.).

Ледники плоских вершин. В горных районах, где есть ледники на плоских водоразделах и на отдельных массивах с плоскими вершинами, существуют так называемые ледники плоских вершин (термин С. В. Калесника), которые получают питание в хионосфере (рис. 13). Именно об этом типе оледенения говорил С. В. Калесник (1934), когда писал,

Рис. 13. Ледник плоской вершины

что «первые точки рельефа, коснувшиеся снеговой линии, играют весьма важную роль. Прежде всего, они как бы «проявляют» до сих пор невидимую снеговую линию, овеществляют ее и переводят из категории отвлеченного до некоторой степени представления в разряд реального феномена» (стр. 389).

Подробно исследовал ледники плоских вершин Г. А. Авсюк (1950). Как он отмечает, форма их обычно караваеподобная, так как ледники лежат на ровной или слегка наклонной поверхности. Лед стекает по направлению господствующего уклона поверхности. Вдоль нижнего фронта таких ледников наблюдаются маломощные фронтальные морены, захваченные солифлюкционными процессами. По периферии ледника широко развита мерзлота,

Рис. 14. Ледник вулканических конусов

натечные языки и полосы. Ледники плоских вершин не имеют скалистого обрамления и выступающих сквозь покров льда отдельных скал (нунатаков). Внутренние и донные морены у ледников этого типа встречаются как исключение, и мощность их обычно небольшая. Края ледников плоских вершин, нависая над обрывами, часто обламываются, питая расположенные ниже их ледники.

Разрастание ледников плоских вершин и их соединение с большими древовидными ледниками приводят к возникновению «сетчатого» оледенения, при котором из ледников плоских вершин стекают долинные ледники (аналог «выводных» ледников арктических ледниковых покровов).

Г. А. Авсюк считает, что в регрессивную фазу оледенения, возможно, происходило распадение сетчатого оледенения на ледяные шапки и горнодолинное оледенение. Он

Рис. 15. Сетчатое оледенение

пишет, что в период регресса ледниковый покров прошел через стадию оледенения и развития ледников подножий, затем распался на отдельные ледниковые «шапки» и, наконец, разделился на отдельные обособившиеся ледники разных типов.

Ледники вулканических конусов образуются на массивах, представляющих собой стратовулканы. Лед и фирн покрывают конус, образуя шапку, от которой по радиусам растекаются ледники (рис. 14). Эти радиально растекающиеся потоки продвигаются вниз по склонам конуса. Оледенение такого типа распространено на многих высоких вулканах Кавказа (Эльбрус, Казбек) и Камчатки. На склонах вулканических конусов по геологическим обнажениям часто наблюдается многократное чередование морены и лав, что свидетельствует об извержениях вулканов, после которых лавы были перекрыты моренами (например, разрезы по Военно-Грузинской дороге и на склонах Ключевской сопки).

Сетчатое оледенение (шпицбергенский тип) возникает при обильном питании и близком положении хионосферы к поверхности Земли, когда отдельные ответвления долинных ледников начинают перетекать через пониженные участки (седловины) горных хребтов (рис. 15). Сетчатое оледенение — это промежуточное звено между горным и покров-

Рис. 16. Предгорный ледник

ным. Мощность льдов при возникновении сетчатого оледенения становится настолько большой, что они, переполнив долины, начинают перетекать через понижения отдельных хребтов. Наиболее же высокие участки горных цепей сохраняются в виде узких одиноких островов.

В настоящее время условия для существования сетчатого оледенения имеются только на Земле Франца-Иосифа и Новой Земле, а также на Памире.

Сетчатое оледенение существовало, вероятно, на Кавказе во время ледникового периода. Второстепенные хребты в это время были похожи на скалистые острова среди огромных ледниковых потоков. Сопутствующий тип ледников во время сетчатого оледенения — так называемые переметные ледники, которые перетекают через понижения в хребтах в соседние долины.

Предгорные ледники возникают при огромном поступлении льдов по выводящим долинам на предгорную равнину (рис. 16). Увеличение мощности ледников на водоразделах и в долинах приводит к тому, что ледниковые тела не умещаются в горных долинах и начинают вытекать на предгорную равнину, образуя на ней обширные движущиеся ледяные поля. Ледники этого типа встречаются на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле и Северной Земле.

Предгорные ледники в настоящее время встречаются главным образом во влажных полярных и субполярных районах, так как их образованию благоприятствует большое количество твердых атмосферных осадков и высокие горы над снежной границей (большая положительная разность оледенения — *по С. В. Калеснику*).

Термин «предгорный ледник» надо понимать относительно, потому что ледник такого типа не обязательно располагается на предгорье горного массива: он может лежать и на подошве межгорной долины. Например. древний предгорный ледник располагался в Алайской долине. Н. Л. Корженевский предпочитал термин *«ледники межгорных долин»* (Зеравшанский, Иныльчек, Гармо).

Предгорные ледники могут возникнуть не только при слиянии концов горных ледников, выходящих на равнину, но и питаться льдом, стекающим из отдельных ледяных куполов, когда лед, выходя в предгорные пространства суженными потоками, начинает веерообразно растекаться (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля).

ПОКРОВНЫЕ ЛЕДНИКИ

В отличие от горных покровные ледники закрывают поверхность суши независимо от рельефа и существуют в пределах хионосферы. Погребенный рельеф мало или почти не отражается на характере их поверхности. Форма покровных ледников определяется питанием, расходом, а также пластическими свойствами льда, и поэтому обычно наблюдается растекание льда от центра к периферии. Покровные ледники и направление движения льдов в них в значительной мере зависят от тектонического строения ледниковых куполов. М. Г. Гросвальд (1961) на основании специальных исследований установил, что по периферии ледяных куполов существует как бы кольцевой вал (плотина) в виде краевой антиклинали. В поперечном профиле эта антиклиналь асимметрична, что говорит об опрокидывании складок в сторону периферии купола (рис. 17). Во внутренней части крыльев антиклинали обнаружены надвиги, связанные с системой глубинных разломов, которые свидетельствуют о том, что на периферии наблюдаются явления подпруживания льда и его вздутие в форме купола. В местах выхода выводных ледников из купола краевая антиклиналь прорвана, и поэтому лед может вытекать.

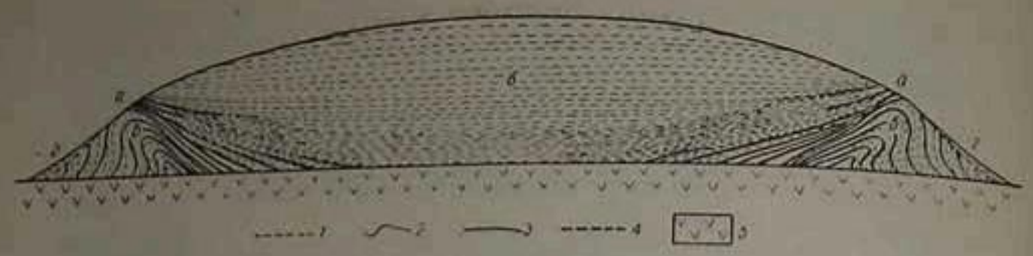


Рис. 17. Строение ледникового купола (*по М. Г. Гросвальду*):

а—зона глубинного разлома; *б*—краевая антиклиналь; *в*—центральный массив; *г*—ледяной чехол внешнего крыла антиклинали
1—слоистость льда; *2*—мелкие межпластовые срывы; *3*—крупные разломы; *4*—абляционные несогласия; *5*—базальтовые плато

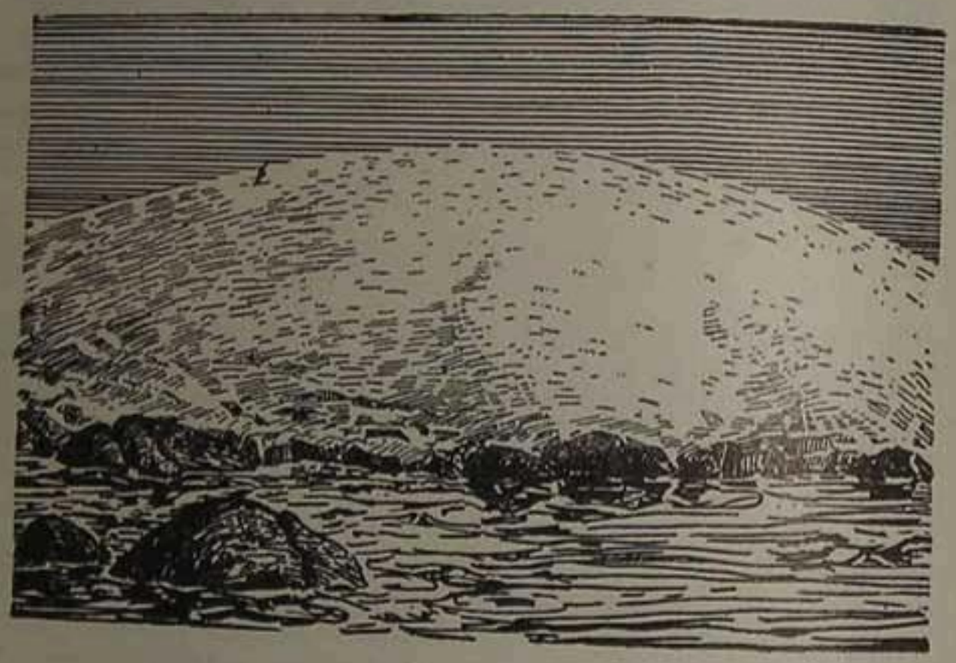


Рис. 18. Ледниковая шапка

Таким образом, краевые антиклинали, по мнению М. Г. Гросвальда, выполняют роль ледяных плотин, создающих специфическую форму ледяных куполов и щитов.

Рассмотрим различные типы покровных ледников.

Ледниковые шапки располагаются на равнинных поверхностях арктических островов. Если они покрывают небольшой остров полностью (рис. 18), то их называют островными льдами (например, на о. Виктория). От края шапок в зависимости от рельефа ложа отходят лопасти и

мелкие ледниковые потоки (на о-вах Октябрьской Революции, Пионер, Комсомолец).

Ледниковый покров. При обильном питании депрессии между отдельными ледяными шапками заполняются льдом, в результате чего постепенно возникает сплошной покров в форме купола, который маскирует погребенный под фирном и льдом рельеф (рис. 19). В то же время в смягченном виде этот рельеф отражается на поверхности, т. е. возвышенностям скального рельефа соответствуют повышенные части ледникового покрова, а понижениям скального рельефа — понижения ледникового покрова, по которым происходит отток выводных ледников.

Ледниковые щиты возникают в том случае, если повышающийся уровень ледяной поверхности полностью маскирует доледниковый рельеф (рис. 20). Ледниковый щит, выпуклый в центральных частях, покрывает расчлененный рельеф целиком, и лишь кое-где, главным образом

Рис. 19. Ледниковый покров

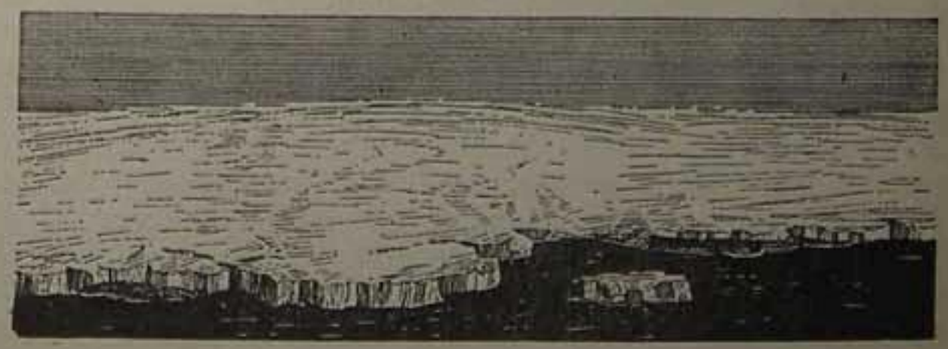


Рис. 20. Ледниковый щит

по его краям, выступают одинокие скалы — нунатаки. Например, на Земле Франца-Иосифа и на Новой Земле отдельные ледниковые потоки спускаются со щита в глубокие фиорды, образуя фиордовые ледники. На поверхности щитов часто наблюдаются так называемые бассейны истечения: от них начинаются своеобразные долинные ледники, текущие среди ледяных берегов. Они существуют там, где под поверхностью щита имеются крупные троговые долины, по которым и происходит движение льдов.

Ледниковые щиты распространены в СССР на Земле Франца-Иосифа и на северном острове Новой Земли.

ПРОГРАММА И ОБЩИЕ УКАЗАНИЯ ДЛЯ СБОРА КРАТКИХ СВЕДЕНИЙ О ЛЕДНИКАХ

Для исследования ледников необходимо иметь достаточно подробные топографические карты масштабов 1: 100 000, 1: 50 000 или 1: 25 000. По картам этих масштабов можно получить данные о площадях и конфигурации ледников, оценить проходимость их поверхности, получить различные морфологические данные.

Сопоставление карт, составленных в различные годы, позволяет судить об изменениях, происшедших в размерах и конфигурации ледников, выяснить тенденцию в их эволюции. Если в распоряжении исследователя нет достаточно подробной топографической основы, приходится производить детальные съемки ледников; такие съемки проводятся также и при определении скоростей движения ледников для гидрологических, гидротехнических и ирригационных изысканий.

Топографические работы на ледниках должны вестись в конце июля или в августе: тогда можно нанести на карту все детали рельефа. В июне и в первой половине июля еще очень много снега, и поэтому ледниковый рельеф скрыт от глаз исследователя. Составление карт и планов концов ледников можно производить в июле. Чтобы определить динамику края ледника, можно ограничиться проверкой положения его конца с базисов, установленных предыдущими исследователями. При всех видах топографических работ, кроме контура края ледника, необходимо наносить на карту крупные неподвижные скалы, нунатаки

и другие объекты, по которым через много лет можно будет определить, отступил или наступил край ледника.

Повторные крупномасштабные (1: 5000; 1: 10 000) съемки дают вполне объективный материал для характеристики пространственного состояния ледников, изменений их размеров и конфигурации, а также в объемах стаявшего льда.

Конечно, особенно удобны современные виды документации: аэрофотосъемка и фототеодолитная съемка; однако не следует пренебрегать также тахеометрической и мензульной съемками.

Изучение скорости движения ледников имеет как общенаучное, так и практическое значение. Оно необходимо для вычисления их мощности по расчетной формуле Лагалли и определения величины вещественного баланса ледников — очень важного показателя гидрологических расчетов. Формула М. Лагалли, упрощенная Г. А. Авсюком, имеет вид:

$$l = 8{,}4\sqrt{\frac{v}{\sin\alpha}},$$

где: l — искомая мощность льда;
v — среднегодовая скорость движения льда;
α — уклон поверхности ледника.

Скорости движения льда измеряют по ряду поперечных профилей теодолитом, установленным на скальном основании. В точках створовой линии, проложенной на поверхности ледника, необходимо сделать метровые скважины, в которые забивают деревянные пробки. Точность установления такой пробки в створе следует проверять визированием теодолита на стальную шпильку, поставленную на головку пробки. По смещению пробки со створовой линии через несколько суток определяют величину скорости движения льда.

Поскольку ледники представляют собой естественные водохранилища влаги в твердом состоянии и служат важнейшим источником воды для орошения, то наблюдения за абляцией и аккумуляцией составляют важнейшую часть исследований, проводимых на ледниках. Для этой цели необходимо иметь рейки таяния длиной 2 м, а сечением 2 — 5 см. После того как рейки установлены в отверстия буровых скважин глубиной 1 — 2 м, нужно сделать первый отсчет поверхности снега или льда и определить объемный вес снега, а затем через определен-

ное время вновь замерить, где расположена поверхность снега. После второго отсчета следует определить объемный вес снега, фирна или льда. Произведение разностей отсчета по рейке на величину объемного веса дает величину абляции или накопления льда или снега в слое воды в миллиметрах.

Сток талых вод ледника измеряют на гидрометрических створах специальными гидрологическими вертушками или методом поплавков.

Мощность льдов вычисляют бурением, сейсмометрическими методами или по расчетной формуле Лагалли.

При рекогносцировочном обследовании ледников сведения о них нужно собирать по следующей *краткой программе*: 1) название ледника; 2) название горной системы; 3) название хребта; 4) название горной группы или вершины; 5) ориентировка склона хребта, на котором залегает ледник, относительно стран света; 6) название речной системы, к которой принадлежит ледник; 7) название реки, вытекающей из ледника; 8) географические координаты ледника (широта, долгота); 9) морфологический тип ледника; 10) размеры ледника по карте (длина, площадь, ширина языка); 11) абсолютная высота окончания языка ледника; 12) абсолютная высота снеговой границы; 13) форма конца ледникового языка (угол наклона, наличие или отсутствие моренного чехла, возможность ледяных обвалов с конца ледника); 14) характеристика моренных скоплений у нижнего конца ледника. Наличие участков мертвого льда, способного создать запруду для талых вод. Опасность возникновения гляциальных селей; 15) сведения о величине, отступании или наступании ледника; 16) схема установленных марок у конца ледника для последующей проверки динамики языка; 17) фотографии конца ледника и его общего вида; 18) характеристика трещиноватости ледника в отдельных его частях и степень проходимости его поверхности; 19) ледопады (положение ледопадов, относительные высоты ледяных обрывов); 20) система поверхностных морен (срединные, боковые, моренный чехол); 21) режим ледниковой реки: расход воды в кубических метрах; 22) состояние моренных скоплений у конца ледника. Степень устойчивости толщ древней морены. Наличие участков сужений в русле как основа для запруд и как основа возникновения гляциальных селей; 23) наличие подпруженных моренных озер и возможность их прорыва.

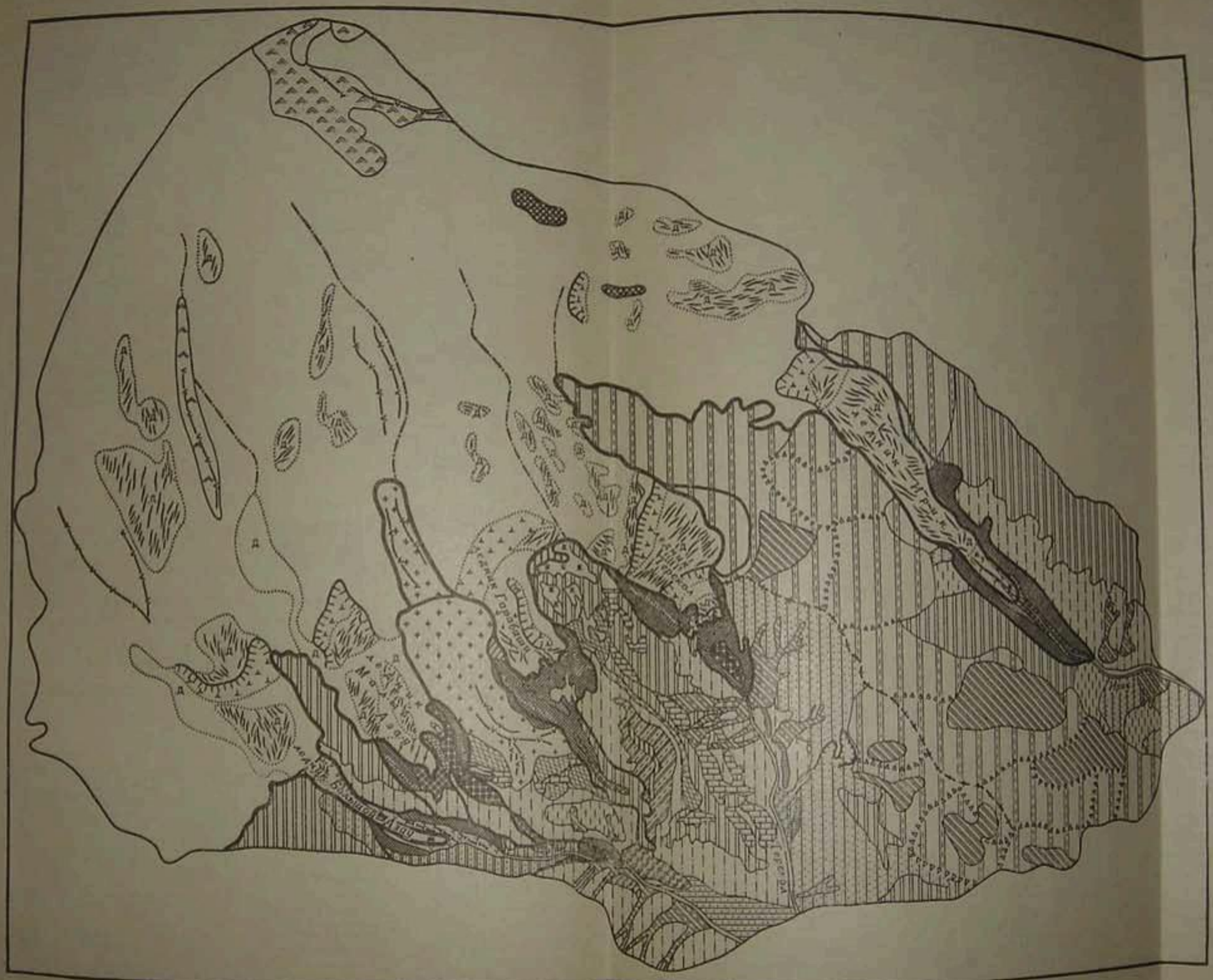
Вклейка 2. Легенда гляциогеоморфологической ка

Составили *В. Н. Костоусов, В. И. Кравцова, Н. Г. Патык-Ка*

оверхность
объемный
ей отсчета
у абляции
лиметрах.
трических
ками или

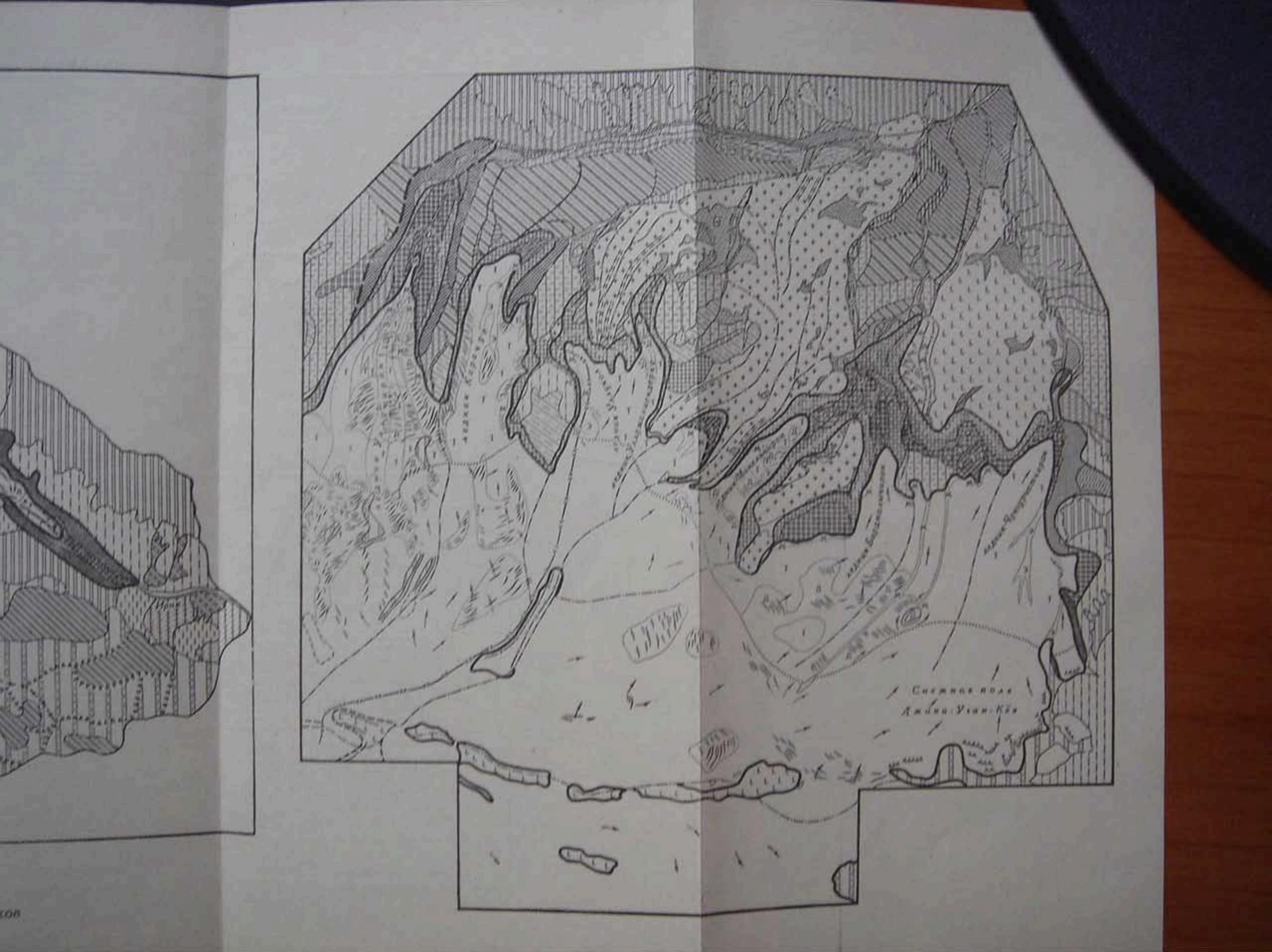
трически-

е д о ва-
ирать по
ка; 2) на-
назване
склона
но стран
адлежит
ледника;
олгота);
ника по
олютная
высота
ка(угол
а, воз-
харак-
ледни-
создать
циаль-
насту-
конца
языка;
харак-
частях
лопады
едяных
инные,
реки:
енных
толщ
ие как
льных
зможк-



Вклейка 1. Гляциогеоморфологические карты Эльбруса.

Слева — южного склона, составил *В. Н. Костоусов;*
справа — северного склона, составили *Н. Г. Патык-Кара* и *Л. М. Рудаков*
(легенду см. на обороте)


Снежное поле
Джана-Уган-Кёя

РАЗДЕЛ I

РЕЛЬЕФ, СОЗДАННЫЙ ЭКЗОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

I. ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

А. Экзарационные

1. Ригели

2. Участки «бараньих лбов»

3. Нунатаки

Б. Аккумулятивные

4. Конечные моренные валы

5. Береговые моренные валы

6. Внутренние морены

7. Террасы осадания

8. Отложенные срединные моренные валы

9. Рельеф основной морены

а) Холмисто-западинный

б) Выровненный, преобразованный солифлюкционными процессами

В. Вторичные моренные равнины

а) Преобразованные делювиальными процессами

б) Новообразованные солифлюкционными процессами

Уступы плечей трогов

Гребни моренных гряд

Моренные валы

II. ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

1. Участки зандровых равнин

2. Переходные конусы

3. Флювиогляциальные террасы

Сэр

4. Террасы смешанного аллювиально-флювиогляциального происхождения

5. Днища ледниковых озер

Ложбины стока ледниковых вод

III. НИВАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

А. Формы, созданные движущимися снегами

1. Лотки и конусы выноса лавин

Б. Формы создания неподвижными снегами

1. Поверхности нивального выравнивания

а) Присневниковые площадки

б) Поверхности гляциальной денудации

в) Сохраняющиеся днища каров

г) Участки нивальной денудации, понижающиеся обвальными уровнями стояния ледника

2. Псевдоморфные формы рельефа

В. Снежники-перелетки

Г. Солифлюкционные формы рельефа

1. Склоны солифлюкционного сноса и накопления

Д. Формы рельефа нивальной зоны, созданные совокупным действием нескольких факторов

1. Склоны нивально-гравитационного сноса (стенки действующих каров)

2. Склоны солифлюкционно-осыпного сноса и накопления

3. Склоны лавинно-осыпного сноса и накопления

4. Лавинно-позвенковые конусы выноса

5. Каменные глетчеры

Лавинные лотки

Лавиносборы

Границы каров

Устьевые ступени каров

IV. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

А. Формы, созданные русловым стоком

1. Формы, созданные речной деятельностью

а) Склоны эрозионных врезов

б) Поверхности речной аккумуляции (Поймы, террасы рек)

2. Формы, созданные деятельностью временных водотоков

а) Эрозионные ложбины

б) Пролювиальные конусы выноса

Сэр

3. Ложбины и конусы выноса селей

4. Поверхности водной аккумуляции

Б. Формы, созданные плоскостным смывом

Сэр

1. Склоны делювиального сноса и накопления

Др

Промоины

Русла временных водотоков

Ложбины склоновых потоков

Эрозионные ущелья

Уступы террас

Водосборные воронки

V. ОЗЕРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

1. Котловины подпрудных озер

VI. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

1. Склоны обвально-осыпного сноса

2. Склоны обвально-осыпного накопления

3. Обвалы

4. Осыпные шлейфы

5. Конусы пролювиально-осыпного накопления

6. Каменные россыпи

7. Склоны комплексной денудации

РЕЛЬЕФ СОЗДАННЫЙ ЭНДОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

VII. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

1. Потоки лав перитического центра с мелкобрекчиевым глыбовой лавы

2. Потоки лав с сохранившимися первичными формами излияния и застывания лавы

3. Потоки лав, сильно переобразованные экзогенными процессами

Паразитический кратер

Гребни лавовых потоков

Ла ы

VIII. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

1. Отпрепарированные структурные уступы в неогеновых лавах

РАЗДЕЛ II

IX. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКОВ

Д 1. Формы рельефа преимущественно динамического происхождения

а) Гребни поперечных волн на поверхности ледника

б) Ледопады

в) Сераки

г) Трещины, лога трещин

д) Швы закрытых трещин

е) Огивы

ж) Торосистая поверхность (битый лед)

з) Нависающий фирн

Т 2. Формы рельефа преимущественно термического происхождения

а) Скалы льда

б) Бугристая поверхность ледника

в) Участки массового распространения ледниковых сталагмитов (пористая поверхность ледника)

г) Ледниковые столы, участки массового разрушения ледниковых столов

д) Кора таяния

е) Моренные кучи

ж) Термический микрорельеф, обусловленный разрежением моренным чехлом

З 3. Формы рельефа преимущественно эрозионного происхождения

а) Обрывы

б) Бровки

в) Русла водотоков

г) Участки массового неконструйчатого размыва

д) Гроты

О е) Ледяные мельницы

И 4. Рельеф зоны сплошного моренного чехла

X. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА МЕРТВЫХ ЛЬДОВ

1. Формирующиеся

2. Сформированные

Гребни гряд мертвых льдов

ГРАНИЦЫ

1. Фирновая линия

2. Ледоразделы I порядка

3. Ледоразделы II порядка

4. Линии возможного восстановления контуров ледников при последующей деградации

5. Граница распространения лав голоцена

6. Граница распространения лав плейстоцена

Q_3^{II} 7. Граница распространения ледника I стадии оледенения

Q_3^{II} 8. Граница распространения ледника II стадии оледенения

Q_3^{III} 9. Граница распространения ледника III стадии оледенения

10. Граница распространения оледенения XIX века

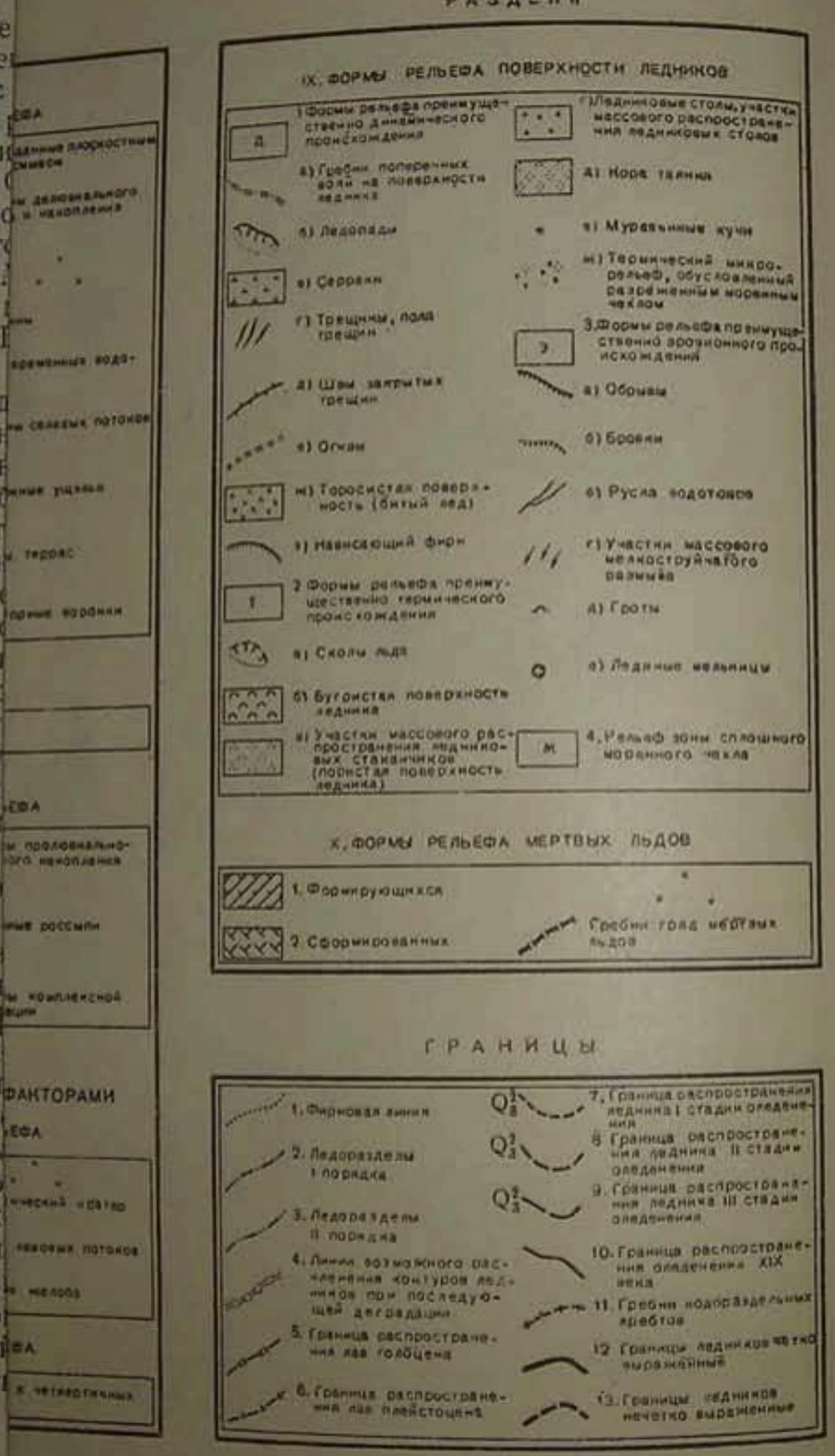
11. Гребни ледниково-моренных комплексов

12. Границы ледников четко выраженные

13. Границы ледников нечетко выраженные

Вклейка 2. Легенда гляциогеоморфологической карты Эльбруса.

Составили *В. Н. Костоусов, В. Н. Кравцова, Н. Г. Патык-Кара и Г. К. Тушинский*



...ты Эльбруса.

...а и Г. К. Тушинский

Составление гляцио-геоморфологической схемы. Синтезом наших знаний о распространении ледников и об их динамике должны быть специальные гляцио-геоморфологические схемы, составленные на основании аэрофотосъемки. Методы составления таких схем разработаны Эльбрусской экспедицией географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

Материалы аэрофотосъемки с наземным дешифрированием позволяют в сравнительно короткое время получить необходимые схемы, по которым можно судить о состоянии оледенения и о его динамике за последнее столетие, а также оставить документальные графические материалы на последующие годы. По этим материалам через любой промежуток времени можно будет установить, какие изменения произошли в современном оледенении за определенный отрезок времени.

Как образец таких документов мы предлагаем вниманию читателей гляцио-геоморфологические схемы (см. вклейку 1), составленные по легенде, разработанной В. Н. Костоусовым, В. И. Кравцовой, Н. Г. Патык-Кара и Г. К. Тушинским (1959). Легенда содержит 126 условных знаков (см. вклейку 2). Из них только 9 являются специфическими для Эльбруса; остальное содержание легенды может быть использовано для любого горного района СССР.

ЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ СССР

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для описания ледниковых районов необходимо произвести гляциологическое районирование СССР. Прежде всего мы разделяем территории, на которых господствуют различные типы оледенения: покровное и горное. Это разделение отражает как связь ледников с «уровнем 365», так и внешние морфологические и динамические их особенности.

На схеме (см. вклейку 3) границу между ареалами распространения покровного и горного типов оледенения мы выделяем с учетом положения «уровня 365» относительно земной поверхности. Практически оледенение покровного типа господствует лишь в Арктике. В арктических районах значительная часть земной поверхности лежит в пределах хионосферы, благодаря чему возникает покровное

Тип оледенения	Климатический пояс и тип оледенения	Гляциологическая область
Покровное	Арктический пояс; покровное оледенение советского сектора Арктики	Атлантико-арктическая
		Западносибирская арктическая
		Восточносибирская арктическая
		Тихоокеанская арктическая
Горное	Субарктический пояс; оледенение гор Субарктики	Атлантико-субарктическая
		Сибирская субарктическая
		Тихоокеанская субарктическая
	Умеренный пояс; оледенение гор умеренного пояса	Горы умеренного пояса Средней Азии
		Горы Южной Сибири
		Континентальная Восточносибирская
		Тихоокеанская
		Горы Кавказского перешейка
	Субтропический пояс; оледенение гор субтропического пояса	Горы юга Средней Азии

Таблица 5

и площади оледенения

Гляциологический район	Площадь ледников, кв. км	Источник данных по площади оледенения
Земля Франца-Иосифа	14 330	Гросвальд М. Г.
Остров Виктории	4	Шумский П. А.
Новая Земля	22 000	Шумский П. А.
Северная Земля	16 900	Загорская Н. Г.
Горы Бырранга	50	
Острова Де-Лонга	67	Шумский П. А.
Остров Врангеля	2	Сватков Н. М.
Кольский п-ов	0,5	Перов В. Ф.
Урал	25	Долгушин Л. Д.
Горы Путорана		
Верхоянско-Колымские горы	415	Васьковский А. П.
Анадырский хребет и Чукотка	Свыше 20	Васьковский А. П.
Корякский	180	Малых М. И.
Тянь-Шань	2 259	Авсюк Г. А., Забиров Р. Д., Зенкова В. А.
Саур	17	Пальгов Н. Н. Селиверстов Ю. Г.
Алтай	629	Тронов М. В.
Саяно-Тувинское нагорье	13	Гросвальд М. Г.
Кодар	15	Преображенский В. С.
Камчатка	866	Иваньков П. А.
Большой Кавказ	1 775	Иваньков П. А.
Закавказье		
Памиро-Алай	411	Корженевский Н. Л.
Памир	8 041	Забиров Р. Д.
Итого	68 662,5	

оледенение. В южных горных районах СССР и хионосфера и «уровень 365» пересекают наиболее высокие массивы, и здесь может быть лишь горное оледенение. Южная граница ареала распространения покровного типа оледенения проходит по изолиниям положения «уровня 365» на отметках около 800 м.

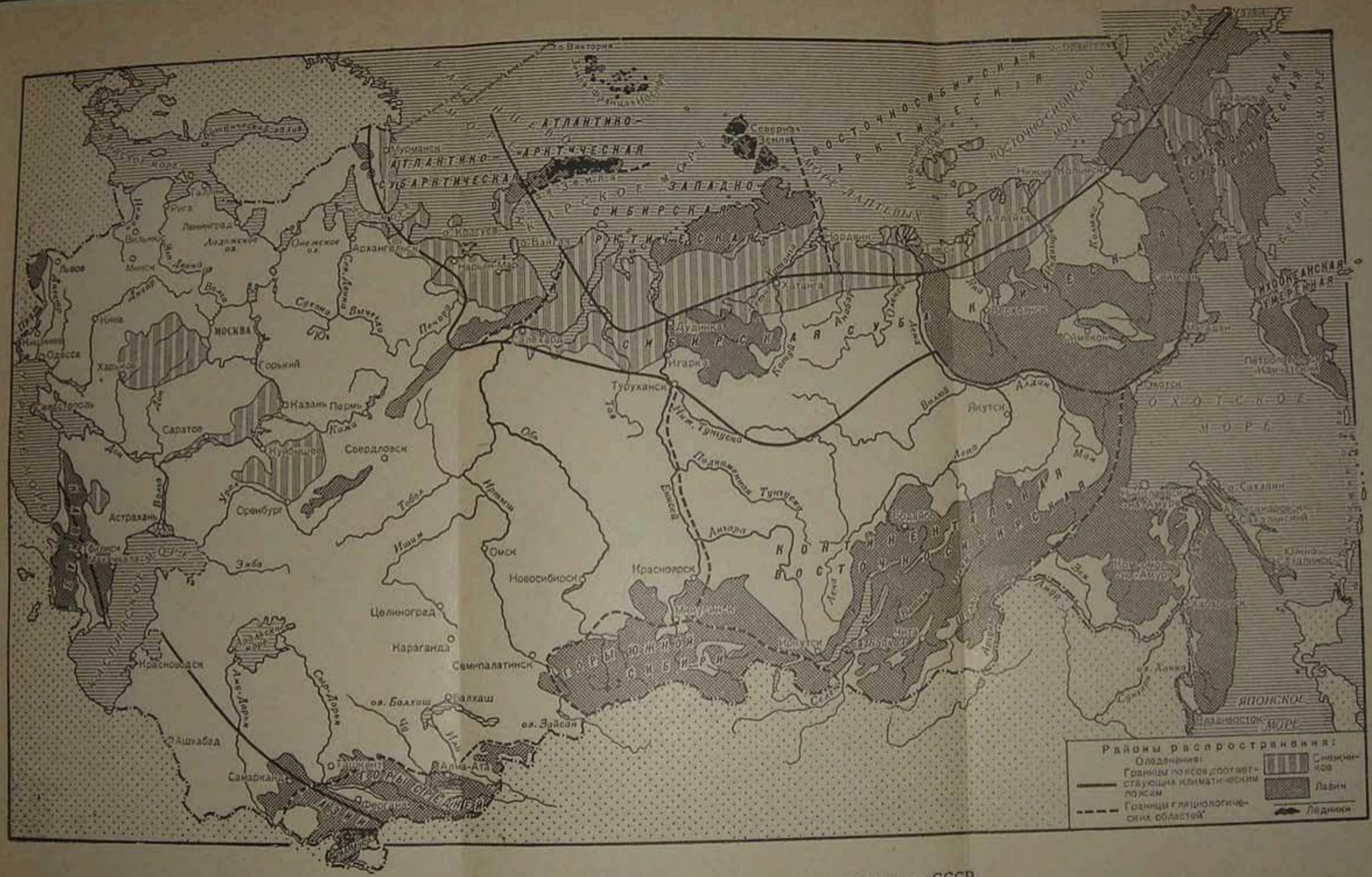
При переходе из островных районов Советской Арктики на материк Евразии высота этого уровня резко возрастает. Если на северном острове Новой Земли он находится на высотах 600—800 м, то на материке быстро повышается, достигая на Кольском полуострове 1500 м, а на Полярном Урале 1800 м.

На остальной территории СССР распространено оледенение горного типа, которое мы рассматриваем по климатическим поясам, в границах, соответствующих районированию, выполненному Б. П. Алисовым (1956). Учет зональных поясов важен потому, что особенности климата отражаются на характере питания и абляции ледников, а также на их температурном состоянии. В названиях этого деления (см. табл. 5) отражены климатический пояс и принадлежность оледенения к определенному типу: покровному советского сектора Арктики, оледенению гор Субарктики, гор умеренного пояса и гор субтропического пояса.

В пределах климатических поясов мы выделяем гляциологические области, которые характеризуются определенными соотношениями тепла и влаги, т. е. решающих факторов, определяющих условия существования ледников.

При разделении гляциологических областей на районы обязательно нужно учитывать рельеф, который выступает как азональный фактор, но, как известно, зональные и азональные признаки существуют одновременно и нераздельно, и их взаимодействие отражается на характере оледенения. При выделении гляциологических районов учитываются особенности рельефа — как абсолютные высоты, так и перепады высот в пределах бассейна питания и движущейся части ледника. В значительной мере характер питания и динамика ледников зависит от особенностей рельефа. Поэтому гляциологические районы подчас совпадают с районами геоморфологическими.

История развития рельефа районов, в которых имеется современное оледенение, значительно отражается на условиях существования ледников и на их эволюции. Например, остатки поверхностей выравнивания, приподнятые тек-



Вклейка 3. Районы распространения ледников, снежников и лавин в СССР.

Составил *Г. К. Тушинский*

тоническими движениями в третичное и четвертичное время на огромную высоту, а также глубокие эрозионные долины, на дне которых может скапливаться снег, способствуют сохранению ледников. Особенно важны детали рельефа, благоприятствующие подпруживанию ледников. Формы рельефа, вмещающие ледники, часто обеспечивают осуществление «принципа соответствия» между климатом и рельефом. Поэтому характерные черты рельефа, влияющие на существование ледников, необходимо учитывать как при выделении гляциологических районов, так и при более дробном расчленении оледенения на подрайоны.

Ледниковые районы мы описываем согласно схеме гляциологического районирования СССР. Для каждого района дается описание условий существования ледников (рельеф, климат) и приводится характеристика оледенения.

ПОКРОВНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

СОВЕТСКИЙ СЕКТОР АРКТИКИ

Покровное оледенение арктического пояса существует в условиях господства арктических воздушных масс в течение всего года, при низких температурах воздуха и большой облачности.

Оценивая влияние общей циркуляции атмосферы на распространение ледников в арктическом поясе, И. В. Бут (1962) приходит к выводу, что, поскóльку в Арктическом бассейне существует обширная область морских льдов, зональная циркуляция атмосферы не может обеспечить выпадения достаточного количества твердых атмосферных осадков. Ледники арктического пояса получают питание за счет атмосферной влаги, поступающей из умеренных широт. Это происходит в те отрезки времени, когда устанавливаются меридиональные типы общей циркуляции атмосферы.

Атлантико-арктическая область

Условия для формирования оледенения в этой области по сравнению с другими областями европейского сектора Советской Арктики оптимальные. Сказывается значительное влияние Атлантического океана, обусловливающее сравнительно большое количество твердых атмосферных

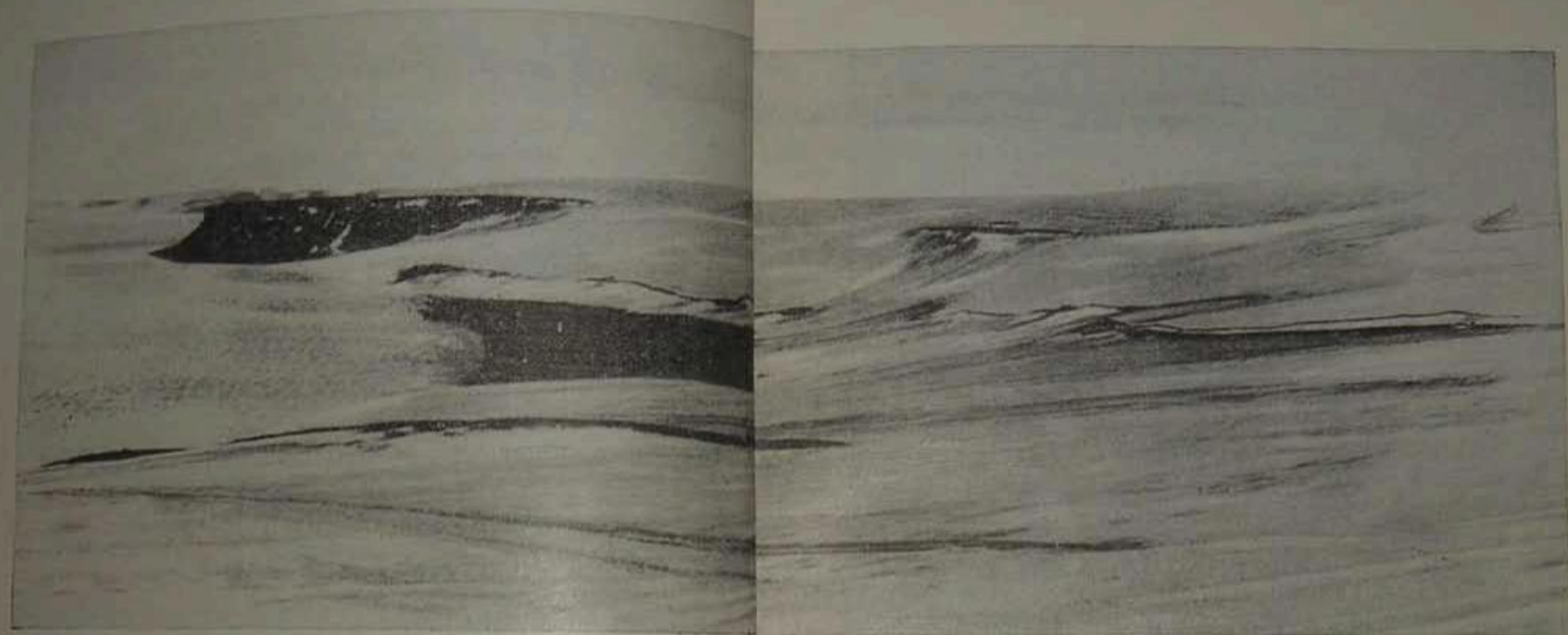


Рис. 21. Ледники Земли Франца-Иосифа

Фото М. Г. Гросвальда

осадков и сильные ветры, связанные с усиленной циклонической деятельностью на арктическом фронте. Оледенение существует здесь благодаря низким зимним температурам воздуха, холодному (с низкой облачностью и туманами) лету и большой величине альбедо. Типичные районы оледенения атлантико-арктической области — Земля Франца-Иосифа (рис. 21) и северный остров Новой Земли.

Д. Г. Панов (1949) пишет, что современное оледенение формируется в пределах жестких платформенных участков, претерпевших длительный период континентальной денудации. Господство в рельефе пенепленов, разбитых на границе третичного и четвертичного времени сбросами способствовало образованию платообразных поверхностей, на которых развились покровные ледники. Направление орографических элементов совпадает с трещинной тектоникой. Усиленная ледниковая экзорация происходит вдоль тектонических трещин. М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке (1961), отрицая активность неотектонических движений и наличие молодых разломов, все же признают, что ледники

выработали желоба по ослабленным зонам древних разломов, с которыми совпадает направление фиордов и проливов. Глыбовый рельеф островов, обрамленный линиями разломов, благоприятствует скоплению фирна и льда на плоских поверхностях.

Радиационный баланс Земли Франца-Иосифа и Новой Земли отрицательный. В районы этих архипелагов тепло поступает за счет переноса воздуха с юга, а также приносится морскими течениями и выделяется при теплообмене между морем и атмосферой. Общая интенсивность оледенения в атлантико-арктической провинции убывает по мере увеличения континентальности климата при движении на восток от Гренландии.

Земля Франца-Иосифа — большой архипелаг, состоящий из многочисленных крупных и мелких островов, лежит между 79°45′ и 80°50′ с. ш. и 42°10′ и 65°00′ в. д. В пределах этого архипелага находятся самые северные точки на территории СССР. Наиболее крупные острова — Земля Георга и Земля Александры (рис. 22). Высшая

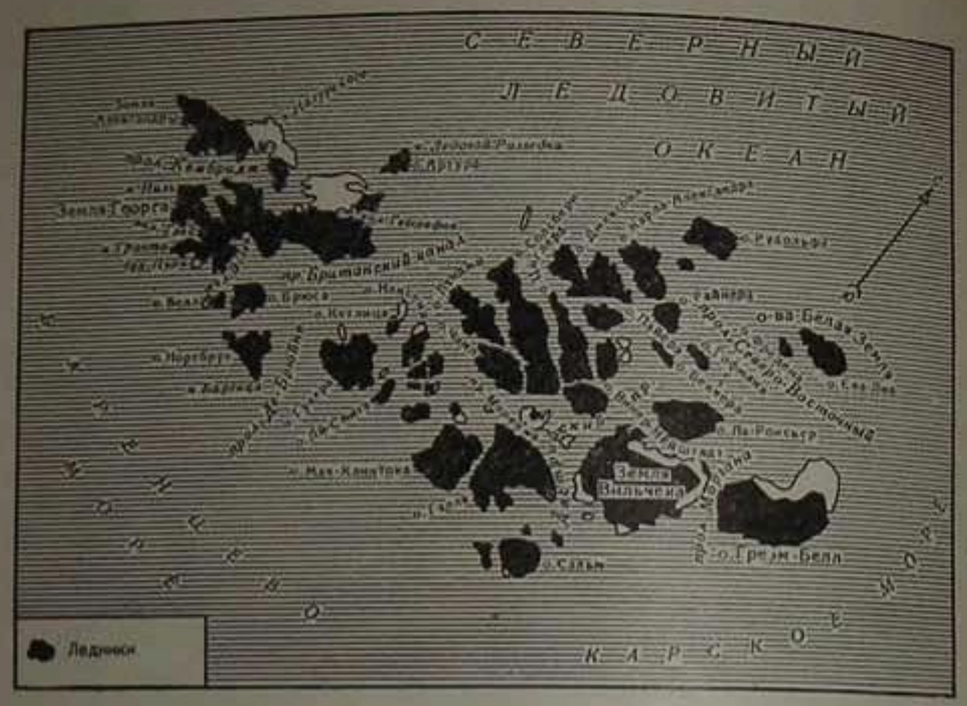


Рис. 22. Оледенение Земли Франца-Иосифа

точка архипелага — с отметкой 735 м — располагается на Земле Вильчека. Архипелаг разделяется на три части проливами: Британским каналом (между Землей Георга и о. Гукера) и Австрийским проливом (между Землей Вильчека и о. Галля). Ледники на архипелаге занимают 14 330 кв. км, или 86,9% общей площади (М. Г. Гросвальд).

Суровость климата Земли Франца-Иосифа определяется ее положением в высоких широтах. Полярная ночь длится 125, а полярный день — около 140 суток. Четыре месяца в году поверхность Земли Франца-Иосифа не получает солнечного тепла и поэтому радиационный баланс отрицательный. Климат архипелага морской, зима холодная, однако для высоких широт сравнительно теплая, что объясняется влиянием морских течений. Уже к 1 сентября ложится устойчивый снежный покров. Снегопады обычны даже для июля и августа (Г. И. Спижарский, 1936).

Относительная влажность в течение всего года очень велика: летом 85 — 90%, а зимой 75 — 85%. Большая облачность, уменьшающая абляцию, и частые туманы — характерные черты климата Земли Франца-Иосифа.

Лето короткое и холодное, почти с постоянно пасмурной, неустойчивой погодой и с очень частыми осадками, преимущественно в виде снега. Температура самого теплого месяца

близка к 0°. Среднегодовые температуры воздуха на уровне моря — 10, —12°. Самый холодный месяц — февраль. Зимой устойчивые морозы от — 20 до —35° и частые штормы юго-восточного и восточного направлений. Март и апрель — еще зимние месяцы, май — переходный месяц, и лишь в июне начинается таяние снега, которое значительно усиливается в июле и августе. В октябре наступает настоящая зима (В. Ю. Визе, 1930).

Большие гляциологические работы на Земле Франца-Иосифа были проведены в 1947 — 1949 гг. экспедицией Арктического института под руководством П. А. Шумского. Эти работы не только позволили собрать данные для региональных характеристик оледенения, но и дали возможность П. А. Шумскому обобщить материал для выдвижения крупных теоретических построений в области гляциологии.

В период Международного геофизического года (1957 — 1959) экспедиция Института географии Академии наук СССР (научный руководитель Г. А. Авсюк) провела стационарные работы на о. Гукера, обследуя купол Чурляниса и ледник Седова, изучавшиеся также в 1947 — 1949 гг. экспедицией Арктического института.

Поверхность большинства островов архипелага Земли Франца-Иосифа платообразная. Средние высоты достигают 400 — 490 м. Острова сложены горизонтальной серией юрских глинистых сланцев, выше которых залегает покров базальтов мощностью 20 — 30 м.

Земля Франца-Иосифа — это Антарктика в миниатюре: около 87% ее площади занято покровным оледенением, и только кое-где видны береговые скалы. Ледники, спускающиеся в море, продуцируют большое количество столовых айсбергов. Края ледниковых покровов часто образуют обрывы высотой 10—30 и более метров. Они имеют нередко обратный уклон. Центральные части многих ледниковых куполов еще никем не посещались.

На Земле Франца-Иосифа встречаются различные типы ледников, характеристика которых дана в работах Г. П. Спижарского (1936) и П. А. Шумского (1949). Перечислим эти типы ледников.

О с т р о в н о й л е д, или ледниковые шапки, распространен на островах Фредена, Гофмана, Райнера, Артура и Белой Земли. Ледники имеют форму правильных куполов и спускаются в море, образуя отвесные стены высотой до 30 м. Мощность куполов порядка 150 — 200 м.

Ледниковые покровы состоят из нескольких куполов соединенных долинными ледниками (о. Гукера, Земля Александры). Над покровами часто высятся нунатаки. Возникают они там, где ледники стекают с плато-образной поверхности островов на прибрежную равнину, преодолевая крутые уступы.

Долинные ледники движутся из обширных покровов, следуя погребенному подледному рельефу. За счет их деятельности создаются троговые долины. Часто долинные ледники, выдвигаясь в море, образуют плавающие ледяные языки.

Предгорные ледники питаются льдом, стекающим из нескольких куполов. Примером таких ледников может служить ледник Елены, расположенный в восточной части о. Гукера.

Навеянные ледники возникают в подветренной тени обрывистых берегов и состоят из фирнового льда с горизонтами загрязнения, возникшего в результате ветрового накопления пыли во время сильных метелей.

Остаточные ледники. В результате сокращения современного оледенения появляются большие участки ледников, которые отделились от ледяных куполов и, не получая больше питания, медленно исчезают. Там, где сейчас наблюдается большая метелевая концентрация снега, остаточные ледники, состоящие из глетчерного льда, постепенно заменяются навеянными ледниками из фирнизированного снега; впоследствие их места будут наследовать сперва снежники-перелетки, а затем летние снежники.

М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке выявили основную пространственную закономерность — асимметрию оледенения. Наиболее интенсивно оледенение наблюдается на востоке и юго-востоке каждого острова и архипелага в целом. Ледоразделы куполов смещены в восточном и юго-восточном направлениях. При этом существует такое же несимметричное развитие выводных ледников, которые на восточных и юго-восточных сторонах островов образуют предгорные ледники. Причина асимметрии оледенения связана главным образом с повышенной аккумуляцией снега в восточных и юго-восточных частях островов, обусловленной преобладанием восточных и юго-восточных ветров и с ослаблением абляции к востоку и к северо-востоку. Эти исследователи выделяют три ледниковых комплекса (рис. 23).

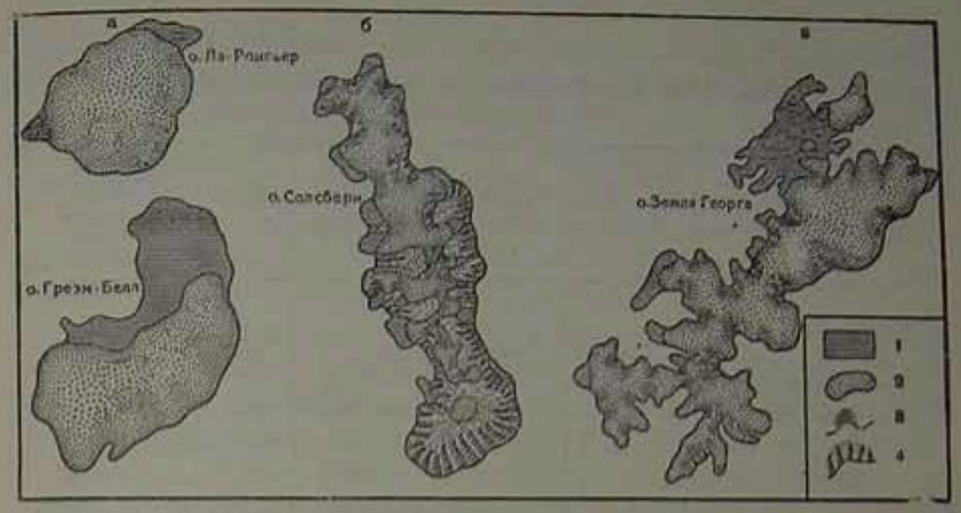


Рис. 23. Основные типы ледниковых комплексов Земли Франца-Иосифа:

а — простые; б — сложные; в — вторично простые; 1 — суша, свободная ото льда; 2 — ледниковые купола; 3 — бассейны истечения; 4 — выводные ледники

а) простые — состоящие из единичных ледниковых куполов на слаборасчлененном ложе;

б) сложные — сочетание многочисленных куполов и выводных ледников на глубокорасчлененном ложе, возникшие в результате утонения покрова;

в) вторично-простые комплексы, состоящие из гроздьевидных сообществ ледниковых куполов, образовавшиеся после отмирания выводных ледников.

Начиная с 20-х годов XX в. в Арктике наблюдаются значительное повышение среднегодовых температур и интенсивное летнее потепление, что привело к быстрому убыванию оледенения. Летом в район архипелага чаще вторгается теплый воздух.

Двухлетние наблюдения экспедиции Института географии Академии наук СССР, проведенные в период МГГ (см. табл. 6), свидетельствуют о том, что на вершине купола Чурляниса (353 м) средняя многолетняя температура июля равна 0,7°, а на куполе Джексона (445 м) —1,2°. Зимой минимум температуры достигал на куполе Чурляниса —41,1°. При этом часто наблюдались температурные инверсии.

Осадки выпадают преимущественно в твердом виде (из 500 мм около 450 мм выпадают в твердом виде).

М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке пишут, что на поверхности ледниковых куполов выше 250 м наблюдаются иней и

Таблица 6

Климатические условия существования ледников Земли Франца-Иосифа

Район наблюдений	Абсолютная высота над ур. моря, м	Средняя июльская температура, °	Средняя годовая температура, °	Осадки, мм	Многолетняя величина аккумуляции, мм
Купол Чурляниса	353	—0,7	—14,0	500	300
Купол Джексона	445	—1,2	—12,6	520	330
Ледник Седова	61		—12,3	270	

изморозь, но роль их в питании ледников незначительна. Сильные ветры сносят выпавший снег (снос снега достигает 150 мм в слое воды).

В зимнее время очень часты циклоны, так как архипелаг лежит к северу от путей их движения, и поэтому всеми исследователями отмечаются сильные восточные и северо-восточные ветры. Благодаря сильным ветрам, переносящим снег, навеянные ледники и снежники находятся на архипелаге на уровне моря.

Средняя многолетняя высота линии нулевого баланса определена для о. Гукера на высоте 300 м. В бухте Тихой (о. Гукера) устойчивый снежный покров лежит 300, а на о. Рудольфа — 330 дней в году.

Для атлантико-арктической гляциологической области мы вычислили, что на каждые 100 м подъема продолжительность залегания снежного покрова увеличивается на 20 дней, и поэтому «уровень 365» лежит на высоте 300 м. Следовательно, и снеговая граница, и «уровень 365» располагаются на одной высоте.

Так как снеговая линия располагается сравнительно высоко, зона абляции на ледниках Земли Франца-Иосифа занимает большие площади ледниковых покровов. В летнее время на поверхности некоторых ледников текут ручьи и небольшие речки, а во многих местах образуются снеговые болота. Талые воды, низвергаясь с отвесных ледяных обрывов, образуют многочисленные водопады.

М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке выделяют три группы ледниковых куполов, учитывая их деятельность и режим:

1) купола с фирновым питанием, с «теплым» пластичным ледяным ядром и, возможно, с талым грунтом под ним.

Теплое ядро обрамляется холодным, жестким кольцом зон ледяного питания и абляции (например, купол Джексона);

2) купола с «ледяным» питанием в центральной части и с преобладанием абляции по периферии. Вся масса льда холодная и жесткая (например, купол Чурляниса);

3) купола без зоны питания, «климатически мертвые», но еще двигающиеся; лед в них холодный и жесткий (например, купол Седова на о. Гукера).

Движение ледников о. Гукера изучал О. Н. Виноградов (1961). Выводные ледники Седова, Юрия и Авсюка движутся со скоростью 55 — 65 м в год, а в центральной части купола Чурляниса она падает до 1 м в год. По периферии, в верховьях бассейнов истечения выводных ледников, скорости движения возрастают до 6 — 8 м в год. Лед куполов неподвижен в тех частях, где он подпружен антиклинальным валом. Наибольшие скорости движения наблюдаются в верхних частях бассейнов истечения. Трещин в центральных частях ледниковых куполов очень мало, так как движение льда медленное. Их значительно больше по краям куполов, где многие трещины достигают ширины 2 м и более. Наибольшая трещиноватость поверхности и ледопады наблюдаются в бассейнах истечения выводных ледников.

Всеми исследователями отмечается незначительная геологическая деятельность ледниковых куполов: они скорее консервируют, чем эродируют рельеф. Выводные же ледники обладают большими скоростями и глыбовым характером движения по ложу, что предопределяет их значительное воздействие на подстилающие породы. По направлению движения выводных ледников их ложе углубляется, причем создаются глубокие троги. После полного исчезновения ледяных куполов и ледяных покровов рельеф островов будет напоминать, вероятно, рельеф современных Хибинских гор.

В настоящее время у «климатически мертвых» ледников происходит общее утонение и отступание краев ледниковых куполов со скоростью 13 — 16 м/год. Купола с фирновым питанием отступают со скоростью 3 — 5 м/год. Многолетний характер отступания подтверждается многочисленными каналами, опоясывающими периферию куполов. Общее утонение ледниковых куполов происходит на 20 — 25 см в год.

Важным доказательством деградации оледенения служит значительное уменьшение мощности выводных ледни-

ков. За период с 1948 по 1959 г. мощность их сокращалась со скоростью 1 м/год. По мнению М. Г. Гросвальда и А. Н. Кренке, у ледника Седова расход льда на айсберги уменьшился в 2 раза, и, следовательно, дальнейшее утонение ледника за счет усиленной абляции может привести к полному прекращению образования айсбергов.

Баланс массы ледника Седова и купола Чурляниса резко отрицательный. Балансовый дефицит составил 2,8 млн. т в 1958 г. Средний дефицит оценивается в 2,2 млн. т, что соответствует ежегодной потере ледниками архипелага поверхностного слоя 40 см (в пересчете на воду).

При проведении исследовательских работ на Земле Франца-Иосифа, а также при выборе строительных площадок следует учитывать возможность схода лавин. Например, экспедиция Джексона лишь случайно не погибла под лавиной, сошедшей на Земле Георга с края ледникового покрова. Размер конуса выноса был столь большим, что морской лед треснул и на поверхности его появилась вода.

На роль лавин в формировании рельефа крутых склонов плато Чурляниса, поднимающихся над поверхностью выводных ледников, указал В. Л. Суходровский (1961), который писал, что обломочный материал, увлекаемый лавинами, транспортируется на большие расстояния.

Следует также напомнить, что на о. Белом, расположенном между северо-восточной оконечностью Шпицбергена и Землей Франца-Иосифа, облик которого близок с островами этого архипелага, 5 августа 1930 г. были обнаружены трупы участников французской экспедиции Андрэ и разрушенный лагерь, в котором члены экспедиции прожили 12 дней. Н. Н. Зубов (1948) считает, что экспедиция Андрэ погибла либо в результате снежного обвала с ледника, у подножия которого был расположен лагерь, либо вследствие сильного шторма, завалившего людей снегом. Необходимо иметь в виду, что наиболее крутые склоны (30 — 45°) наблюдаются у названных ледников. Со столь крутых склонов неизбежно должны сходить лавины.

Остров Виктория, расположенный между островами Шпицберген и Землей Франца-Иосифа, лежит недалеко от западной границы СССР.

М. В. Кленова («Arctica», 1935, № 3) пишет, что оледенение о. Виктория относится к типу ледяной шапки и представляет собой сплошной ледяной купол, из-под которого только в одном месте обнажается поверхность земли

Выходов коренных пород на острове не встречено. Хорн считает, что геологическое строение острова близко геологическому строению северо-восточной части земли Шпицбергена: он тоже сложен каменноугольными известняками Высота ледяного купола 90 — 100 м. По данным М. В. Кленовой, берег о. Виктория представляет собой отвесную ледяную стену высотой около 42 — 44 м. От подножия ледяной стены до уреза воды расположена полоса пляжа, состоящая из гальки. Пляжи имеются почти на всех берегах, за исключением тех мест, где непосредственно к морю подходят ледяные выступы.

Поверхность ледника, представляющая собой плотнослежавшийся фирн (размеры зерен фирна около 0,5 — 1,0 см), разбита трещинами. Подножие ледяной стены и нижняя часть склона сложены своеобразной ледяной брекчией — обломками глетчерного льда, сцементированными снегом. Л. С. Говоруха (1962) на основании изучения разрезов ледниковой толщи установил, что купол полностью находится в области абляции. Нижняя граница зоны ледяного питания лежит на высоте около 350 м над уровнем моря. Всего за 8 лет, с 1953 по 1961 гг., край купола отступил на 30 — 34 м.

Новая Земля расположена в Северном Ледовитом океане. Она состоит из двух больших островов — Северного и Южного — и большого числа малых (самый большой из них о. Междушарский). Архипелаг тянется гигантской дугой, обращенной выпуклостью на запад, и отделяет Баренцево море от Карского (рис. 24). Самая северная точка архипелага — мыс Карлсена, а самая южная — Кусов Нос. Северный остров отделен от Южного узким ветвящимся проливом Маточкин Шар шириной 2 — 3 км, а от о. Вайгач на юге — широким проливом Карские Ворота. Рельеф Новой Земли гористый.

По всему *Северному острову* тянется Главный хребет высотой 800 — 1000 м над уровнем моря. Высшая точка Новой Земли — пик Седова (1070 м). Горная часть острова представляет собой пенеплен, разрезанный глубокими долинами, превращенными в сквозные троги, которые на побережье заканчиваются фиордами. К мысу Желания хребет понижается, переходя почти в ровную поверхность, лежащую на высоте 30 м над уровнем моря.

Во время II Международного полярного года на организованной в 1932 г. станции Русская Гавань ледники Новой

Рис. 24. Оледенение Новой Земли

Земли изучались М. М. Ермолаевым. С июня 1957 г. по сентябрь 1959 г. оледенение исследовалось Новоземельской гляциологической экспедицией Института географии Академии наук СССР, которая вела работы также в районе Русской Гавани и на ледоразделе у подошвы Барьера Сомнений.

В третичное время эрозия расширила на Новой Земле тектонические трещины, создав узкие и длинные поперечные долины между горами, которые в эпоху оледенения архипелага служили ложем для ледников. Сейчас былые тектонические трещины имеют вид троговых долин. Западный берег Северного острова (начиная с 74° с. ш.) изрезан фиордами, по которым к морю спускаются большие ледники. На восточном берегу фиордов значительно меньше.

Материковым льдом покрыто 25% всей площади Новой Земли, при этом большая часть оледенения (22 000 кв. км) располагается на Северном острове.

Д. Г. Панов считает, что для ледяной зоны различия в ландшафтах отдельных частей территории наиболее ярко проявляются в типах оледенения. Именно эти различия и следует принимать во внимание при гляциологическом районировании Новой Земли: в оледенении, как в фокусе, собраны все главнейшие показатели природы.

К северу от Маточкина Шара до Южной Сульменевой губы преобладают преимущественно висячие и каровые ледники, не доходящие до уровня моря на 100 — 200 м. К северу от Южной Сульменевой губы расположены мощные ледники, спускающиеся к морю огромными языками и образующие множество айсбергов, которые можно встретить далеко от берегов Новой Земли. Больших айсбергов ледники Новой Земли не продуцируют, так как их языки спускаются в фиорды и айсберги раскалываются.

Изучение ледников Новой Земли позволяет представить картину постепенной деградации покровного оледенения с переходом его в сетчатое, а затем в горные типы ледников (долинные, каровые, висячие и др.), вплоть до навеянных и лавинных снежников, которые наследуют места недавнего залегания ледников.

На Северном острове Новой Земли располагается крупнейший ледниковый щит площадью около 19 тыс. кв. км.

К югу ледниковый покров становится тоньше, а из-под него проступают погребенные скальные гребни. Льды стекают по понижениям в погребенном горном рельефе. В этих

условиях возникает типичное сетчатое оледенение, напоминающее безбрежное море с торчащими среди него скалистыми островами — нунатаками, от которого к побережью в глубокие фиорды спускаются широкие ледяные реки.

В сетчатом оледенении пока еще существует сток льдов из одной крупной долины в другую через боковые второстепенные водоразделы. Над поверхностью льдов скальные острова разрушаются интенсивно протекающими процессами морозного выветривания, а обломочный материал сносится под влиянием лавин, обвалов и осыпей, дающих материал для боковых и срединных морен. Вытаивание и слияние морен в нижних частях ледников создают моренный чехол.

Освободившиеся ото льдов в местах недавней консервации рельефа поверхности напоминают рельеф Хибин, т. е. на них наблюдаются сглаженные поверхности массивов, в склоны которых врезываются кары и многочисленные лавинные лотки.

Горное оледенение на юге Северного острова Новой Земли является заключительной стадией деградации ледяного покрова. Продолжающееся утонение льдов привело к вытаиванию амфитеатров бровок погребенных верховьев долин и к обособлению долинных ледников, вплоть до превращения их в каровые и висячие. Поскольку над долинными ледниками возвышаются платообразные поверхности, с которых в зимнее время сносится огромное количество снега, горное оледенение питается метелевым снегом, тогда как остатки ледяного покрова на платообразных участках, с поверхностей которых снег сносится ветром, должны деградировать быстрее.

На Новой Земле на уровне моря всюду встречаются навеянные ледники, которые в районе мыса Желания описаны Г. В. Горбацким (1934). На них наблюдаются трещины, провальные воронки, нунатаки, боковые и донные морены. Навеянные ледники обрываются непосредственно в море.

О сокращении оледенения на Новой Земле говорят так называемые ископаемые ледники, которые подвержены термокарстовым процессам. На прибрежных равнинах Крестовой губы имеется много таких ледников. Участки поверхности с ископаемыми ледниками обычно имеют вид подковообразного амфитеатра с почти отвесной задней стенкой, высота которой над дном углубления от 2 до 15 –16 м

Начиная с 30-х годов XX в. термокарстовые явления в ископаемых льдах стали значительно более интенсивными. Все исследователи указывают на значительное сокращение ледников, связанное с потеплением климата. Средняя температура января за период с 1896 по 1915 г. была —21,6°, а с 1935 по 1958 г. —14,2°, т. е. с 1896 по 1958 г. температура повысилась на 7,04°. О прежнем более холодном периоде свидетельствует также большой запас холода в толщах льдов Новой Земли.

Особенности климата Новой Земли определяются положением архипелага между теплым Баренцевым и холодным Карским морями, интенсивной циклоничностью и своеобразным радиационным режимом, во много зависящим от смены полярного дня полярной ночью.

Большая протяженность Новой Земли с севера на юг (900 км) создает различия в климатических условиях, положение же на границе двух морей, отличных по своему режиму, вызывает разницу в климате западного и восточного побережий (на восточном побережье температура на 5° ниже, чем на западном). Весна, лето и осень короткие и холодные. Летом температура достигает иногда 17 — 18° (средняя температура 6°). Зима наступает в конце сентября или в начале октября и держится около 8 месяцев (в северной части несколько больше). С ноября устанавливается полярная ночь. В январе средняя температура —15, —20°. Зима, несмотря на высокие широты, сравнительно мягкая, с частыми метелями и штормами (метель — одна из наиболее характерных особенностей климата Новой Земли). Перетертый и измельченный снег местами представляет собой снежную пыль, способную проникать в мельчайшие отверстия. Во время сильных метелей человек не видит окружающих предметов в нескольких метрах от себя.

Зимой вторжения на Новую Землю теплых атлантических воздушных масс вызывают резкие колебания температуры воздуха, поэтому оттепели возможны в течение всех зимних месяцев. Осенью наблюдаются большая облачность и туман. Например, у мыса Желания ясные дни — редкое явление. Здесь 222 дня без солнца, а 112 дней с туманами. Количество осадков на побережье около 300 мм в год, выпадают они преимущественно в виде снега и крупы. В области питания ледников выпадает до 700 мм осадков. В питании новоземельского ледникового покрова, по утверж-

дению Н. В. Давидовича (1961), иней и изморозь не играют практически никакой роли.

Климат ледникового щита и окружающих территорий характеризуется данными (по О. П. Чижову, 1961), приведенными в табл. 7.

Таблица 7

Климатические условия Новой Земли

Станция	Высота над уровнем моря, м	Средние многолетние температуры (по данным за период 1935—1958 гг.), °						Среднее количество осадков за два года: 1957/58, 1958/59
		годовая	I	VI	VII	VIII	летом	
Русская Гавань . . .	0	—6,5	—14,1	1,0	—3,8	4,0	2,9	270
Барьер Сомнений . .	300	—9,5	—17,3	—2,0	0,9	1,1	0,0	350
Ледораздельная . . .	800	—12,8	—21,2	—4,6	—1,5	—1,3	—2,5	700

В. Ю. Визе (1940) указывал, что Новая Земля расположена в наиболее океаничном районе Полярного бассейна, совпадающем с полосой низкого давления, вдоль которой с Атлантического океана движутся циклоны. Поэтому годовая сумма атмосферных осадков достигает примерно 350 — 700 мм, что в таких высоких широтах благоприятно для развития оледенения. Снеговая линия в районе Маточкина Шара находится на высоте 550 — 600 м (В. Ю. Визе, 1925), а на севере Новой Земли, по данным Г. В. Горбацкого (1940), на высоте около 350 м. В Русской Гавани почти на уровне моря устойчивый снежный покров лежит 269 дней, а в заливе Благополучия 270 дней. В среднем на каждые 100 м подъема над поверхностью Новой Земли продолжительность залегания снежного покрова увеличивается на 16 дней. Поэтому мы и принимаем, что уровень, где снег сохраняется 365 дней, располагается на высотах около 600 м.

Работами Новоземельской экспедиции Института географии установлено, что вопреки прежним утверждениям об отсутствии снегового питания ледниковый покров имеет область питания, лежащую выше 650 — 680 м, с мощной

толщей фирна до 18 м (О. П. Чижов). Высота линии нулевого баланса 680 — 690 м.

Исследования льдообразования и строения фирново-ледяной толщи, проведенные А. Б. Бажовым (1961), свидетельствуют о том, что в районе станции Ледораздельная в шурфе имеется 15-метровый слой фирна с ледяными корками. Фирнизация и льдообразование происходят с проникновением талой воды, т. е. наблюдается инфильтрационный тип льдообразования. В годы, когда увеличивается летнее таяние, отдельные слои льда могут спаяться, образуя мощный горизонт льда, и льдообразование приобретает инфильтрационно-конжеляционный тип. По мнению А. Б. Бажова, так было в 1930 — 1932 гг., когда М. М. Ермолаев не обнаружил на ледниковом щите фирнового питания.

То обстоятельство, что отрицательные температуры снежно-фирновой толщи наблюдаются и ниже активного слоя, противоречит теплому инфильтрационному типу льдообразования. И. Ф. Хмелевский (1961) считает, что отрицательные температуры соответствуют иным климатическим условиям в прошлом и холодному инфильтрационному типу льдообразования. В связи с потеплением Арктики тип питания ледников изменился, а температура в толще льда еще не пришла в соответствие с изменением климата.

На Новой Земле 58% абляции происходит под влиянием солнечной радиации, а 42% — за счет теплообмена с воздухом и тепла, возникающего при конденсации водяных паров (О. П. Чижов, 1961).

Е. М. Зингер и В. В. Энгельгардт (1961) провели исследования, на основании которых ими построены кривые аккумуляции и абляции на леднике Шокальского; высота линии нулевого баланса выражается цифрами 680 и 690 м. Полученный ими вещественный баланс ледникового щита, питающего ледник Шокальского, выражен в табл. 8.

Исследованиями, проводившимися участниками Новоземельской гляциологической экспедиции МГГ, обнаружено, что ледниковый покров обладает большими скоростями движения: в 10 км от фронтальной части он движется в среднем со скоростью 120 — 150 м/год. Такие же скорости движения льда наблюдал М. М. Ермолаев.

В центральных частях покрова на высотах 700 м (область питания) скорость движения льда 5 — 10 м/год (О. П. Чижов, 1961).

Таблица 8

Баланс вещества ледника Шокальского

Год	Площадь аккумуляции, кв. км	Накопление льда, млн. т	Площадь абляции, кв. км	Абляция льда, млн. т	Баланс ледника, млн. т
1957/58	430	190	210	235	—45
1958/59	430	340	210	340	0

Примечание. К величине абляции с площади 210 кв. км следует прибавлять ежегодный расход льда по 50 млн. т под влиянием откола от языка ледника айсбергов.

Воздействие новоземельского ледникового покрова на подстилающий скальный рельеф значительно. Вытаявшие склоны и бровки плато имеют сглаженные поверхности. В местах же, где двигались выводные ледники, всюду встречаются троговые долины. Лишь на юге, в области альпийского оледенения, наблюдается более мелкое расчленение склонов карами.

Западносибирская арктическая область

В этой области Советской Арктики расположен архипелаг Северная Земля, а на материке — горы Бырранга. Оледенение этой области по сравнению с Новой Землей заметно слабее из-за усиления континентальности климата, обусловленного удаленностью Северной Земли от Атлантического океана, а главное — отсутствием теплых, атлантических течений. В четвертичное время древнее оледенение п-ова Таймыр и Северной Земли тоже было значительно менее интенсивным, чем в атлантико-арктической области.

Северная Земля лежит к северу от мыса Челюскин и отделена от него проливом Бориса Вилькицкого, ширина которого 54 км. Северная точка ее находится на 81°, а южная на 78° с. ш. Архипелаг состоит из четырех крупных островов:

Большевик, Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер (рис. 25).

В табл. 9 указаны площади островов и размеры оледенения (А. Ф. Лактионов, 1946).

Таблица 9

Оледенение островов Северной Земли

Остров	Число ледников	Площадь острова, кв. км	Площадь ледника, кв. км	% оледенения
Комсомолец . .	2	9244	6 017	65,0
Пионер	1	1649	296	17,9
Октябрьской Революции . .	4	13992	6 397	45,8
Большевик . .	2	11527	2 471	21,5
Всего	9		14751	

Наибольшие высоты островов 800 — 1000 м. Форма их и положение проливов предопределены расколами пенеплена, остатки которого находятся на различных высотах. Наиболее высокий уровень располагается на отметках порядка 600 м. Поверхность пенеплена этого уровня сложена докембрийскими и кембрийскими горными породами, он ограничен по линиям расколов крутыми обрывами. Средний (второй) уровень приурочен к выходам смятых в складки палеозойских известняков и мергелей и ограничен высотой около 200 м. Нижний уровень, или прибрежно-морская равнина, выражен серией аккумулятивных морских террас.

Края возвышенностей расчленены троговыми долинами, заложенными, по-видимому, по линиям расколов. Затопленные троги часто образуют участки фиордового побережья (о. Большевик). В центральных частях о. Октябрьской Революции наблюдается глубокорасчлененный рельеф. Это свидетельствует о том, что ледниковые щиты и покровы Северной Земли возникли в горных районах.

Климат Северной Земли определяется ее положением в восточной части ложбины полосы низкого давления. Эта ложбина прослеживается на восток от Исландского мини-

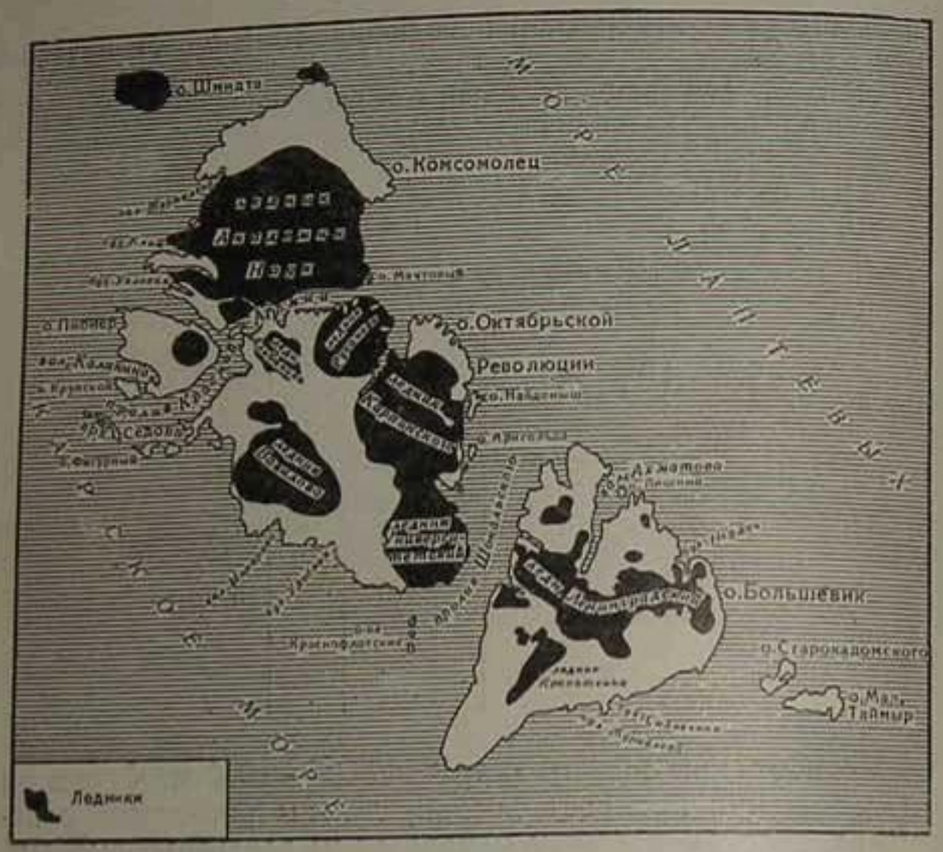


Рис. 25. Оледенение Северной Земли

мума. В зимнее время архипелаг находится между сибирским и полярным антициклонами. Атлантические течения не достигают Северной Земли.

Климат Северной Земли благоприятен для оледенения, так как лето холодное, с низкой облачностью и пасмурной погодой в августе, что уменьшает абляцию. Самая низкая среднемесячная температура в году бывает в марте: —28°. Наиболее теплый месяц июль, средняя температура которого на о. Домашний 0,9°, а на мысе Оловянном 1,9°. В зимнее время господствуют юго-восточные ветры. Наибольшие скорости ветра характерны для сентября — февраля, что обусловливает значительный метелевый перенос снега. В январе наблюдается 7,1% ветров юго-восточного направления со скоростью 16 — 20 м/сек.

По данным метеостанции, на о. Домашний выпадает 94 мм осадков, а на мысе Оловянном — 126 мм. Однако, имея в виду большие скорости ветра, эта сумма осадков

едва ли может быть принята во внимание при объяснении существования здесь оледенения. Зимой количество осадков ничтожно; максимум приходится на июль и сентябрь.

Снеговая граница лежит на высоте 100 — 150 м. По А. Ф. Лактионову, общая площадь оледенения 14 751 кв. км, а по данным Н. Г. Загорской (1960), ледники занимают 16 900 кв. км, имея объем 3400 куб. км льда. Мощность ледниковых щитов, по А. Ф. Лактионову, небольшая — до 200 м; она приближается к мощности ледяных куполов Земли Франца-Иосифа, где толщина покрова не превышает 100 — 150 м и только в отдельных случаях достигает 250 — 300 м. Сравнительно больше других островов оледенение на о. Комсомолец. Ледниковые щиты имеют здесь форму куполов, отметки на поверхности которых достигают 500—600 м. Ледниковые языки, отходящие от куполов, спускаются в море, где от них откалываются айсберги. А. Ф. Лактионов наблюдал здесь столовые айсберги высотой 20 — 25 м и размерами примерно 200×300 и 200×500 м. На о. Октябрьской Революции четыре ледниковых купола, один из которых достигает абсолютной высоты 675 м. От куполов отходят выводные ледники, покрытые большим числом трещин, свидетельствующих об интенсивном движении льдов. Предгорные ледники возникают за счет слияния долинных, выходящих на равнину.

Н. Г. Загорская отмечает очень слабую активность ледников и пишет, что о длительном стационарном положении края щитов можно судить по возникшим вдоль его края параллельным долинам, так как вдоль края ледниковых щитов всегда наблюдается очень плоский желоб, врезанный на 3 — 4 м в поверхность равнины. Ширина желоба 200 — 300 м, изредка 500 м.

Горы Бырранга расположены на п-ве Таймыр, далеко выступающем на севере материка Евразии. Они представляют собой систему плосковершинных хребтов, простирающихся с юго-запада на северо-восток. Горы полого спускаются к побережью Северного Ледовитого океана и круто обрываются на юг к озеру Таймыр. Хребет, ширина которого местами превышает 150 км, расчленен глубокими троговыми долинами.

Высшие точки расположены к северо-востоку от оз. Таймыр и достигают 1146 м. К этому району приурочено современное оледенение, площадь которого достигает около 50 кв. км.

Климат холодный, с суровой и продолжительной зимой и холодным коротким летом. Осадков в год выпадает от 115 до 230 мм, и максимум их приходится на летние месяцы, что благоприятствует увеличению альбедо, а следовательно, и сохранению оледенения. Ветры сильные, преимущественно северные и северо-восточные: это определяет большую роль метелевого снега в питании ледников.

Ледник Неожиданный расположен на поверхности платообразной возвышенности в верховьях рек: Ледниковой, Преградной, Толля, Жданова.

Плато почти отвесными стенками обрывается на запад и восток, к долинам рек Жданова и Ледниковая. Оно повышается с юго-запада на северо-восток от 824 — 962 м до 1022 — 1141 м.

Ледник имеет характер купола длиной около 11 км, при средней ширине около 4 км. Наибольшая ширина 7 км. Существование ледника Неожиданного объясняется большой концентрацией метелевого снега, а также и тем, что «уровень 365», по-видимому, довольно близко опускается к вершине плато.

Восточносибирская арктическая область

Основные черты резко континентального климата этой области формируются под влиянием материка. В зимнее время здесь господствует сибирский антициклон, предопределяющий устойчивые низкие температуры и ничтожное количество осадков; питание ледников происходит частично в летнее время (нарастание льда за счет конденсационной влаги), так как циклоническая деятельность появляется только в этот период года.

В восточносибирской арктической области находится архипелаг Новосибирских островов, который состоит из Новосибирских (Котельный, Фаддеевский, Новая Сибирь, Земля Бунге), Ляховских (Большой Ляховский, Малый Ляховский и Столбовой), Де-Лонга (Беннетта, Жаннетты, Генриетты, Б. Вилькицкого, Жохова).

Все острова располагаются в пределах шельфа и принадлежат к мезозойским структурам, испытавшим в третичное время сводовые и глыбовые поднятия.

Современное оледенение незначительно и питается главным образом конденсационной влагой. Л. И. Леонов (1945) наблюдал, например, что в средних числах июня

1938 г. на куполе ледника на 1 кв. см поверхности (поставленной деревянной рейки) в течение одного часа нарастало от 15 до 18 куб. см кристаллов льда.

Острова Де-Лонга. Ледники наблюдаются на островах Генриетты, Жаннетты и Беннетта. Острова представляют собой высокие плато, круто обрывающиеся в море. Общая площадь оледенения 67 кв. км. На остальных островах распространены навеянные снежники-перелетки.

Очень суровый климат архипелага формируется под влиянием восточносибирского антициклона и полосы пониженного давления. Циклоны, перемещающиеся вдоль арктического фронта, приносят влажные воздушные массы, из которых на поверхность ледников выпадает много изморози, служащей основным источником существования ледников. Средняя температура января около —29°, а июля около + 0,5; + 1,0°.

На островах в зимнее время часты сильные ветры, и поэтому очень трудно судить о количестве выпадающих атмосферных осадков. Роль изморози, которая не может быть унесена ветром, приобретает огромное значение в питании ледников летом, когда их охлажденная поверхность конденсирует влагу. П. А. Шумский (1939) указывает, что в питании щита большую, если не главную, роль играет, вероятно, изморозь. Как указывает этот исследователь, на о-вах Де-Лонга «щит целиком лежит ниже климатической снеговой границы. Даже на самой вершине, под небольшим слоем изморози (менее 10 см в период таяния), лежит крупнозернистый глетчерный лед. По-видимому, снеговая граница проходит лишь немного выше вершины купола, поскольку интенсивность таяния сверху заметно уменьшается» (стр. 1355).

Снеговая граница находится на высоте около 600 м, так как несколько южнее, на Новосибирских островах, на метеостанции Кигилях, лежащей почти на уровне моря, продолжительность залегания устойчивого снежного покрова 256 дней, а на станции Шалауров мыс — 254 дня. «Уровень 365» находится также на высоте около 600 м.

На о. Генриетты имеется три типа ледников: ледниковые щиты, комплексные и навеянные ледники. Особого внимания заслуживают комплексные ледники, так как их строение свидетельствует о значительном их сокращении в прошлом, а затем о новом разрастании. Об этом можно судить по тому, что нижняя толща льда, пок-

рытая слоем щебня песчаников, перекрыта молодым фирном навеянных ледников.

Л. И. Леонов (1945) указывает, что основными факторами, ускоряющими разрушение ледников на о. Генриетты, являются талые воды, стекающие летом с ледникового купола. Летом происходит столь интенсивное таяние льдов, что потоки воды в виде водопадов низвергаются с высоты 170 — 240 м.

Тихоокеанская арктическая область

Эта область лежит в полосе воздействия Арктического барического максимума и Алеутского минимума. Низкие температуры воздуха, большая относительная влажность и сильные ветры способствуют существованию небольших каровых ледников и широкому развитию снежников и мерзлотных явлений.

Остров Врангеля. В пределах тихоокеанской арктической области, в 125 км от побережья Чукотского полуострова, расположен о. Врангеля. Южная его часть занята невысокими горами, достигающими высоты 1000 м, со снежниками и мелкими каровыми ледниками; северная часть представляет собой однообразную тундровую равнину. Высшая точка острова — 1097 м (гора Советская).

Горные районы о. Врангеля относятся к мезозойским сооружениям, которые затем превратились в пенеплен.

Благодаря особенностям климата на острове сохраняются каровые ледники и широко развиты перигляциальные явления. Омывающие остров моря отличаются большой ледовитостью. Средняя температура июля +2,8°, февраля —25°. Л. В. Громов (1960) указывает на существование небольших ледничков (длиной 1,2 — 2 км) и на широкое распространение так называемых русловых фирнов и малых ледников (снежников. — *Г. Т.*). В Безымянных горах, как пишет Н. М. Сватков (1962), геолог В. М. Басов видел ледник длиной около 2 км при максимальной ширине 500 м и мощности льда 12 м. Многие ледники скрыты под толщей морены и поэтому плохо заметны, если смотреть с вершин гор. В верхней части они представлены снежниками, переходящими в фирн, а затем в фирновый лед.

На о. Врангеля надувы снега достигают мощности 20 — 25 м, что указывает на ветровое перераспределение больших его масс.

ГОРНОЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ

Характер оледенения горноледниковых районов СССР наряду с абсолютной высотой и другими особенностями рельефа предопределяется положением их в климатическом поясе и удаленностью от Атлантического или близостью к Тихому океанам. В связи с этим мы описываем горные районы по климатическим поясам, выделенным Б. П. Алисовым, последовательно с запада на восток.

ГОРЫ СУБАРКТИКИ

Для субарктического пояса типична сезонная смена воздушных масс: в зимнее время господствует арктический воздух, а летом — воздух умеренных широт. На западе пояса сильно развиты снежники, а на востоке — горное оледенение.

Атлантико-субарктическая область

В эту область включены горы Кольского полуострова и северные районы Урала.

На климат области важнейшее влияние оказывают атмосферные процессы, происходящие на арктическом фронте. Огромный метелевый перенос снега способствует возникновению навеянных перелетовывающих снежников.

Кольский полуостров находится на крайнем северо-западе Европейской части Советского Союза. Здесь известно много навеянных и лавинных перелетовывающих снежников, а также небольших ледничков. О наличии снежников и маленьких ледничков в тундровой северо-восточной части Кольского полуострова сообщал еще А. А. Григорьев (1932), который писал, что обследованные им снежники состоят из льда зернистого строения, только сверху прикрытого толщей снега.

По побережью Кольского полуострова от государственной границы на западе до устья р. Поной на востоке узкой полосой протягивается каменистая тундра, в пределах которой широко развиты навеянные снежники-перелетки, а в глубоких понижениях на побережье находятся небольшие леднички. А. А. Григорьев указывал, например, на обследованный им снежник длиной 150 м, шириной 15 м

и мощностью 6 м. Он был сложен из льда зернистого строения и напоминал миниатюрный ледничок.

Хибинские тундры — самый большой по площади и высокий горный массив Кольского полуострова. Плато-образность поверхности Хибин предопределена пластовыми отдельностями нефелиновых сиенитов. На склонах массива расположены глубокие цирки в различных стадиях развития. За счет большой концентрации снега, сносимого с платообразных водоразделов во время зимних метелей, во многих цирках образовались навеянные снежники-перелетки.

К ним относится, например, большое снежное пятно площадью в несколько тысяч квадратных метров, сохраняющееся и летом в цирке массива Кукисвумчорр — так называемом цирке Снежном, открывающимся в низовья долины Кукисвум. Это пятно хорошо видно из г. Кировска.

Толщина снега здесь достигает нескольких метров, а плотность поверхностного слоя снега, по измерениям И. К. Тихомирова, произведенным в 1933 г., равнялась 0,70. Снег на всю толщу пробы, взятой при помощи весового плотномера, был фирнизирован а его поверхностная температура равнялась 0°. В 1954 г., в период с 25 по 27 июня, мы совместно с М. Н. Лаптевым, Г. Г. Гельманом и А. В. Антоновой исследовали цирк Снежный. Шурф, заложенный в центральной части снежника, на глубине 3,83 м достиг коренных пород. Вся толща шурфа состояла из среднезернистого фирнизированного снега с 34 ледяными корками толщиной от 2 до 20 мм. Плотность снега замерялась многократно на разных уровнях и достигала следующих значений:

Глубина от поверхности	Плотность снега
50 см	0,56
100 "	0,64
200 "	0,74
300 "	0,65

И. К. Тихомиров часто говорил о том, что плато горы Юкспор в районе расположения метеорологической станции имеет абсолютную высоту 900 м, т. е. оно на 300 м ниже, чем плато наиболее высокой вершины Хибинских тундр — горы Ферсмана (1208 м над ур. моря). Это последнее плато находится в южной части массива Часначорр,

Рис. 26. Ледничок в Хибинах

Фото *В. Ф. Перова*

близ хорошо известного в Хибинах ущелья Рамзая. Этот трудно доступный массив до сих пор остается очень мало изученным, а о его снежном покрове и круглогодичных пятнах снега (перелетках) в трещинах и ущельях, пересекающих это плато, сведений нет.

Между тем приведенные выше общие соображения, а также данные о высотах массива Часначорр и особенностях его рельефа позволяют предполагать, что этот район представляет наибольший интерес при изучении вопроса о «вечном» снеге в Хибинских тундрах. Интересен в этом отношении также и массив Лявчорр (1172 м над ур. моря), расположенный в северной части Хибинского массива, по восточную сторону оз. Куньявр.

Проводя работы по программе Международного геофизического года, В. Ф. Перов (1958) обнаружил в Хибинах небольшие леднички. Первый из них открыт в северной части массива Лявчорр, в верховьях короткой троговой долины первого правого притока р. Калнок (рис. 26). Размеры ледника 360×80 м, при площади около 0, 02 кв. км. Ледник питается метелевым переносом снега. Он располагается в ветровой тени и лежит на 100 м ниже поверхности плато, которое летом совершенно бесснежно и представляет

собой крупноглыбовую каменную поверхность. Этот ледничок, так же как и снежник в цирке Снежном, по нашему мнению, является остатком каровых ледников, возникших в «Века Страшных Зим» — в фазу увлажнения климата, о чем мы пишем в конце книги (см. стр. 283—284).

Урал. Уральские горы располагаются почти меридионально и тянутся от хребта Пай-Хой до р. Урал на юге. У полярного круга Урал имеет ширину около 50 км, а на юге — 150 км. Строение Урала асимметричное: западный склон его пологий, а восточный круто обрывается в Западно-Сибирской низменности. В настоящее время на Урале насчитывается до 120 ледников общей площадью около 25 кв. км (Троицкий Л. С., 1962). Все ледники расположены в основном в северной части Полярного Урала, между 67 и 68° с. ш., в Приполярном Урале, между 64 и 65° с. ш., и небольшая часть ледников на Северном Урале.

Полярный и Приполярный Урал протягиваются от горы Константинов Камень на севере до гор Сабли и Неройки на юге. Это наиболее высокая часть Урала с самыми значительными вершинами: гора Народная — 1894 м, гора Сабля — 1425 м, гора Пай-Ер — 1500 м.

Вопрос о современном оледенении Урала долгое время оставался неясным. Еще в 1762 г. П. И. Рычков (1887) наблюдал вечные снега даже на Иремеле, Ямантау и Зигальге. Вероятно, это были небольшие каровые ледники или навеянные снежники-перелетки, возникшие в фазу увлажнения климата XV в. Но экспедицией Русского географического общества под руководством Э. Гофмана ледники на Урале обнаружены не были (Л. Д. Долгушин, 1960). Гофман указывал лишь на мощные пласты снега в ущельях и долинах. В 1930 г. А. А. Алешков открыл несколько ледников на подветренном склоне Саблинского хребта. Во время II Международного полярного года им же и С. Г. Бочем было открыто еще несколько ледников в районе горы Народной и в Саблинском хребте. В последующие годы географы Института географии Академии наук СССР во главе с Л. Д. Долгушиным открыли большое количество ледников.

В период Международного геофизического года ледники Полярного Урала изучались Гляциологической экспедицией Института географии АН СССР. Научная база экспедиции располагалась на восточном берегу о. Большая Хадата.

В рельефе Полярного и Приполярного Урала главную роль играют ледниковые формы: многочисленные прекрасно сохранившиеся кары, троги и цирки, происхождение которых связано с древним оледенением. Для этой части Урала характерны альпийские формы рельефа: пикообразные вершины, крутостенные ущелья и долины. Относительные высоты достигают 800 — 1000 м, что благоприятствует существованию ледников, так как с крутых склонов в бассейны питания поступает много лавинного снега.

Несмотря на то что Полярный Урал ниже Приполярного, ледников на Полярном Урале больше и они крупнее. Это объясняется более северным его положением.

Климат района современного оледенения Урала определяется тем, что хребет служит естественным барьером на пути движения западных и северо-западных воздушных потоков. Западные ветры отличаются большими скоростями и постоянством. Средняя скорость западных ветров в зиму 1958/59 г. была 8,7 м/сек, а западные штормы достигали более 40 м/сек (Л. С. Троицкий, 1961). Циклоны, приходящие из Европейской части СССР, приносят осадки на западный, наветренный, склон, где их выпадает 1000 мм, а на восточном, подветренном, их лишь 450 мм в год.

Зима на Полярном и Северном Урале продолжительная (5 месяцев), средняя температура января —20, —22° при абсолютном минимуме до —50°. Устойчивый снежный покров устанавливается в октябре и лежит до конца мая. Снег полностью сходит лишь в июне, и от него остаются только снежники. На западный склон зимние циклоны приносят обильные снегопады, так как воздушные массы испытывают резкий динамический подъем. На восточном же склоне благодаря влиянию сибирского антициклона снег иногда не выпадает до января, господствует малооблачная, морозная погода, лето холодное, с большой облачностью, средняя июльская температура +10°. Заморозки бывают в течение всего короткого лета. Летние снегопады создают на поверхности ледников тонкий слой снега, обладающий большим альбедо, способствующим прекращению таяния. Весной и осенью вдоль восточного и западного склонов Урала проходят арктические воздушные массы (меридиональная циркуляция), приносящие заморозки.

Для современного оледенения Урала, по данным Л. С. Троицкого (1961), характерны каровые и приклоновые типы ледников.

На Полярном Урале насчитывается 90 ледников общей площадью около 20 кв. км. Располагаются они в западной полосе группами, образуя отдельные очаги оледенения (район Хадатинских озер; район Щучьих озер; хребет Оче-Ныpд). Все ледники, по данным Л. Д. Долгушина, об-ладают характерными свойствами, присущими горным ледникам, в том числе признаками активного движения льда. К карово-долинным ледникам относятся наиболее крупные ледники: МГУ (длина 2,2 км, площадь 1,1 кв. км) и Института Географии (длина 1,8 км, площадь 1,4 кв. км).

Самые распространенные ледники — каровые. К ним относятся: Алешкова (длина 1,1 км, площадь 0,50 кв. км), Терентьева (длина 1,1 км, площадь 0, 22 кв. км), Долгушина (длина 1,5 км, площадь 1,0 кв. км), Маркова (длина 650 м, площадь 0,20 кв. км), Калесника, Чернова, Обручева, Шумского, Авсюка и др. Концы ледников лежат на отметках от 400 до 900 м.

Карово-висячие ледники представляют собой конечную фазу деградации крупных ледников. К ним относятся небольшие леднички — такие, как Боч (длина 400 м, площадь 0, 20 кв. км), Тушинского, Парус, Малыш и др.

К прислоненным фирникам относятся ледники Пальгова (длина 500 м, площадь 0,16 кв. км), Прислоненный, Медвежий и др.

На Приполярном Урале насчитывается 29 ледников общей площадью около 5 кв. км. Ледники здесь меньших размеров как по длине, так и по площади. Наиболее распространены каровые. К ним относятся: Комарова (площадь 0,05 кв. км). Григорьева, Рихтера, Борзова и др.

К карово-висячим относятся ледники: Городкова, Воейкова и др. Встречаются здесь также и прислоненные фирники, которые располагаются обычно у подножий слаборасчлененных подветренных склонов.

На Северном Урале площадь современного оледенения составляет 0,38 кв. км. Наиболее крупные каровые ледники — Говорухина и Южный.

По данным Л. Д. Долгушина (1960), более двух третей ледников Урала расположены западнее главного водораздела (60% на Полярном и 73% на Приполярном Урале) и несколько меньше одной трети — к востоку от него. Дело в том, что на западном склоне количество осадков, выпадающих в виде снега, больше, чем на восточном.

Л. Д. Долгушин (1961) пишет, что все ледники лежат в карах восточной, юго-восточной и северо-восточной экспозиции и по своей генетической природе являются навеянными образованиями. А. А. Алешков (1931) в свое время указал на то, что основная причина существования ледников — это метелевая концентрация снега на подветренном склоне в ветровой тени, вызванная метелевым переносом снега с западного склона на восточный. А. О. Кеммерих (1957) также подчеркивает, что на Урале вследствие сильных ветров западного и северо-западного направлений выпавший снег сдувается с наветренных склонов и с водораздельных пространств и отлагается на подветренных восточных и северо-восточных склонах хребта. Доказательством того, что ледники Полярного Урала существуют за счет огромной концентрации снега в ветровой тени, а не из-за близости нижней границы хионосферы к гребням Уральского хребта, может служить величина абсолютной высоты «уровня 365» (табл. 10).

Таблица 10

Высота „уровня 365" на Урале

Метеостанции	Высота над уровнем моря, м	Количество дней с устойчивым снежным покровом	Средняя величина градиента	Высота „уровня 365", м
Югорский Шар	11	241	8	1550
Амдерма . . .	54	245		
Витим	314	155	10	2300
Невьянск . . .	277	151		
Таганай, гора .	1102	223	11	2400
Таганай, нижняя	550	162		
Белорецк . . .	565	163	11	2500
Верхнеуральск	423	148		

Из-за большой концентрации снега ледники существуют на уровне, где устойчивый снежный покров может сохраняться 235 дней. По Л. С. Троицкому (1961), климатическая снеговая граница лежит на высоте 1700 м.

О величине концентрации снега за зиму в карах восточной экспозиции нам сообщил О. Яблонский, который,

побывав на метеостанции Полярного Урала, узнал от ее начальника М. Т. Щербакова, что на плато, где находится станция, мощность снега 30 см, а в карах — 45 — 50 м. Следовательно, ледники Урала, расположенные на 700 — 1000 м ниже «поверхности 365», существуют благодаря метелевому переносу снега и лавинному питанию, а также потому, что площади, с которых сносится снег, намного превышают площади бассейнов питания ледников.

В результате исследования ледников Урала в период МГГ сотрудниками Института географии установлено следующее:

1) ледники Урала отличаются высокой энергией оледенения. По данным Л. Д. Долгушина (1961), аккумуляция снега на ледниках Приполярного Урала равна примерно 10 — 12 м снега в год, что при плотности снега в среднем 0,35 г/куб. см составит 3500 — 4200 мм воды.

По расчетам В. Г. Ходакова, на ледниках Полярного Урала средняя величина аккумуляции сильно меняется в отдельные зимы. Так, в зимы 1957/58 и 1958/59 гг. она составляла соответственно 1050 и 2650 мм (на леднике Института Географии 1700 и 2500 мм на леднике Обручева, 1350 и 2000 мм на леднике Авсюка). Значительное увеличение аккумуляции зимой 1958/59 г. объясняется усилением метелевого переноса;

2) абляция характеризуется большими величинами и изменчивостью. Например, на леднике Института Географии в 1958 г. за период абляции (67 дней) стаяло льда (в переводе на воду) 1700 мм, а в 1959 г. за 81 день — 3500 мм.

Процессы абляции, так же как и снегонакопления, на различных ледниках Урала в один и тот же сезон протекают с неодинаковой интенсивностью и зависят от экспозиции ледников, их высотного положения и морфологических особенностей ледниковых каров (Л. С. Троицкий, 1961);

3) на долю турбулентного теплообмена и теплоты конденсации падает более 54%, а на долю солнечной радиации — менее 46% приходной статьи теплового баланса. Следовательно, таяние снега и льда происходит главным образом под влиянием конвективного обогрева;

4) скорости движения льда невелики; так, на леднике Института Географии скорость движения льда в осевой его части составила до 4—5 м (за период с июля 1958 г.

по август 1959 г.), наибольшие скорости (4,5 — 5 м) были зафиксированы в верхней части ледника;

5) ледники Урала находятся в стадии деградации.

Помимо ледников в гольцевом поясе Урала широко распространены снежники различных морфологических типов. Особенно много лавинных и навеянных снежников.

Сибирская субарктическая область

Эта область характеризуется резко континентальным климатом, формирующимся зимой под влиянием сибирского антициклона, а летом под влиянием континентального воздуха умеренных широт. Несмотря на малое количество осадков, в горных районах существует современное оледенение, и видная роль в рельефообразовании принадлежит лавинным снежникам.

Горы Путорана. Это наиболее высокая часть северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья. Длина гор 450 км при ширине 250 км, максимальная высота — 1701 м (гора Камень). Высоты порядка 1000 м занимают большие площади, глубина расчленения гор до 1500 м. В непосредственной близости от горы Камень уровень р. Холонит имеет отметку 270 м, т. е. глубина вреза достигает 1531 м. Наиболее же типичные амплитуды относительных высот колеблются в пределах 800 — 1000 м. Ю. П. Пармузин (1959) пишет, что на теневых сторонах у подножия крутых обрывов образуются снежные забои и снежники-перелетки, порой весьма крупные, особенно развитые в северной части гор Путорана. Чаще всего они располагаются полосами или длинными пятнами вдоль диабазовых обрывов. Значительные мощности этих сугробов объясняются тем, что снег в горах Путорана выпадает сухой и мелкий. Ю. П. Пармузин считает снежники Путораны своеобразными ледниками. В этом районе на крутых склонах следует ожидать лавин.

Верхоянско-Колымские горы входят в сибирскую субарктическую область. Граница между тихоокеанской и субарктической областями проходит от п-ва Тайгонос по Колымскому хребту (Гыдан) к Анадырскому плоскогорью и по Анадырскому плоскогорью к мысу Дежнева. Верхоянско-Колымские горы, лежащие к востоку от рек Лены и Алдана, занимают значительную часть горной страны Северо-Востока Сибири (рис. 27). В последние годы здесь

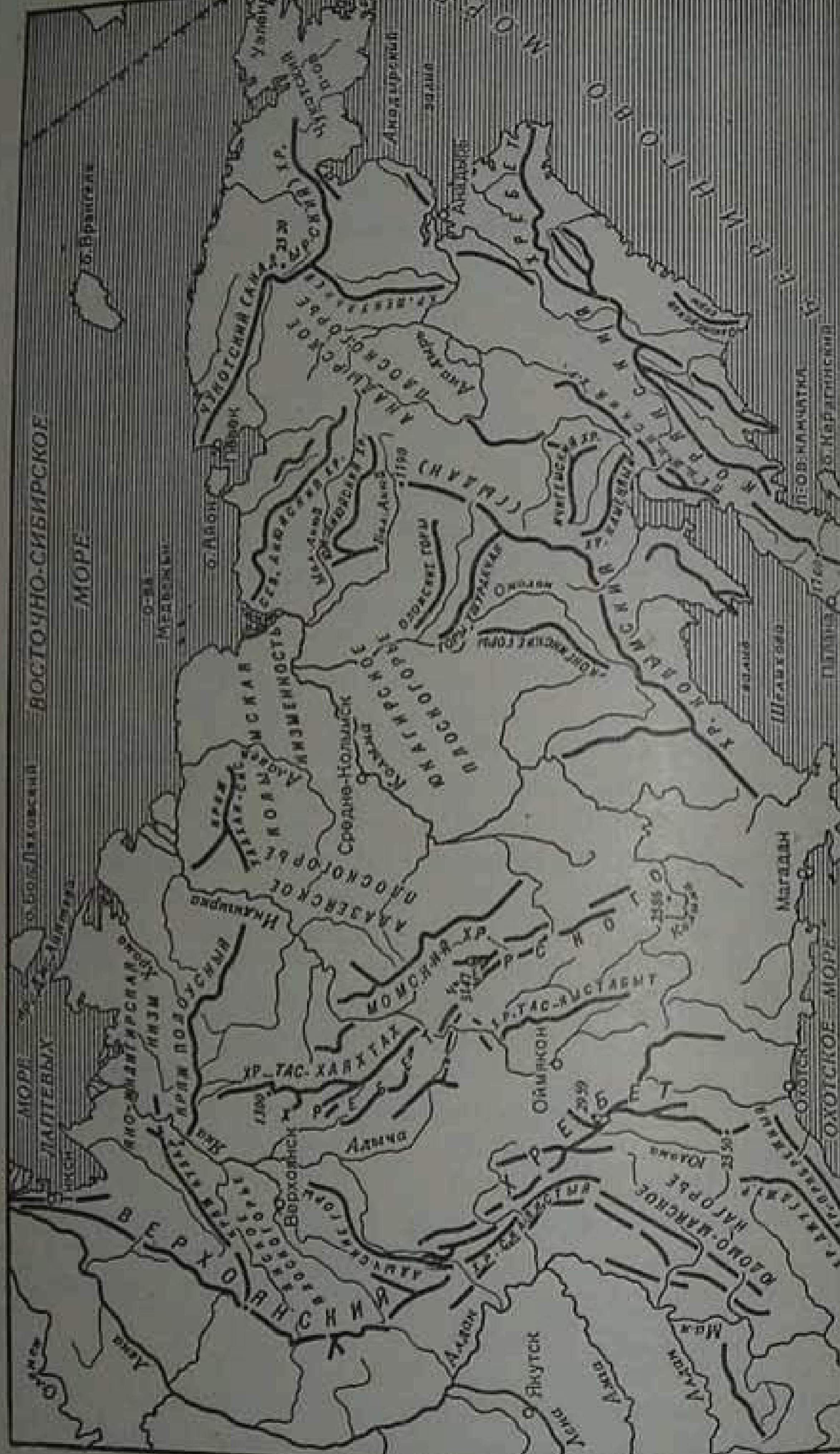


Рис. 27. Орографическая схема Северо-Востока Сибири

открыто много ледников, и следует предполагать, что по мере развития научных работ в этих районах число подобных открытий увеличится, ибо большая лавинная и ветровая аккумуляция снега в условиях глубокорасчлененного рельефа, вне зависимости от положения снеговой границы, создает предпосылки для существования оледенения.

Оледенению Северо-Востока СССР в целом посвящена сводная работа А. П. Васьковского (1955), который анализирует материалы по подсчету площадей оледенения, полученные в 1947 г. Л. А. Берманом (1947), а затем Ю. Н. Поповым (1948), и публикует в 1955 г. итоги своих исследований (табл. 11).

Таблица 11

Оледенение Северо-Востока СССР

Горная система, хребет	Число ледников	Площадь оледенения, кв. км
Верхоянская	262	266
Черского	205	143
Илинь-Тас	18	4
Пекульней	7	2
Всего	492	415

Верхоянская горная система протянулась от устья р. Лены на севере до берегов Охотского моря на юге. Это область типичного среднегорья с узкими полосами рельефа высокогорного типа (высоты 2500 — 3000 м). В связи с крупными изгибами в контуре восточного края Сибирской платформы в Верхоянской горной системе Д. М. Колосов (1945) выделяет пять тектонико-морфологических участков: Хараулахское Верхоянье, Орулганское Верхоянье, Западное, Восточное и Южное Верхоянье. А. П. Васьковский (1955) предлагает назвать эту горную дугу Лено-Чаунской.

Параллельно Верхоянской горной системе, но несколько восточнее лежит сложная горная система длиной 1500 км — *хребет Черского* (цепь Черского, по А. П. Васьковскому). Этот хребет тянется от нижнего течения Яны на севере и до истоков р. Ямы (Майманджи) на юге. Цепь состоит из

Рис. 27. Орографическая схема Северо-Востока Сибири

большого числа взаимно параллельных горных гряд (Гималчинская, Тас-Хаяхтах, Улахан-Чистай и др.). Высшие точки этой горной системы лежат на хребте Черского — вершина Победа (3147) и вершина Чён (2682 м). Восточнее расположен Момский хребет.

Колымский хребет (Гыдан) — самый восточный в пределах сибирской субарктической области — достигает высоты 2000 м.

Верхоянско-Колымские горы относятся к мезо-кайнозойской складчатости. Мезозойские структуры, или так называемый верхоянский комплекс горных пород, состоят главным образом из пермотриасовых толщ, представленных глинистыми сланцами и песчаниками. В третичное время поверхность гор испытала пенепленизацию, а в четвертичное — дифференциальные вертикальные движения подняли участки пенеплена на различную высоту. Новейшие движения земной коры способствовали возникновению многочисленных тектонических трещин, по которым заложены основные орографические элементы, а также и более мелкие, как-то: лавинные лотки и лавиносборы. Эти формы рельефа особенно быстро закладываются в толщах верхоянского комплекса.

Районы современного оледенения находятся в условиях климата, характеризующегося резкой континентальностью. Накоплению большого запаса холода в ледниках способствует продолжительная зима с очень низкими температурами (средняя температура января —50°, при абсолютных минимумах —65°). Антициклональный режим зимней погоды обусловлен развитием сибирского антициклона и сочетается с отрицательным радиационным балансом. Зимние атмосферные осадки, выпадающие в небольших количествах, состоят из сухого снега типа «дикого» (Wildschnee — немецких авторов). Он легко стекает со склонов; при этом образуются сухие лавины, которые, скатываясь на дно цирков, концентрируют большое количество снега в области питания ледников. Глубокие долины, окруженные высокими горами с весьма крутыми склонами, получают, по-видимому, дополнительный снежный материал в виде лавин (Ю. Н. Попов, 1954).

В весеннее время в связи с большой сухостью воздуха должно происходить не столько таяние, сколько испарение снега, на которое требуется в 8,5 раза больше тепла, чем на таяние. Поэтому снег исчезает медленно, и ледники дают

ничтожный сток талых вод. Летом на территории района оледенения часты вторжения арктического воздуха, вызывающие похолодания. При этом температура воздуха опускается ниже нуля, несмотря на то что средненюльская температура 10°. Такие температурные условия способствуют сохранению снежников и ледников. Период абляции продолжается 55 — 70 дней, причем на ее продолжительность экспозиция склонов оказывает решающее влияние, так как в период белых ночей прямая солнечная радиация поступает 20 часов в сутки (Ю. Н. Попов).

Несмотря на антициклональный тип зимней погоды, здесь наблюдаются сильные ветры, преимущественно юго-западного направления, сдувающие снег с ледников, лежащих на склонах южных экспозиций. Это способствует еще большей деградации оледенения на южных склонах. Сдутый снег концентрируется в ветровой тени на склонах северной экспозиции и питает ледники. Таким образом, причины, которые мы считаем главнейшими для существования ледников в горных районах — ветер и лавины, — являются решающими факторами питания ледников в антициклональном климате северо-востока Сибири.

В пределах района современное оледенение развито на Верхоянском хребте (хребет Орулган и Сунтар-Хаята), хребте Черского (массив Буордахский), на горной цепи Дальстроя (Илинь-Тас) и хребте Пекульней.

Хребет Орулган —узкий, одногребневый, альпийского типа хребет. Он вытянут в северо-северо-восточном направлении, в пределах Верхоянского хребта, между верховьями р. Джардан на севере (правый приток р. Лены) и рек Дянушки и Бытантай на юге (около 66° с. ш.). Западный склон хребта крутой, прорезан глубокими ущельями, восточный более пологий и длинный.

Современное оледенение было обнаружено В. Н. Лежоевым в 1943 г. в верхней части бассейна р. Тумары-Саккырырской. Здесь насчитывается 54 ледника и снежника общей площадью 20 кв. км (по данным А. П. Васьковского).

Хребет Сунтар-Хаята расположен в главной цепи Восточного Верхоянья, южнее р. Тыры, в верховьях рек Сунтар, Конгор, Юдомы, Ниткан, Делькю-Охотской (рис. 28). Хребет вытянут в северо-западном направлении на 140 — 150 км при ширине 40 — 50 км. Средние высоты хребта порядка 2000 м, отдельные вершины достигают 3000 м

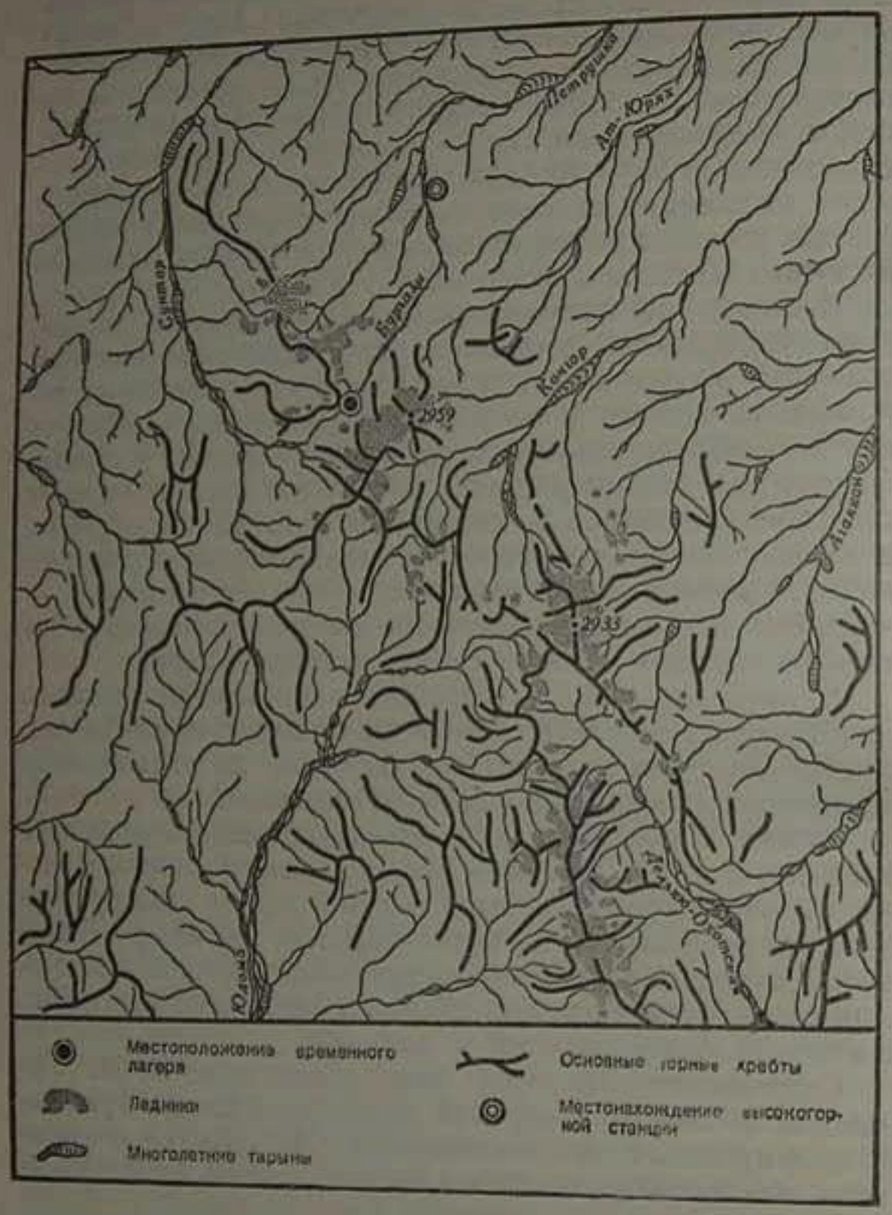


Рис. 28. Схема распространения ледников и многолетних тарыков на хребте Сунтар-Хаята

(По Н.А. Гравэ)

(гора Мус-Хая — 2959 м). Рельеф альпийский, широко развиты ледниковые формы — троговые долины, ледниковые цирки; гребни зазубренные, острые, узкие. Глубоковрезанные долины заканчиваются в верховьях обширными карами, в которых залегают ледники. В поперечном профиле хребет резко асимметричен: северо-восточный склон пологий, постепенно переходящий в поверхность плоскогорий, которые расположены восточнее; юго-западный склон выражен отчетливо, крутой, глубоко расчленен, с резкими альпийскими формами.

Предположения о наличии современного оледенения на хребте высказывали еще Г. А. Майдель и И. Д. Черский. И только при геологических исследованиях В. Н. Лежоевым в 1940 г. с оймякской стороны и В. И. Тычинским в 1942 г. с алданской стороны были обнаружены первые ледники.

После сделанной аэрофотосъемки района и специальных гляциологических исследований (Л. А. Берман, Ю. Н. Попов) установлено, что современное оледенение хребта Сунтар-Хаята приурочено к водоразделам рек Индигирки, Охоты и Юдомы, и по новейшим данным разделено на 3 массива: северный, центральный и южный.

В период Международного геофизического года с августа 1956 г. по сентябрь 1959 г. Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР и его Северо-восточное отделение вели исследования северного массива оледенения. Были организованы высокогорная станция Сунтар-Хаята (2068 м над ур. моря) и стационарный пункт (2257 м) на леднике № 31 в 3 км от станции.

Район современного оледенения расположен в суровых климатических условиях. Зимой здесь преобладает антициклональный режим, вследствие этого наблюдаются низкие температуры. Летом господствуют циклоны, летний сезон короткий и холодный.

По данным исследований Северо-восточного отделения Института мерзлотоведения АН СССР, только в июле и августе средние месячные температуры воздуха над поверхностью ледников на высоте 2250 м положительны (2,2 — 3,7°). Средние годовые температуры воздуха равны —14, —15°. Период абляции продолжается 1,5 — 2 месяца; она особенно интенсивна в течение 20 дней. Годовая сумма осадков на высоте 2070 м составляет 500 — 700 мм, из них две трети выпадает в твердом виде.

Рис. 29. Хребет Сунтар-Хаята. На заднем плане — язык долинного ледника на горе Мус-Хая

Фото *И. К. Клюкина*

Общая площадь оледенения, по А. П. Васьковскому, 246 кв. км, а всего ледников более 200, главным образом долинные, каровые, висячие, котловинные и перевальные. Наиболее крупные ледники — долинные протяженностью до 4 — 5 км, иногда до 7 км, при ширине от 0,5 до 1 км. Самый распространенный тип ледников — каровые. Высота снеговой границы на различных ледниках колеблется от 2200 до 2450 м.

В центральной части хребта оледенение развито более интенсивно. Здесь с вершины Мус-Хая во все стороны сползает несколько ледников общей площадью около 60 кв. км (рис. 29). С понижением высот к северу и югу оледенение уменьшается. На склонах хребта широко распространены снежники, которые или залегают на крутых стенках каров, или занимают дно неоформленных каров. Исследования на леднике № 31 и других показали, что накопление снега на ледниках начинается в первых числах сентября и продолжается до июня (М. М. Корейша, 1961). Максимум осадков приходится на июнь и сентябрь — октябрь. Так, в июне 1957 и 1958 гг. на ледниках был снежный покров мощностью от 0,5 до 1,5 м при плотности 0,30 — 0,40 г/см³.

Таяние льда идет сравнительно медленно. Среднесуточные величины абляции достигают 1 — 4 мм/сут. Наблюдения за ходом таяния в течение трех лет позволили сделать вывод, что наибольшее количество льда тает в пасмурную, дождливую погоду, а прямая солнечная радиация играет здесь незначительную роль. Годовая величина прямой радиации на хребте Сунтар-Хаята (48,9 ккал/см²) из-за меньшей продолжительности солнечного сияния ниже, чем в Оймяконе (49,6 ккал/см²).

М. М. Корейша (1961) приводит данные расчета баланса аккумуляции и абляции для всей поверхности ледника № 31. Так, в 1958 г. при площади области питания около 2 млн. кв. м приход составил 588 000 куб. м, а расход — 458 000 куб. м при площади абляции около 1 млн. Чистый приход равен 100 тыс. куб. м воды. В 1957 и 1959 гг. баланс аккумуляции и абляции был отрицательным: расход значительно превысил приход. М. М. Корейша по значениям стока с ледника № 31 (считая сток достаточно типичным для этих лет) рассчитал общий объем стока со всех ледников за период таяния, т. е. июль — август (табл. 12).

Таблица 12

Объем стока с ледников хребта Сунтар-Хаята за период таяния

Бассейны рек	Число ледников	Площадь ледников, км	Сток, млн. куб. м	
			1957 г.	1958 г.
Индигирка	Более 100	135	67,6	54,0
Юдома	Около 50	31	25,5	20,4
Охота	Более 50	60	30,0	24,0

Энергия оледенения хребта Сунтар-Хаята очень небольшая: для ледника № 31 она складывается из 2 мм/м градиента аккумуляции и 3 мм/м градиента абляции. Это обусловливает сравнительно малые скорости движения ледников. За период с осени 1957 г. до осени 1958 г. значение годовой скорости по продольному профилю ледника колебалось от 1 — 2 до 10 м/год. Средняя годовая скорость движения осевой части достигала 5 м. Мощность ледника № 31 в верхней части равна 100 м, в средней части — 145 м, в языковой — 130 м и на конце ледника — менее 50 м.

Отступание современных ледников идет медленно и часто прерывается периодами некоторого наступания. Об этом можно судить по размерам, высоте и строению конечных

морен, а также по современному режиму и балансу аккумуляции и абляции.

М. М. Корейша установил, что хорошо выраженный пояс конечных морен ниже концов современных ледников относится к их наступанию в начале XIX в. Он пишет, что у исследованных им ледников конечная морена этого возраста надвинута на поверхность древней ледниковой террасы с очень глубоко врезанными молодыми ущельями. Это дает ему основание считать, что до наступания ледников в начале XIX в. между древним оледенением и современной его фазой был длительный период, когда ледники или совсем исчезали или имели меньшие размеры, чем в настоящее время. Таким образом, и в Восточной Сибири обнаруживаются проявления динамики ледников, синхронные с установленными для Кавказа и Альп периодами их наступания и отступания.

Характерная черта оледенения Сунтар-Хаята — это крупные, часто многолетние тарыны (наледи), которые лежат по периферии горных массивов, несущих современные ледники. Тарыны располагаются преимущественно к северу и северо-востоку от ледников. Площадь тарынов зимой (250—300 кв. км) равна площади современного оледенения.

М. М. Корейша (1960) приходит к заключению, что взаимное расположение ледников и тарынов указывает на возможность питания последних ледниковыми талыми водами. Тарыны, по его мнению, образуются в предгорьях в местах выхода подземных вод.

На зависимость оледенения от тарынов впервые указал П. Ф. Швецов. Он считает, что их пояс способствует созданию полосы холодных и влажных «мезоклиматов», поэтому абляция замедляется и, таким образом, ледники сохраняются. Эту точку зрения поддерживает и М. М. Корейша.

Буордахский горный массив расположен в системе гор Черского от истоков р. Тирехтята и до впадения р. Люнкидэ в р. Буордах. Он простирается на 65 км в северо-западном направлении и достигает высоты 2500 м.

Буордахский массив представляет собой северную оконечность цепи Улахан-Чистай. Для него характерны альпийские формы рельефа с труднопреодолимыми перевалами, пикообразными вершинами, глубокими ущельями.

Современные ледники массива располагаются в бассейне рек Буордах, Тирехтята (левого притока р. Момы)

и Эрикит. По данным А. П. Васьковского, здесь насчитывается 99 ледников и снежников общей площадью около 95 кв. км.

В районе чаще всего встречаются ледники долинные, каровые, висячие и снежники. Большинство ледников располагается на склонах северной и северо-западной экспозиции, а остальные на склонах восточной и северо-восточной. Снеговая линия лежит на высоте 2200 — 2300 м.

Самые крупные долинные ледники сосредоточены в верховьях р. Люнкидэ — Большой Лево-Люнкидэнский (длина 8,5 км, площадь 8,25 кв. км), Большой Право-Люнкидэнский (длина 8 км, площадь 8,1 кв. км), Ломоносова (длина 5,5 км, площадь 5 кв. км) и др.

Помимо Буордахского массива современное оледенение сосредоточено на следующих хребтах цепи Черского (по данным А. П. Васьковского, табл. 13).

Таблица 13

Современное оледенение хребта Черского

Хребет	Число ледников	Площадь ледников, кв. км
Хадаранья	9	4
Догдо-Чималгинский	13	8
Чибагалахский и Оньоло	41	24
Гора Чён	5	4
Силянский	17	3
Порожный	13	3
Боронг	2	1
Эрикитский	6	2
Всего	106	49

С северо-востока хребет Черского ограничен Момской депрессией от высокого, но короткого Момского хребта, или Илинь-Тас, входящего в состав *цепи Дальстроя* (по терминологии А. П. Васьковского). Хребет является водоразделом между р. Момой и реками, орошающими Абыйскую низменность; его гребень достигает 2600 м и имеет маленькие современные леднички.

А. П. Васьковским выделяется здесь 18 ледников и снежников общей площадью 4 кв. км.

Располагается на крайнем северо-востоке СССР. Климат в зимнее время здесь формируется под влиянием арктического воздуха, а летом — под влиянием воздуха умеренных широт, поступающего с Тихого океана. В восточной части субарктического пояса наблюдается циклоническая деятельность на арктическом фронте, несколько сближающая эту область с атлантико-субарктической областью. Современное оледенение сосредоточено на Чукотке, в Анадырском хребте и в Корякских горах, лежащих между Парапольским долом и Анадырским заливом.

Анадырский хребет и Чукотка. Первые сведения о ледниках Чукотки сообщил С. В. Обручев. Еще в 1932—1933 гг. он обнаружил в пределах *Анадырской горной системы*, в ее крайней восточной части, с высотами 1600 — 1700 м, к северу от залива Креста (цепь Иська-Тень), небольшой висячий ледничок. Ледник расположен на склоне южной экспозиции, на высоте около 800 — 1000 м.

К югу от Анадырского (Чукотского) хребта отходит узкий хребет Пекульней, далеко выдающийся в Анадырско-Пенжинскую низину. Гребень хребта изобилует альпийскими формами рельефа: пикообразные вершины достигают высоты порядка 1500 — 1600 м.

В пределах средней части хребта (66° с. ш.) С. В. Обручев обнаружил висячий ледник в каре на высоте около 1300 м. В последующие годы было найдено еще несколько ледников. В настоящее время, по данным А. П. Васьковского, здесь насчитывается 7 ледников общей площадью 20 кв. км.

Восточнее, в пределах *Чукотского полуострова*, И. Д. Гатиевым и М. Т. Кирюшиной были открыты два небольших ледничка. Первый из них расположен в бассейне р. Яргальват, на северо-восточном склоне главного водораздела высотой 868 м. Ледник находится на дне кара в условиях усиленного навевания снега.

Второй ледник расположен в неглубоком каре юго-западной экспозиции горы Гытхиней высотой около 920 м. Ледник лежит на высоте около 600 м и имеет площадь не более 0,5 кв. км.

Юго-западный склон горы Гытхиней открыт в сторону Мечигменской губы, стоит на пути ветров, дующих с Берингова моря, и получает осадков значительно больше, чем северо-восточный склон. Некоторые исследователи считают данные леднички лишь перелетовывающими снежниками.

А. П. Васьковский считает современные ледники не остатками древних, как предполагал Ю. Н. Попов, а более поздним образованием, возникшим по окончании послеледникового термического периода, который, хотя и в слабой степени, проявил себя и на исследуемой территории. Ныне на ней ледники повсеместно отступают, оставляя морены; остатки ледниковых тел зачастую погребены под обломочным материалом.

Корякская горная система занимает территорию между Чукотским полуостровом и Камчаткой. Здесь протягивается ряд параллельных хребтов альпийского возраста, состоящих из сильно смятых в складки песчаников и глинистых сланцев. В результате влияния древнего горнодолинного оледенения и интенсивной нивации горы приобрели отчетливый альпийский облик рельефа и глубоко расчленены эрозией.

Корякский хребет протягивается параллельно побережью Берингова моря. Он состоит из системы второстепенных параллельных гряд и достигает высоты 2562 м (гора Ледяная).

Оледенение Корякской горной системы существует в условиях тихоокеанской субарктической климатической области. Основные осадки поступают вместе с морским воздухом умеренных широт, проникающим с Тихого океана.

Зимой с запада движутся воздушные массы сибирского антициклона, создающие зимний муссон. Циклоническая деятельность в этот период года происходит по линии арктического фронта на Охотском побережье. Средняя температура января —20°, а июля 10°. Летом осадки на восточных склонах Корякского хребта поступают с муссонными дождями. Количество осадков, выпадающих зимой в твердом виде, невелико. Высота снежного покрова 50 см, но из-за сильных ветров концентрация снега в карах очень большая.

М. И. Малых (1958) на основании полевых исследований с применением аэроснимков открыл здесь 282 ледника общей площадью 179,87 кв. км, из них 217 (78%) находятся в карах северной экспозиции, 43 (15%) — западной и восточной и 20 (7%) — южной.

Оледенение развито на высоких горных массивах с альпийскими формами рельефа. Система ярусов каров с большой высотой скального обрамления в сочетании с

низким солнцестоянием создают благоприятные условия как для концентрации в них снега, так и для его сохранения в затененных участках.

М. И. Малых замечает, что в Корякской горной системе тальвеги трогов и кары нижнего яруса не входят в зону хионосферы. Например, в Ледниковых горах фирновые леднички обнаружены в карах нижнего этажа на высоте 420 — 460 м.

Анализируя условия существования ледников в Корякском хребте, можно убедиться, что ледники здесь существуют не благодаря, а вопреки положению хионосферы — как и всюду в горных районах, сказывается величина концентрации снега в удобных вместилищах, в результате чего возникают ледники.

Верхний ярус каров обрамлен крутыми стенами высотой 300 — 500 м, а многие массивы, вроде горы Ледяной, окружают ярус каров в виде скальной террасы, на которой сконцентрированный снег и лед хорошо сохраняются.

Своеобразие орографического строения рельефа способствует увеличению прихода снега на поверхность фирнового бассейна за счет навевания его ветром и сползания по стенкам каров. Кроме того, накопление снега в каре возрастает по мере увеличения высоты скальных стен, окружающих кар, и увеличения площади, с которой снег сносится ветром.

М. И. Малых выделяет также ряд ледниковых узлов, лежащих в пределах хионосферы (гора Ледяная — площадь ледника 34,35 кв. км, бассейн р. Ледниковой — площадь ледника 18,60 кв. км, верховья р. Укэлаят — площадь ледника 9,57 кв. км). При этом он различает две формы оледенения: центрально-концентрированную и рассеянно-обособленную. Центрально-концентрированная приурочена к крупным горным массивам, опоясанным глубокими карами и цирками, дающими устойчивую базу оледенения. В этом случае наблюдаются долинные и каровые ледники. Рассеянно-обособленная форма оледенения приурочена к нижнему ярусу каров, над которыми высятся крутые скальные склоны. С них ледники и получают лавинное питание. Такая форма оледенения еще существует на склонах северных экспозиций; на склонах южных экспозиций она исчезла совсем недавно.

Всего в Корякской горной системе обнаружено 27 долинных ледников длиной от 1,5 до 7,5 км. У многих ледников в бассейнах питания начали протаивать (при общем утонении тела ледников) подледниковые скальные перемычки и появились нунатаки, что в дальнейшем может привести к скачкообразному усилению деградации оледенения.

Общее число каровых ледников — 141, площадь их 94,38 кв. км. Часть из них занимает кар полностью, но многие существуют в затененной части кара, а фирновое поле, прислоненное к задней стенке кара, состоит из шлейфа лавинных конусов, что свидетельствует о лавинном питании этих ледников.

М. И. Малых, обнаруживший 113 фирновых ледничков общей площадью 24,25 кв. км, неправильно называет их эмбриональными ледничками: они лишь наследуют места недавно исчезнувших ледников, состоявших из глетчерного льда. При дальнейшей деградации оледенения они неизбежно заменяются заключительной формой оледенения — снежниками, питающимися метелевым и лавинным снегом. Современная фирновая граница гораздо ниже, чем «поверхность 365». На берегу Берингова моря и в Ледниковых горах снеговая граница лежит на высоте 600 м, а в хребте Укэлаят — 1600 м.

На северном склоне массива горы Ледяной снеговая граница проходит на уровне 1400 — 1600 м, а на южном — 1800 —1980 м. Фирновые ледники встречаются до высоты 550 — 600 м (хребет Малиновского).

Абляция начинается с 15 июня, но до 1 июля она протекает слабо; лишь в июле и августе наблюдается интенсивная абляция и сток с ледников. К 10 — 20 июля снежный покров на ледниках исчезает и начинает таять поверхность глетчерного льда. Снежный покров устанавливается обычно 1 сентября, а абляция прекращается.

Сводные данные по оледенению Корякских гор приводит М. И. Малых (табл. 14).

ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОР УМЕРЕННОГО ПОЯСА

В пределах умеренного пояса в течение всего года господствует воздух умеренных широт, но нередко сюда вторгаются массы арктического и тропического воздуха. По линии фронтов часто развивается циклоническая деятельность. Характерная особенность — возрастание континентальности климата с запада на восток. И. В. Бут (1962)

Таблица 14

Оледенение Корякской горной системы

Ледниковый район	Количество ледников	Площадь оледенения, кв. км
Хребет Малиновского .	16	8,20
Олюторские горы . . .	65	17,24
Ледниковые горы . . .	18	8,15
Хребет Снеговой . . .	85	49,91
Хребет Укэлаят	66	71,77
Хребет Алукский . . .	4	0,90
Горы Уквушвуйнен . .	28	3,70
Всего	282	179,87

считает, что питание ледников происходит в холодное время года, когда слоисто-кучевые облака лежат ниже уровня, до которого спускается оледенение, и когда преобладают осадки, связанные с фронтальными облачными системами циклонических образований.

Горы умеренного пояса Средней Азии

Тянь-Шань. Горная система Тянь-Шаня — высочайшая после Памира в Советском Союзе: пик Победы достигает высоты 7439 м. По орографическому строению Тянь-Шань подразделяют на: 1) Северный Тянь-Шань, располагающийся к северу от котловины оз. Иссык-Куль. В него входят Джунгарский, Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау; 2) Центральный Тянь-Шань, включающий крупнейший район оледенения Хан-Тенгри — пик Победы и Ак-Шийрак, лежащий между хребтом Терскей-Алатау и Кокшаал-Тау; 3) Западный Тянь-Шань, располагающийся от Каратау до Ферганского хребта; 4) Восточный Тянь-Шань, находящийся в пределах Китайской Народной Республики.

Снеговая граница на ледниках Тянь-Шаня поднимается с запада на восток, что свидетельствует об уменьшении в этом направлении количества твердых атмосферных осадков. В западных районах граница лежит на высоте 3200 м на северном склоне и 3700 м на южном, а на востоке — в хребтах Ак-Шийрак, Кокшаал-Тау — соответственно на 4300 и 4450 м.

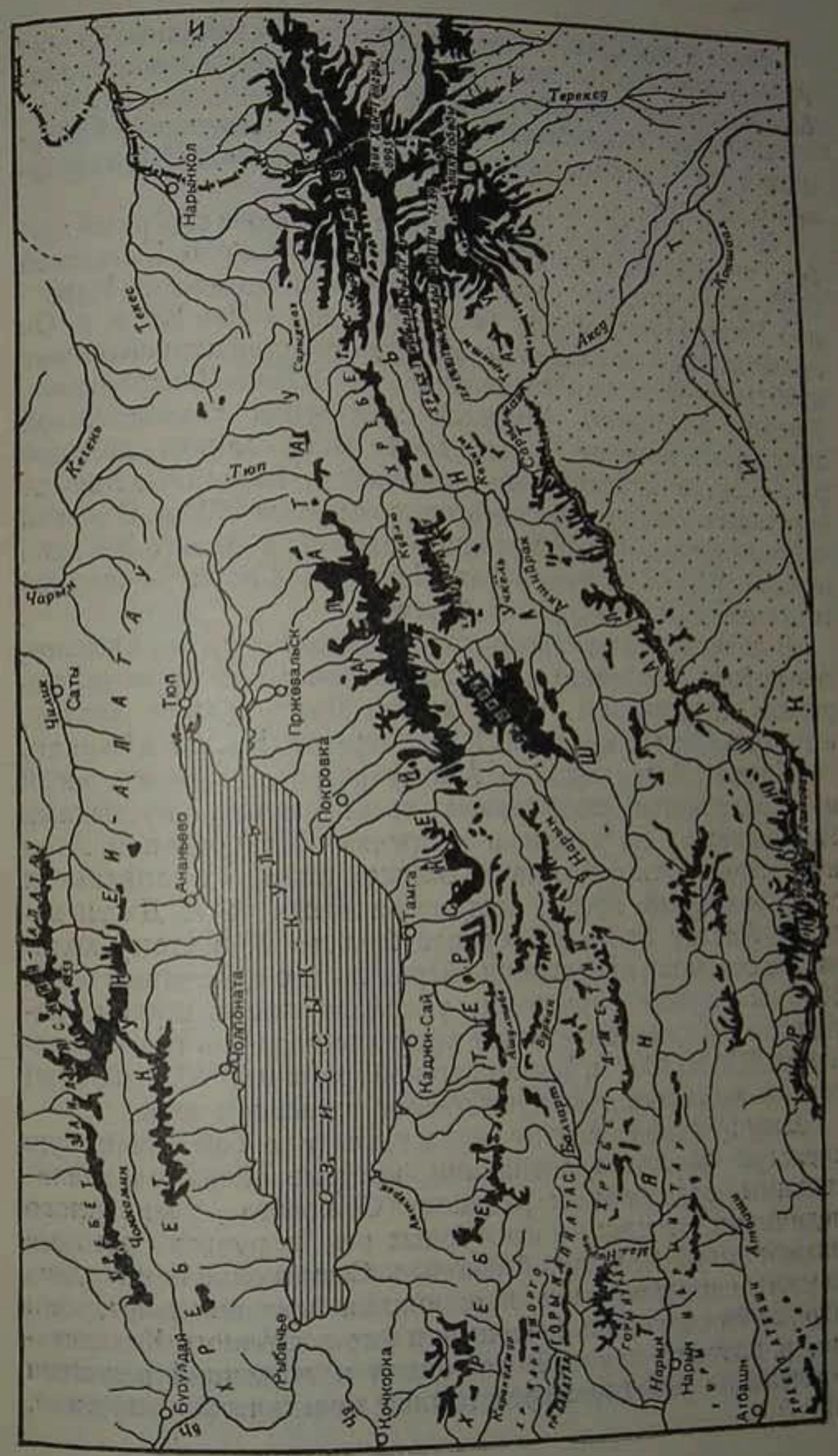


Рис. 30. Оледенение Тянь-Шаня

Горы Тянь-Шаня выше и расположены западнее других горных районов умеренного пояса, и поэтому их оледенение более интенсивное (рис. 30).

Северный Тянь-Шань. Рассмотрение оледенения Северного Тянь-Шаня мы начнем с описания ледников Джунгарского Алатау.

Джунгарский Алатау — самый северный хребет Тянь-Шаня, расположенный на юго-востоке Казахской ССР, вдоль границы Советского Союза и Китайской Народной Республики, между 44 и 46° с. ш. и 78 и 82° в. д. Он представлен в основном двумя широтно ориентированными хребтами — Северо-Центральным и Южно-Центральным. Хребты разделены глубокой межгорной тектонической впадиной, которая в западной части занята долиной р. Коксу, а в восточной — долиной р. Бороталы. Многие вершины обоих хребтов имеют высоты более 4000 м. В осевой части водораздела рек Большого Баскана и Малого Баскана лежит вершина Семенова-Тян-Шанского (4560 м) — высшая точка всего Джунгарского Алатау.

В период Международного геофизического года Отделом географии Академии наук Казахской ССР проводились работы на северном склоне хребта Джунгарский Алатау, в верховьях бассейнов рек Лепса, Теректа, Баскан и Саркан.

Климат Джунгарского Алатау резко континентальный и определяется положением хребта между пустынями Прибалхашья на западе и пустынями Центральной Азии на востоке. Основную часть осадков приносят западные и северо-западные ветры, поэтому западная часть Джунгарского Алатау получает осадков больше. К востоку количество осадков уменьшается. Вершины гор с высотами более 4000 м служат барьерами, улавливающими осадки, которых в высокогорной части хребта выпадает в год в среднем от 900 до 1000 м. Выше снеговой границы (3300—3900 м) осадки выпадают преимущественно в твердом виде.

Джунгарский Алатау представляет собой обширную снежную область с ледниками, которые являются значительным водосборным районом. С хребта, увенчанного ледниками, стекает много бурных рек и ручьев, которые питают озера Балхаш, Алаколь и Сасыкколь. Реки здесь служат единственными источниками пресной воды, они играют важную роль в орошении юго-восточного Казахстана, и поэтому изучение состояния и тенденций развития оледенения имеет непосредственное практическое значение.

По последним данным Казахской Академии наук, на Джунгарском Алатау насчитывается 814 ледников общей площадью около 1200 кв. км. Как сообщает В. А. Зенкова (1959), площадь оледенения Казахстанской Джунгарии равна 956,3 кв. км при 724 ледниках (табл. 15).

Таблица 15

Оледенение Джунгарского Алатау

Наименование бассейна	Число ледников	Площадь оледенения, кв. км
Северо-Центральный хребет		
Борло	6	7,6
Токты	1	0,9
Ргайты	30	43,1
Тенкет	87	96,0
Лепса	57	84,0
Большой Баскан	46	52,8
Малый Баскан	32	38,9
Аксу	63	73,8
Сарканд	50	56,2
Кора	32	72,5
Чижа	3	7,5
Коксу-Караарык	53	82,1
Биен	9	29,6
Южно-Центральный хребет		
Коксу-Казан	50	54,1
Коктал	10	8,9
Усек	101	93,9
Бурхан	3	1,9
Тышкан	14	31,8
Чижан	10	18,0
Хоргос	67	102,7
В пределах Китая		
Суртал	7	7,0
Бортала	83	157,0
Всего	814	1120,3

В районе современного оледенения Джунгарского Алатау развиты разнообразные типы ледников: долинные, каровые, шлейфовые, висячих долин и плоских вершин. Наиболее распространен долинный тип ледников: из общего числа (624) ледников к нему относятся 253, занимающих

737 кв. км, или 77% общей площади оледенения. По размерам ледники советской части Джунгарского Алатау группируются так:

Длина ледников	Число ледников
Более 5 . .	11
3—5	46
1—3	300
до 1	367
Всего . .	724

К самым большим здесь относятся ледники Абая (длина 8 км, площадь 12, 2 кв. км), Берга (длина 8 км, площадь 16,7 кв. км), Короленко (длина 7 км, площадь 11,1 кв. км), Некрасова (длина 6,2 км, площадь 12 кв. км), Сатпаева (длина 7 км, площадь 9,7 кв. км), Джамбула (длина 5,5 км, площадь 20,6 кв. км), Тронова (длина 6,2 км, площадь 12,5 кв. км) и Чижинский (длина 6,4 км, площадь 15 кв. км) и др.

Каровые ледники, незначительные по размерам, располагаются обычно на дне кара или частично занимают его заднюю стенку. К ним относятся ледники: в бассейне р. Коры ледник Безымянный (длина 0,85 км, площадь 2,11 кв. км), Алтынсарина (длина 1,35 км, площадь 1,35 кв. км), Лагерный Первый, Лагерный Второй и др. Висячие ледники занимают или склон кара, или располагаются на горном склоне. Существование ледников плоских вершин свидетельствует о том, что часть массивов находится в пределах хионосферы.

В. А. Зенкова указывает, что для распределения ледников Джунгарского Алатау большое значение помимо абсолютной высоты хребтов имеют орография и климат. Мощные узлы оледенения на Северном Центральном хребте располагаются на высотах свыше 4000 м (в верховьях Лепсы, Большого и Малого Басканов, Сарканда, Коры Каратальской и Коксу). То же наблюдается и на Южно-Центральном хребте. С понижением хребтов площадь оледенения убывает. На плоских и на сильно расчлененных склонах оледенение больше, чем на крутых, слабо расчлененных. Современное оледенение хребта Джунгарского Алатау

развито главным образом на склонах северной и северо-восточной экспозиций, к ним приурочены наиболее значительные ледники хребта. Снеговая граница на северном склоне лежит на высоте 3300 — 3500 м, на южном — на высоте 3700 — 3900 м.

В работе К. Г. Макаревича и В. А. Зенковой (1956) приведены результаты наблюдений за скоростью движения ледников. Авторы пишут, что среди обследованных ледников Джунгарского Алатау скорость движения ледника Бессонова наиболее значительна. Годовая скорость этого ледника на расстоянии 1500 м от оконечности языка равна 16,5 м, ледника Сатпаева (в истоках Лепсинской Коры) — 5,99 м. В 1300 м от конца языка ледник Бессонова имеет годовую скорость движения 15,6 м, ледник Сатпаева — 5,69 м. В 1 км от конца языка ледник Бессонова имеет скорость 13,5 м, в среднем за год он отступает на 12 м, ледник Сатпаева — на 5 м. Средняя годовая скорость движения ледника Берга составляет 6,46 м на створе в 1000 м от открытого конца языка и 9,86 м в 1625 м от конца языка.

Наблюдения за таянием поверхности ледников говорят о том, что площадь ледников Джунгарского Алатау значительно сокращается. Например, толща ледникового языка у ледника Бессонова сокращается за год в среднем на слой толщиной 74 см, а у ледника Берга — на 58 см. В результате уменьшается площадь ледников и они отступают вверх по долине. У ледника Бессонова площадь языка сократилась на 0,010 кв. км, весь язык ледника отступает в среднем за год на 12 м, а по фронтальной части на 17,5 м. У ледника Берга площадь сократилась на 0,003 кв. км, и ледник отступает на 12 м в год.

Результаты работ по программе МГГ позволяют количественно охарактеризовать сокращение оледенения. Например, ледники бассейна р. Баскан за один год потеряли от 0,2 до 0,6% площади своих языков, причем длина ледников сократилась на 6 — 30 м. Среднегодовая скорость движения льда на различных ледниках северного склона Джунгарского Алатау в нижней части изменяется в пределах от 1 до 6 м, а в верхней — от 10 до 12 м. Среднесуточная скорость движения льда в летний период в 1,3 — 1,4 раза больше среднесуточных годовых скоростей.

Вычисленная различными методами мощность слоя льда колеблется в нижних частях ледников от 66 до 129 м, а в верхних — от 98 до 155 м.

Заилийский Алатау входит в систему хребтов Северного Тянь-Шаня и протягивается в широтном направлении от р. Чилик на востоке и до р. Чу на западе. В центральной части хребта отдельные вершины достигают высоты 4500 м (пики Металлург, Богатырь и др.). Среди них выделяется Талгарский пик высотой около 5000 м, который вместе с окружающими его вершинами образует Талгарский горный узел. Он делит хребет на восточную часть протяжением 130 км и западную протяжением 150 км. К окончанию хребет снижается до 2000 — 2300 м и ниже.

Поперечный профиль хребта асимметричен: южные склоны узкие, а северные широкие.

Сильно разрушенный в ходе геологической истории хребет в конце третичного и в начале четвертичного периодов, во время альпийского орогенеза, был расчленен на отдельные глыбы и высоко приподнят.

На формирование климата Заилийского Алатау влияют арктические, полярные и тропические воздушные массы. В течение продолжительной зимы, в период с октября по март, здесь господствует сибирский антициклон, причем устанавливается ясная тихая погода с низкими температурами. Весной с запада приходят циклоны, несущие влажные воздушные массы. Арктический воздух в начале зимы способствует резкому падению температуры. Но больших морозов обычно не бывает. Самая низкая температура достигает —33°.

Осадки, связанные главным образом с западными циклонами, выпадают преимущественно в твердом виде. При вторжении теплых воздушных масс в марте, апреле и октябре выпадают дожди. В холодный период происходит перераспределение осадков ветрами южных и северных румбов.

Оледенение Заилийского Алатау в течение тридцати лет изучал Н. Н. Пальгов (1958). На основании стационарных работ им не только описаны районы оледенения хребта, но и сделаны важные теоретические обобщения.

Работы по программе Международного геофизического года вел Отдел географии Академии наук Казахской ССР. Исследования проводились на ледниках бассейна р. Малой Алматинки. Были организованы три станции: Туюксу I (3420 м), Туюксу II (3470 м) и Туюксу III (3750 м).

Современное оледенение приурочено в основном к центральной части хребта Заилийского Алатау, к его высокогорью (рис. 31). Ледники встречаются на отрезке длиной до

Рис. 31. Схема распространения ледников на Заилийском Алатау (*По Н. Н. Пальгову*)

Ледники: 1 — Богатырь; 2 — Жангырык; 3 — Дмитриева; 4 — Калесника; 5 — Северцова; 6 — Шокальского; 7 — Григорьева; 8 — Кассина; 9 — Главный Большой Алматинский; 10 — Центральный Туюксуйский

140 км. На северном склоне район их распространения простирается от верховьев. р. Узункаргалы на западе до верховьев р. Асы на востоке, а на южном склоне — от истоков р. Тегирментысу, впадающей в р. Гонгкемин, до истоков р. Оденсай, впадающей в р. Чилик.

Н. Н. Пальговым на северном склоне учтено 194 ледника площадью 297 кв. км, а на южном склоне — 71 ледник площадью 187 кв. км, т. е. всего 265 ледников общей площадью 484 кв. км.

Крупный центр оледенения Заилийского Алатау — Талгарский массив, ледники которого занимают общую площадь 271 кв. км. Из ледников Талгара начинаются реки Чилик, Талгар, Большая и Малая Алматинки — важные источники орошения.

Бассейн рек Большой и Малой Алматинок известен грозными гляциальными селями, которые выносят много моренного материала, сгружаемого быстро отступающими ледниками. Всего здесь 46 ледников площадью 53 кв. км.

Среди них Н. Н. Пальгов выделяет долинные ледники, полукотловинные, висячих долин, каровые, шлейфовые, ледники плоских вершин.

Долинные ледники располагаются в самых верхних участках долин, главным образом боковых; языки их не спускаются ниже 3000 м. На долю ледников этого типа приходится более одной четверти всей площади оледенения. К ним относится ледник Центральный Туюксуйский в верховьях р. Малой Алматинки (длина 5, 5 км, площадь 4,4 кв. км); ледники бассейна Большой Алматинки — короткий долинный Черный (площадь 3,6 кв. км) и Главный (Городецкого, площадь 5,23 кв. км); ледники бассейна Левый Талгар — Конституции (длина 5,1 км, площадь 6,4 кв. км) и Калесника (длина 4 км, площадь 7,7 кв. км), ледник Корженевского (длина 12 км, площадь 50 кв. км) в бассейне р. Чилик и др.

Разновидность долинных ледников — полукотловинные отличаются большими площадями. У некоторых из них ширина приблизительно равна длине. К ним относятся ледники в истоках р. Чилик — Жангырык (длина 7,8 км, площадь 24,5 кв. км) и Богатырь (длина 8 км, площадь 30,3 кв. км); ледник истоков р. Аксай — Шнитникова (длина 4 км, площадь 3 кв. км); в истоках р. Левый Талгар — Дмитриева (длина 6,6 км, площадь 20, 9 кв. км). Суммарная площадь ледников данного типа составляет 18% всего оледенения.

Многочисленны ледники висячих долин, отличающиеся небольшой шириной и длинными плащами моренных отложений. К ним относятся ледники Орджоникидзе (длина 2,24 км, площадь 0,41 кв. км) в истоках р. Малой Алматинки; Южный Талгар (длина 2 км, площадь 1,3 кв. км) в истоках р. Средний Талгар, ледник Кряшка (длина 3,5 км, площадь 3,7 кв. км) и др.

К типу висячих относится ледник Маяковского в истоках р. Малой Алматинки (длина 1,39 км, площадь 0,43 кв. км).

Очень распространены в Заилийском Алатау каровые ледники, которые чаще встречаются на склонах южных, западных и восточных экспозиций. К ним относятся каровые ледники бассейна р. Большой Алматинки, каровисячие бассейна Малой Алматинки — Зоя Космодемьянская (длина 1 км, площадь 0, 41 кв. км), Каровый (площадь 0, 57 кв. км) и многие др.

К шлейфовым ледникам склонов относится ледник Тимофеева в бассейне р. Большой Алматинки (длина 2,68 км, площадь 3,07 кв. км); Мутный (длина 1,84 км, площадь 0,74 кв. км); ледник Молодежный в бассейне р. Малой Алматинки (длина 1,88 км, площадь 1,19 кв. км); ледник Туристов в бассейне р. Талгар (длина 4 км, площадь 7,7 кв. км) и др.

Ледники плоских вершин встречаются редко, главным образом в восточной половине хребта.

Поверхность ледников Заилийского Алатау, за исключением висячих и ледников плоских вершин, обычно сильно засорена моренным материалом. Н. Н. Пальгов называет такие ледники «забронированными». К ним относится ледник Моренный в верховьях р. Большой Алматинки. В отличие от остальных, эти ледники наступают.

Большое влияние на распределение, питание и размеры ледников оказывает экспозиция склонов.

Число ледников и площадь оледенения в бассейнах отдельных рек хребта Заилийского Алатау приведены в табл. 16 (по Н. Н. Пальгову, 1958).

Таким образом, современное оледенение сосредоточено в основном на северном склоне хребта, но оно значительно и на южном склоне.

Несмотря на благоприятное влияние экспозиции, северный склон хребта очень крут, и поэтому большое количество снега сходит вниз в виде лавин. На южном, более пологом склоне снег сохраняется лучше, что несколько компенсирует неблагоприятные для ледников условия экспозиции.

Согласно наблюдениям Н. Н. Пальгова, у ледников различной экспозиции фирновая линия лежит на разной высоте:

Экспозиция ледника	Высота фирновой линии, м
Север, северо-восток	3800
Северо-запад	3872
Запад	3891
Восток	3780
Юг, юго-запад, юго-восток	3918

Таблица 16

Оледенение Заилийского Алатау

Наименование бассейна	Число ледников	Площадь оледенения, кв. км	Крупнейшие ледники
Северный склон			
Асы	3	1	Шнитникова
Аксай	15	12	Главный (Городецкого),
Большая Алматинка	35	40	Черный
Малая Алматинка	11	13	Центральный Туюксуйский
Иссык	22	47	Григорьева, Кассина, Пальгова
Каргалинка	5	3	
Каскелен	10	13	
Талгар	60	130	Дмитриева, Шокальского, Тогузак, Конституции, Калесника, Богдановича
Тургень	20	20	Горного Института
Узункаргалы	9	15	
Гамалган	4	3	
Итого	194	297	
Южный склон			
Алматы	4	3	
Бузулгансай	2	3	
Кашкасу	2	3	Кашкасу
Коколбулак	4	4	
Кичиккемин	2	8	Южный, Северный
Кальалматы	2	2	
Талгар (юго-западный)	9	14	Машковцева, Сапожникова
Тегирментыку	1	2	Староватова
Туюкалматы	3	4	
Тарагибулак	1	1	
Чилик	41	141	Корженевского, Богатырь, Жангырык
Итого	71	187	
Всего	265	484	

Мощность ледников Заилийского Алатау невелика: Конституции — 148 м; Туюксуйского — 144 м; Дмитриева — 91 м; Туристов — 35 м; Пионер — 36 м. Во время Международного геофизического года сейсмическими методами была определена мощность Центрального Туюксуйского ледника: в области питания она равна 110 — 120 м, в средней части языка 50 — 70 м, а ближе к концу 30 м; мощность морены, подстилающей ледник, 160 — 200 м.

Как показали наблюдения, проведенные во время МГГ, интенсивность аккумуляции и абляции в отдельные годы весьма различна. Например, на одних и тех же участках ледников запас воды в 1959 г. был в 3 раза меньше, чем в 1958 г. Такие же большие колебания наблюдались в длительности периодов абляции: 74 дня в 1957 г., 44 дня в 1958 г. и 92 дня в 1959 г. В питании ледников значительная роль принадлежит метелевому переносу снега и совсем небольшая лавинам.

Все ледники Заилийского Алатау отступают, но сокращение их площадей и мощности мало влияет на водность рек. Туюксуйские ледники, наиболее сократившиеся за 10 лет, уменьшили годовой сток реки у выхода из гор на 0,5%. Как указывает Н. Н. Пальгов, фирновая линия за последние 100 лет поднялась на 100 м. Проведенные им детальные работы показывают, что площадь Центрального Туюксуйского ледника за период с 1937 по 1941 г. сокращалась каждый год в среднем на 2700 кв. м, с 1941 по 1947 г. — на 14 650 кв. м в год и с 1947 по 1953 г. — на 2800 кв. м в год. Всего с 1937 по 1953 г. площадь ледникового языка сократилась примерно на 115 500 кв. м, или более чем на 9%. На основании очень интересных расчетов Н. Н. Пальгов пришел к выводу, что если сокращение ледников будет продолжаться с такой же интенсивностью, то через 125 лет Центральный ледник полностью исчезнет. Он считает все ледники Заилийского Алатау остатками древнего оледенения. С этим мы согласиться не можем: как будет показано далее, многие из них возникли в XIII — XIV вв. в соответствии с ритмами увлажнения; сейчас они угасают и, быть может, исчезнут совсем, но затем в следующую фазу увлажнения возникнут снова.

Центральный Тянь-Шань. Это район хребтов огромной высоты и величайших ледников, достигающих 60 км длины (Южный Иныльчек). Центральный Тянь-Шань — крупнейший район оледенения Советского Союза.

Хребет Терскей - Алатау располагается широтно, обрамляя с юга котловину оз. Иссык-Куль. Средняя высота хребта около 4500 м, а высшая точка достигает высоты 5290 м. Один крупный ледниковый узел находится в верховьях рек Джеты-Огуз и Каракол, а второй — в верховьях р. Конурулена.

Исследования ледников на хребте Терскей-Алатау были начаты в 1947 г. физико-географической станцией Института географии АН СССР и в период МГГ осуществлялись созданной на ее базе Тянь-Шаньской физико-географической станцией АН Киргизской ССР. Стационарные исследования были организованы на леднике Карабаткак.

Р. Д. Забиров (1956) указывает, что наряду с общими факторами (абсолютная высота, циркуляция атмосферы) оледенению хребта в сильной мере способствует поступление испарившейся влаги с поверхности оз. Иссык-Куль. Господствующие здесь западные ветры уносят влагу на восток, где она накапливается в виде снега на вершинах и склонах гигантского треугольника хребтов, которые образуют Кунгей- и Терскей-Алатау.

В верховьях р. Конурулена на обширных участках пенеплена, находящихся в пределах нивносферы, существуют ледники плоских вершин, напоминающие по форме и по генезису ледниковые покровы Арктики. Они не имеют скального обрамления. Питание ледников плоских вершин происходит только за счет атмосферных осадков, непосредственно выпадающих над их поверхностью. Этот тип ледников подробно изучен Г. А. Авсюком (1950), который считает, что зимой аккумуляция снега на ледниках плоских вершин ничтожна. Снега в это время выпадает немного, да к тому же он почти полностью сдувается весьма частыми, чуть не ежедневными ветрами. Основное питание ледники плоских вершин получают в период максимального выпадения осадков, т. е. с апреля по октябрь. Начинающиеся с апреля оттепели при ежедневных заморозках способствуют задержанию выпадающего снега на поверхности ледников. Средняя годовая аккумуляция атмосферных осадков 70 — 100 мм/год. Выпавший снег подтаивает, а затем замерзает, превращаясь в фирн и лед. Абляция происходит по всей поверхности ледников, в том числе и на самых возвышенных их частях, где ее величина примерно в 2 раза меньше, чем на концах ледников. Г. А. Авсюк приводит такие данные:

Высота тела ледника над ур. моря, м	Суммарная годовая абляция в слое воды, мм
4200	400
4400 (снеговая граница)	300
4600	200

Величина энергии оледенения[1] равна 0, 5 мм/м, а интенсивность аккумуляции — абляции на уровне снеговой границы — 300 мм (по Г. А. Авсюку). Ледники плоских вершин малоактивны и обязаны своим существованием низким температурам воздуха. Эффект экзарационной работы ледников плоских вершин незначителен, так как движение льдов происходит не по локализованному направлению, а на огромных площадях за счет растекания льдов во всех направлениях.

Общая площадь оледенения Терскей-Алатау, по подсчетам Р. Д. Забирова, равна 1080,6 кв. км, в том числе 547,3 кв. км приходится на ледники, лежащие на склоне северной экспозиции, 486,2 — южной и 47,1 — на северо-западной. Неблагоприятные условия существования ледников на склонах южной экспозиции компенсируются тем, что на них имеются большие площади пенеплена, которые находятся уже в пределах «поверхности 365». Поэтому величины площади оледенения южного и северного склонов близки между собой.

На северном склоне Терскей-Алатау длина долинных ледников, питающихся главным образом за счет лавин и обвалов фирна из вышележащих каров, достигает 5 — 7 км (Айланыш и др.). Длина ледников южного склона Терскей-Алатау значительно больше: например, у ледника Колпаковского она достигает 10 км.

Как отмечает Р. Д. Забиров, ледники повсеместно отступают, а их поверхности засорены обломочным материалом.

[1] Увеличение годового прироста вещества с высотой П. А. Шумский (1947) называет энергией оледенения. «Измеряя высоту в метрах, а величины аккумуляции и абляции — в миллиметрах слоя воды, мы получаем количественное выражение степени активности ледников или энергии оледенения в миллиметрах слоя воды на метр подъема над фирновой линией» (стр. 12).

Положение снеговой границы хорошо отражает нарастание осадков под влиянием испарения с оз. Иссык-Куль и барьерного значения вершины треугольника хребтов на востоке. В западной части северного склона Терскей-Алатау снеговая граница лежит на высоте около 3950 м, а в восточной опускается до 3700 м из-за большого количества атмосферных осадков. На южном склоне Терскей-Алатау снеговая граница находится на высоте 4000 — 4200 м (Р. Д. Забиров).

Узел Хан-Тенгри и пик Победы представляют собой наряду с массивом Акшийрак крупнейший узел оледенения Тянь-Шаня (рис. 32).

Меридиональный хребет образует здесь барьер на склоне западной экспозиции — как бы гигантскую ловушку для движущихся с запада влажных воздушных масс. Они оставляют на склоне западной экспозиции много твердых атмосферных осадков, питающих величайшие ледники Советского Союза: Южный (длина 59,8 км) и Северный Иныльчек (35,2 км), Каинды (26 км), Семенова (21 км), Мушкетова (20 км). Они относятся к типу ледников продольных долин (термин Н. Л. Корженевского). Они залегают между двумя хребтами и получают питание за счет боковых древовидных ледников-притоков, стекающих к основному под прямыми углами (табл. 17).

Таблица 17

Крупнейшие ледники узла Хан-Тенгри

Ледник	Длина ледника, км	Длина мертвых участков, км	Средняя ширина ледника, км	Высота окончания ледника, м	Высота фирновой линии, м	Мощность льда в среднем течении ледника, м
Южный Иныльчек	59,8	14,0	2,2	2940	4450	400
Северный Иныльчек	35,2	8,8	1,6	3300	4500—4550	300
Семенова	21,0	4,0—6,5	2,0	3320	4300	—
Мушкетова	20,0	5,0—6,0	2,0	3480	—	—

Величайшие ледники Северный и Южный Иныльчек были подробно охарактеризованы Г. А. Авсюком (1952). Они получают обильное питание с северных склонов хребта

Рис. 32. Схема хребтов и ледников района Хан-Тенгри

Рис. 32. Схема хребтов и ледников района Хан-Тенгри
Составил *В. Ноздрюхин*

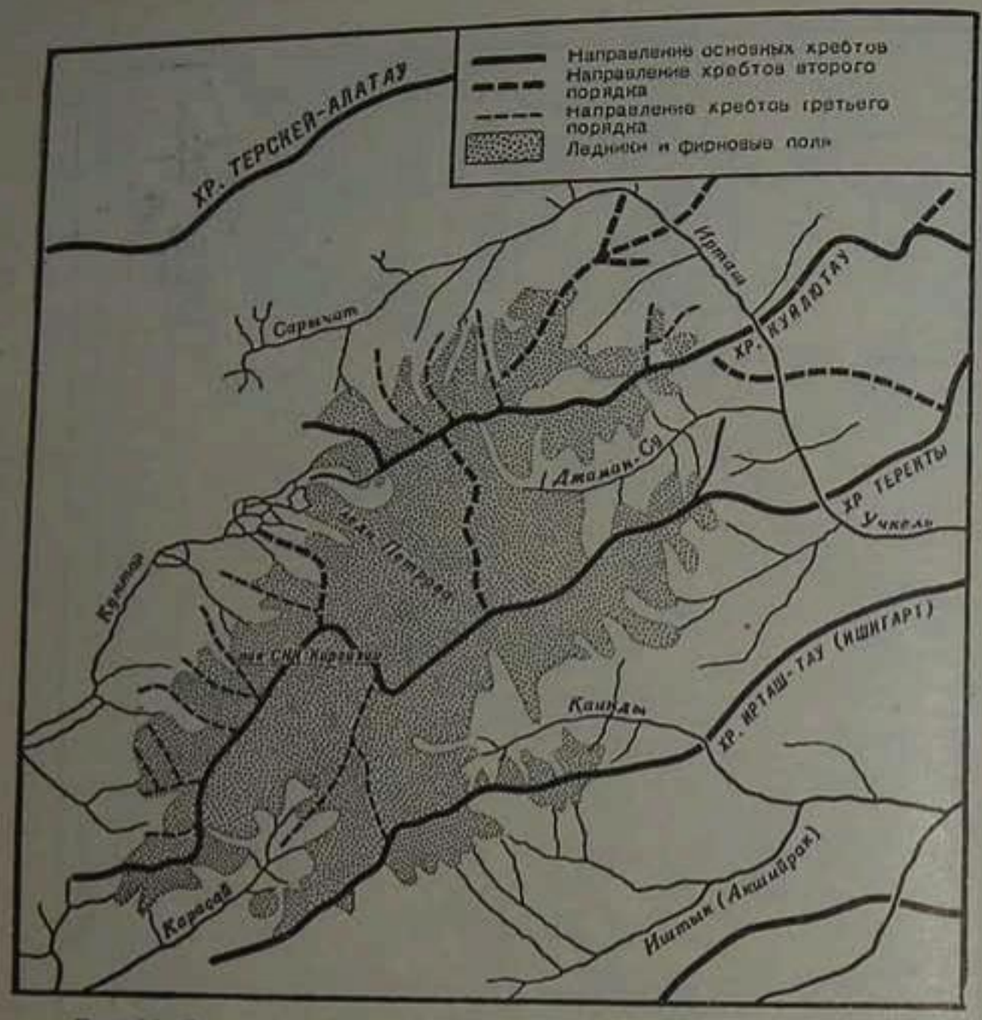


Рис. 33. Схема орографии и оледенения массива Акшийрак
(*По Г. А. Авсюку*)

Кокшаал-Тау, откуда спускаются крупные дендритовые притоки. Гигантские тела основных стволов ледников залегают в глубоких долинах, что благоприятно для их сохранности. Верхний участок области питания ледника Южный Иныльчек находится под западными склонами Меридионального хребта, с которого поступает большое количество снега. Несмотря, казалось бы, на столь обильное питание, этот громадный ледник отступает, о чем свидетельствует оз. Мерцбахера, возникшее в концевой части ледника Северный Иныльчек, многокилометровые участки мертвых льдов в концах ледников, а также отчленение от основного ледникового ствола многих правых ледниковых притоков, спускающихся со склонов южной экспозиции

хребта Сарыджас. Почти на всем протяжении ледника льды отступают от скальных склонов. У многих ледников притоки в нижних частях отмерли. У Южного Иныльчека, также получающего питание с западного склона Меридионального хребта, многие притоки с правого склона уже не достигают тела ледника, что создает картину деградации ледника на огромных пространствах.

Г. А. Авсюк считает, что в динамике ледников продольных долин важную роль играет сокращение боковых притоков и потери ими активности в нижних частях. Это сказывается на условиях питания больших участков основного ледового потока главной долины и вызывает образование «мертвого» льда на значительном отрезке в конце этого потока.

Как замечает Г. А. Авсюк, мощность моренного чехла на поверхности ледниковых языков обычно сильно преувеличивают: начиная с Г. Мерцбахера, для ледника Иныльчек указывалась цифра порядка 100 м; на самом деле мощность чехла не больше нескольких сантиметров (10 — 20).

Массив Акшийрак вытянут в меридиональном направлении и образует водораздел между бассейнами рек Сарыджаса и Нарына (рис. 33). Массив состоит из трех гряд, разделенных крупными продольными долинами. Между северной и средней грядами лежит глубокая продольная долина, в западной части которой расположен ледник Петрова (рис. 34), а в восточной — группа ледников бассейна р. Джаман-Су. Между средней и южной грядами лежат ледники системы р. Карасай, а в восточной — ледники бассейна р. Каинды. В бассейне р. Сарыджаса, лежащем на глубоко расчлененном склоне юго-восточной экспозиции, ледников в два раза больше: дело в том, что утонение их тела обычно приводит к распадению крупных ледников на большое число мелких. Западные склоны Акшийрака закрыты почти сплошным фирновым покровом.

Всего в массиве Г. А. Авсюк насчитывает 59 ледников площадью 439,5 кв. км, из них в бассейне р. Нарына 18 ледников площадью 212,6 кв. км, а в бассейне р. Сарыджаса 41 ледник площадью 226,9 кв. км.

В период МГГ ледники Акшийрака исследовались Тянь-Шаньской физико-географической станцией (руководитель Р. Д. Забиров). Все ледники района имеют признаки деградации. Например, по данным С. М. Мягкова (1960), ледник Давыдова с 1943 по 1957 г. уменьшился по мощности на 21 м, или на 1,6 м ежегодно.

Рис. 34. Ледник Петрова

Фото *Г. А. Авсюка*

Сопоставление топографических съемок прошлых лет со съемками, произведенными в период МГГ, показывает, что ледник Петрова с 1943 по 1957 г. отступил на 400 м, причем площадь его уменьшилась на 0,79 кв. км. Ледник Южный Карасай за это время отступил на 700 м, дав уменьшение площади на 1,15 кв. км. За это время ледник Южный Карасай стал тоньше на 36 м, а толщина ледников в бассейне р. Койлю уменьшилась на 40—50 м.

Саур. Широтно вытянутый хребет Саур располагается в пределах крайней восточной части горной системы Тарбагатай. Средняя высота хребта 3000 м; большая его часть с максимальными высотами и вершиной Мустау (3740 м) расположена в пределах Китая; на территории СССР располагается западный участок хребта. Хребет резко асимметричен: южный его склон крутой (шириной до 10 км), а северный более пологий (шириной до 20—25 км). Водораздельные пространства хребта представляют собой плоские поверхности древней денудации, склоны же сильно расчленены.

Ввиду недостаточного расчленения Саура в рельефе этого хребта его отсутствуют типичные формы альпийского высокогорья.

В верховьях долин расположены цирки и кары северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций с крутыми задними стенками; эти формы и способствуют накоплению и сохранению снегов, питающих ледники.

Климат района резко континентальный. Основную часть влаги приносят западные и северо-западные ветры, поэтому западная часть хребта получает осадков больше. С продвижением на восток их количество уменьшается. Летом в горах осадки часто выпадают в виде снега. Зимой на описываемый район распространяется действие сибирского антициклона, для которого характерна ясная погода с низкими температурами. Зимние осадки здесь незначительны.

Современное оледенение Саура было открыто В. В. Петровским в 1886 г. Позднее оледенение Саура изучал А. Седельников, В. В. Резниченко и др. В 1958 — 1959 гг. при производстве геологосъемочных работ сотрудниками Казахской АН ССР были посещены все современные ледники и произведено их описание.

По данным Ю. П. Селиверстова (1962), в настоящее время на Сауре насчитывается 18 ледников с общей площадью порядка 17 кв. км. Ледники располагаются в верхних участках долин на высоте более 3000 м и принадлежат истокам пограничной реки Улькун-Уласты (реки Дара и Косайрык) и правобережным притокам р. Кендерлыка (реки Бокан, Музтау, Обалы, Куртка).

Оледенение Мустау принадлежит к типу ледников плоских вершин.

В пределах района современного оледенения Саура Ю. П. Селиверстов выделяет восточную часть, представляющую собой ледниковую шапку, с которой берут начало ледники верховьев р. Улькун-Уласты и Бокана, и западную, состоящую из ряда разрозненных небольших ледников в истоках рек Музтау, Обалы, Куртки.

К восточной части относится 6 ледников, в том числе самый большой ледник Кос-Айрык (истоки правой составляющей Улькун-Уласты) — долинный, длиной 4 км и шириной 0,8 — 0,9 — 0,5 км. Он отступает в среднем на 4 м в год.

В результате исследования оледенения Саура Ю. П. Селиверстов делает заключение, что современное оледенение Саура носит каровый характер. Языки ледников не спускаются ниже 3200 м. Большинство ледников расположено на

склонах и карах северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций.

Снеговая граница на ледниках располагается на высоте 3320 — 3340 м (немного ниже на западе и выше на востоке), причем положительная разность оледенения 350 — 450 м, отрицательная — около 200 м.

Питание ледников происходит за счет фирновых полей, лежащих, как правило, на склонах восточной экспозиции, и лавин.

Тело ледников не покрыто мореной, что связано с плоскими поверхностями водоразделов, с которых не поступает обломочного материала в верховьях. Обломочный материал, который перекрывает концы ледников, формируется на крутых склонах трогов (при обвалах и при образовании лавин).

Часть ледников Саура (Кос-Айрык и др.) находится в стационарном состоянии. Такие ледники, как Дара-Аба и др., слабо отступают, а ледники Улькун-Бокан, Орта-Бокан недавно наступали. В зависимости от этого у ледников наблюдается разное число стадиальных конечных морен. Гряды незадернованных морен, возможно, синхронизируются со стадией фернау.

Современные ледники Саура можно рассматривать как результат регрессии последнего долинного оледенения.

Горы Южной Сибири

Алтай расположен между 48 и 56° с. ш., на широтах степной зоны Восточно-Европейской равнины.

Оледенение Алтая формируется под влиянием взаимодействия воздушных масс, идущих с Атлантики, и горного рельефа. Обращенные к северо-западу хребты получают большое количество твердых атмосферных осадков.

Орография Алтая благоприятствует существованию современного оледенения; так, от горного узла Табын-Богдо-Ола и хребта Чихачева отходят скальные гребни широтного и северо-западного направлений, образующие веер хребтов, открытый к западу, откуда поступают влажные массы воздуха.

В высокогорной части Алтая большое влияние на оледенение оказывает западный воздушный перенос, преобладают юго-западные ветры. Наибольшее количество осадков (1500 мм в год) отмечено на метеостанции Западного

Алтая — Малая Ульта (1634 м над ур. моря) и наименьшее — на Восточном Алтае (500 мм в год). На Западном Алтае черты континентальности выражены менее ярко, они увеличиваются к юго-востоку, что объясняется большей близостью восточных частей Алтая к центральным зонам азиатского антициклона. М. В. Тронов (1949) пишет, что почти везде на Алтае резко преобладают осадки теплого периода (апрель — октябрь), особенно летние. На больших высотах они выпадают преимущественно в твердом виде. Поэтому летняя погода циклонического типа весьма благоприятна для сохранения ледников.

В летнее время густая облачность в поясе высот 3000 — 4000 м препятствует абляции. Частые летние снегопады увеличивают альбедо и резко уменьшают абляцию. На это обстоятельство в свое время обратил внимание Л. А. Варданянц (1935), который писал, что на Кавказе таяние снега и льда летом происходит с такой интенсивностью, что если бы не было летних снегопадов, то в течение самое большое 10 — 20 лет снег и лед растаяли бы полностью.

По М. В. Тронову (1949), Алтай располагается на стыке трех типов климата (монгольского, среднеазиатского и западносибирского) и что каждый из них по-своему влияет на оледенение. Монгольский резко континентальный антициклонический климат с бесснежной зимой и годовой суммой осадков около 100 мм не способствует развитию оледенения.

Климат степей и пустынь характеризуется господством среднеазиатского воздуха в теплую половину года. Этот воздух обладает значительной абсолютной влажностью и способен давать много осадков при условии вынужденного подъема воздушных масс при преодолении орографических препятствий.

Западносибирский континентальноциклонический климат благоприятен для оледенения, ибо для него типичен постоянный интенсивный перенос влаги с юго-запада, северо-запада и запада, а также обильные фронтальные осадки в течение всего года.

На Алтае широко развиты поверхности древнего пенеплена, разбитого на горсты, приподнятые на высоту до 3500 м. Основной уровень пенеплена находится на высоте 2200 — 2300 м, над ним возвышаются высокогорные хребты с вершинами более 4000 м (Белуха — 4506 м); склоны их изрезаны системой цирков и каров. Высоко приподнятые участки пенеплена в течение длительного времени под-

вергались нивации, и их рельеф приобрел альпийский характер. Воздействие ледников, лежавших на склонах северной экспозиции, усилило их крутизну, в основном предопределенную тектоникой. М. В. Тронов обращает внимание на огромное значение остатков поверхностей пенеплена, лежащих на высотах 4000 и 2300 м, для развития как древнего, так и современного оледенения.

Для Алтая типичны широкие долины-грабены, вытянутые с северо-запада на юго-восток. С запада на восток их днища постепенно поднимаются от 1000 (Уймонская степь) до 1800 м (Чуйская степь). Для воздушных масс, двигающихся с запада, долины служат как бы гигантскими каналами, по которым атмосферная влага поступает в бассейны питания ледников.

Ледники Алтая на протяжении многих лет изучаются экспедициями Томского государственного университета под руководством М. В. Тронова. Гляциологическая экспедиция ТГУ в период Международного геофизического года проводила детальные исследования на ледниках Малый и Большой Актру (Северо-Чуйский хребет) и Талдуринском (Южно-Чуйский хребет).

На Алтае, по данным М. В. Тронова и Е. Д. Донченко, всего 827 ледников, из них 155 долинных, 422 каровых, 244 висячих и 6 плоских вершин; общая площадь ледников 629 кв. км (рис. 35).

М. В. Троновым (1949) выделены две основные области оледенения: Южно-Алтайская и Центально-Алтайская. Южно-Алтайская имеет 122 ледника общей площадью 80 кв. км, а Центрально-Алтайская — 576 ледников общей площадью 495 кв. км. В свою очередь Центрально-Алтайская область оледенения подразделяется на три подобласти: Южно-Чуйскую (116 ледников площадью 136 кв. км); Северо-Чуйскую (118 ледников площадью 127 кв. км) и Катунскую (342 ледника площадью 232 кв. км). Кроме того, М. В. Тронов выделяет на Алтае «область малого оледенения», включающую 56 ледников с площадью 20 кв. км; из них на хребте Чихачева — 14 ледников площадью 5 кв. км; Листвяга — 20 ледников площадью 5,5 кв. км; Курайский — 13 ледников площадью 10 кв. км; Холзун — 5 ледников площадью 0,8 кв. км; Коргонский — 1 ледник площадью 1 кв. км; Ивановский — 4 ледника площадью 1 кв. км и др. Мы будем называть эту «область малого оледенения» «западной областью малого оледенения».

Рис. 35. Оледенение Алтая (По М. В. Тронову)

В период Международного геофизического года Е. М. Донченко (1960) обнаружил в Шапшальском хребте 74 неизвестных ледника общей площадью 29 кв. км. Эту новую область мы называем «восточной областью малого оледенения». Интересно отметить, что еще в 1949 г. М. В. Тронов высказал предположение, что на Шапшальском хребте можно найти ледники.

Взаимодействие между рельефом и климатом создает, по М. В. Тронову, так называемую ороклиматическую базу оледенения Алтая. В этой базе он выделяет следующие части Алтая: 1) юго-восток Алтая с Южно-Чуйским и Южно-Алтайским центрами оледенения. Большие абсолютные высоты хребтов в сочетании со значительным количеством осадков на самих ледниках определяют существование здесь больших ледников; 2) Центральный Алтай с ледниковым узлом Белухи и Биш-Иирду. Здесь сочетаются наибольшие высоты, глубокое расчленение рельефа и максимальные для Алтая суммы осадков; 3) Южный Алтай находится под воздействием среднеазиатского прогретого воздуха со значительной абсолютной влажностью, но из-за сравнительно малых абсолютных высот хребтов здесь нет крупных ледников; 4) западная и северная периферия горного Алтая находится под влиянием циклонического климата. Несмотря на небольшие относительные высоты, обилие осадков способствует существованию оледенения.

На западе и севере Алтая снеговая граница лежит на высоте 2300 м и поднимается до 3300 — 3400 м на юго-востоке. Вдоль Катунского и Чуйского хребтов снеговая граница повышается с запада на восток от 2500 до 3400 м. Снеговая граница повышается с севера на юг от 2600 до 2900 м.

Южный Алтай. В пределы советского Алтая входят северные склоны горного узла Табын-Богдо-Ола (высшая точка — 4356 м), на которых имеются лишь 5 небольших ледников. Малое количество осадков и небольшая высота гребней не могут создать предпосылок для развития большого оледенения. На хребте Сайлюгем оледенение незначительно и питается за счет метелевого переноса снега. На северном склоне Южно-Алтайского хребта оледенение представлено мелкими каровыми ледниками. Всего на Южном Алтае 122 ледника общей площадью 80 кв. км (из них 25 долинных ледников площью 55 кв. км), расположенных в главном узле оледенения — Алахинском центре. На западе имеются лишь малые ледники.

М. В. Тронов выделяет на Южном Алтае три района оледенения:

1) северные склоны горного узла Табын-Богдо-Ола, где условия рельефа неблагоприятны для существования оледенения из-за небольшой высоты гребней;

2) Алахинский центр, получающий много атмосферных осадков, что в сочетании с благоприятными условиями рельефа создает предпосылки для существования долинных ледников, достигающих большой длины: Алахинского (длина 8 км, площадь 20 кв. км), Укокского (длина 5 км, площадь 8,5 кв. км), Большого Бухтарминского (длина 5 км, площадь 4,5 кв. км) и Канасского (длина 4 км, площадь 4 кв. км);

3) западную часть, оледенение которой зависит от переноса влаги с юга за счет осадков, выпадающих из среднеазиатского воздуха. Здесь имеются лишь небольшие ледники.

Южно-Чуйский хребет имеет хорошо выраженные долинные ледники, достигающие большой длины: Талдуринский (длина 8 км, площадь 20 кв. км), Софийский (длина 7,5 км, площадь 8 кв. км), Ядринцева (длина 5 км, площадь 5 кв. км), Кара-Айры (длина 5 км, площадь 5 кв. км), Мухр-Оюк (длина 5 км, площадь 5 кв. км) и Ирбис-Ту (длина 4 км, площадь 4 кв. км).

На склоне северной экспозиции расположено 94% ледников. Общее повышение снеговой границы (с 2800 до 3400 м) наблюдается с запада на восток.

Северо-Чуйский хребет. В системе этого хребта важнейшее значение для возникновения оледенения имеет горный узел Биш-Иирду, состоящий из гребней, достигающих абсолютной высоты 4000 м и относительной 2000 м. В узле Биш-Иирду встречаются ледники плоских вершин, свидетельствующие о том, что верхняя часть этого горного узла лежит в пределах хионосферы. Площадь оледенения северного склона в 3 раза превышает площадь оледенения южного склона. На южном склоне имеются каровые ледники. Благодаря изолированному положению узла Биш-Иирду осадки поступают со всех четвертей горизонта.

Наиболее крупные ледники узла Биш-Иирду: Большой Маашей (длина 15 км, площадь 15 кв. км), Большой Актру (длина 8 км, площадь 10 кв. км), Джею (длина 5 км, площадь 7 кв. км), Курумду (длина 5 км, площадь 5 кв. км) и Абыл-Оюк (длина 4,5 км, площадь 4 кв. км).

Катунский хребет — крупнейший центр оледенения Алтая, в котором насчитывается 342 ледника площадью 232 кв. км (М. В. Тронов).

Вершина Белуха (4506 м) имеет относительные высоты над дном долин до 2600 м; к ней со всех сторон подходят глубокие долины, проводящие влажные воздушные массы. Положительная разность оледенения в этом районе достигает 1800 м.

В плане форма ледников Белухи напоминает оледенение вулканических конусов с радиально расходящимися ледниками: Менсу (длина 11 км, площадь 13,5 кв. км), Катунский Геблера (длина 8 км, площадь 9 кв. км), Аккемский (длина 7 км, площадь 9 кв. км), Мюшту-Айры (длина 8 км, площадь 8 кв. км), Большой Барельский (длина 6 км, площадь 8 кв. км), Малый Барельский (длина 5,5 км, площадь 6 кв. км) и Курусай (длина 4 км, площадь 6 кв. км).

Кроме такого крупного ледникового центра, как Белуха, на которой сосредоточено 30% площади оледенения Катунского хребта, ледники лежат в восточном и западном отрезках хребта.

Большая часть ледников (по М. В. Тронову — 73%) расположена на северном склоне Катунского хребта. Снеговая граница на северном склоне Катунского хребта поднимается с запада на восток с 2500 до 2900 м, а на южном склоне — с 2700 до 3100 м.

Области малого оледенения Алтая. Разработка важного вопроса гляциологии — проблемы малых форм оледенения — на примере Алтая принадлежит М. В. Тронову, который считает, что исследование малых форм оледенения может дать существенные общегляциологические результаты. Малые ледники обладают увеличенной интенсивностью оборота влаги по сравнению с ледниками на «нормальных» уровнях. Их более низкое положение вызывает усиленное таяние, а для компенсации последнего необходимо и усиленное питание ледников, т. е. в них больше влагооборот.

Чем меньше размеры оледенения, тем большее относительное значение получают местные ветровые надувы, и они могут стать, наконец, единственной возможной причиной существования отдельных ледничков.

На Алтае существуют две области малого оледенения: западная и восточная.

Западная область, описанная М. В. Троновым, включает хребты Чихачева, Курайский, Листвяга, Холзун,

Коргонский, Ивановский. На них встречаются каровые и висячие ледники, приуроченные к склонам северной и восточной экспозиций.

Судя по аэрофотосъемочным материалам, которые нам пришлось просматривать по восточной области малого оледенения, малые ледники Алтая питаются за счет метелевого надува (висячие) и лавин (каровые).

Восточная область открыта Е. Д. Донченко по материалам аэрофотосъемки Шапшальского хребта, на котором расположено 39 ледников из 74, насчитывающихся в этой области. На хребте Скалистом 19 ледников и 15 юго-восточнее оз. Кендекты-Куль. Три наиболее северных ледника обнаружены к востоку от Телецкого озера. Ледники здесь каровые и висячие; кроме того, обнаружено два небольших ледника плоских вершин, лежащих на высоте 3480 м (№ 35) и 3660 м (№ 73).

Снеговая граница на Шапшальском хребте лежит на высоте от 2680 до 3320 м, и величина положительной разности оледенения достигает 800 м. В то же время имеются ледники, положительная разность которых равна 130 — 190 м.

Большинство ледников залегает на склонах северной (33), северо-восточной (13) и восточной (20) экспозиций. На склонах южной экспозиции ледников нет. Каровые ледники питаются лавинами, а висячие — снегом метелевого переноса.

Господствующие западные и юго-западные воздушные потоки приносят осадки, которые в зимнее время выпадают при сильном ветре.

Е. Д. Донченко определил, как сокращалось оледенение за период с1850 по 1955 г. По его подсчетам, общая площадь ледников в 1850 г. была 28,86 кв. км, а к 1955 г. она сократилась на 7,39 кв. км, т. е. на 26%; по длине часть ледников отступила на расстояние от 200 до 650 м.

Отступание ледников Алтая отмечается всеми авторами. Годовая скорость сокращения концов ледников находится в пределах 10 — 20 м и достигает 27 и даже 33 м (М. В. Тронов).

Стационарные работы, проведенные гляциологической экспедицией Томского университета (1961) в период МГГ, позволяют указать на среднюю годовую величину отступания некоторых ледников, скорость их движения и мощность льда (табл. 18).

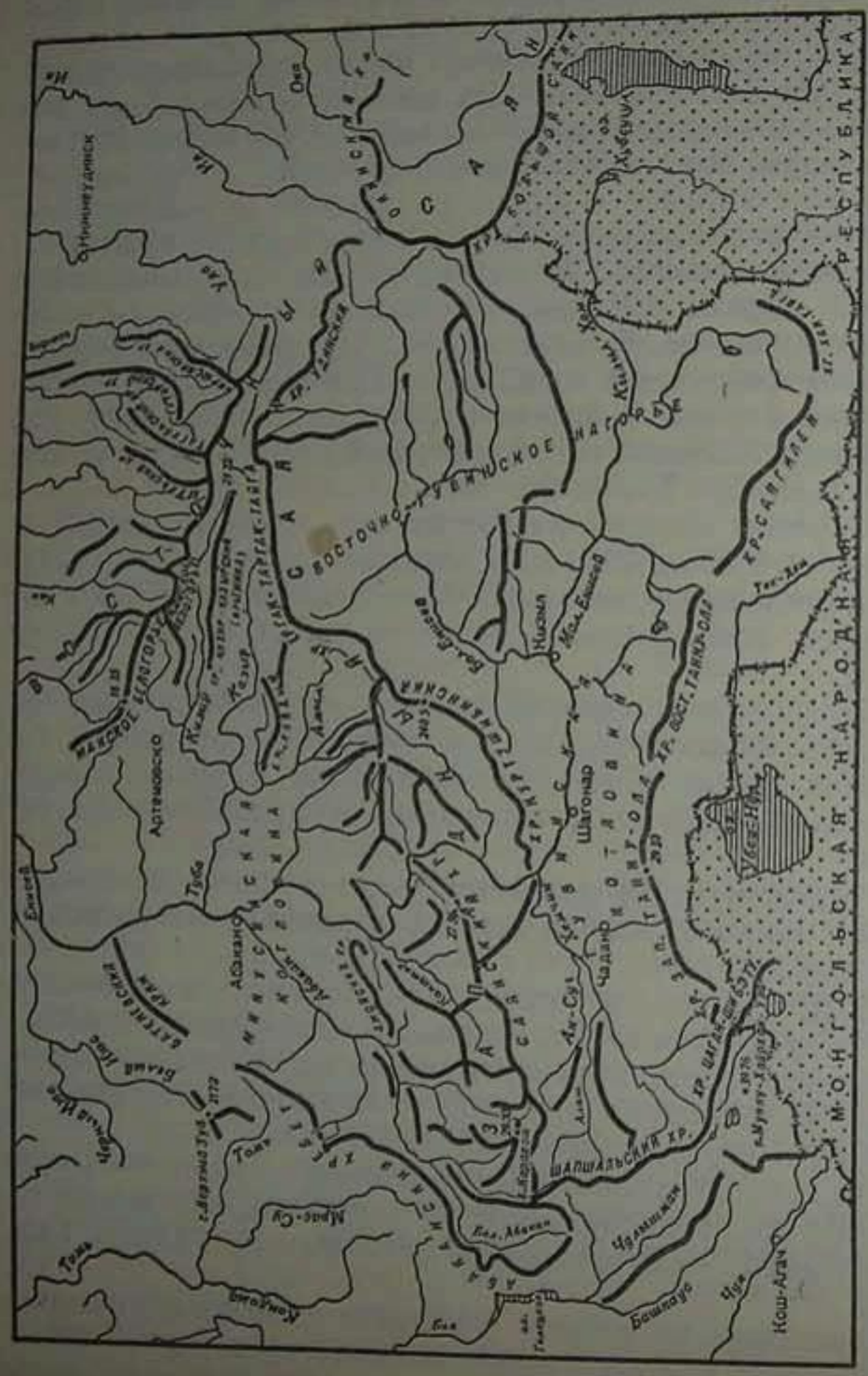


Рис. 36. Орографическая схема Саяно-Тувинского нагорья

Таблица 18

Динамика некоторых ледников Алтая

Ледник	Годовая скорость отступания, м	Поверхностные скорости движения, м/год	Максимальная мощность льда, м
Большой Актру . . .	8	25—33	340
Малый Актру	7—8	15—16	90
Талдуринский	12—20	—	170

Саяно-Тувинское нагорье включает участок южного горного обрамления СССР между Алтаем и Прибайкальем (рис. 36). Ледники встречаются в Восточных Саянах, Кизыр-Казырском хребте и Восточно-Тувинском нагорье.

Восточный Саян лежит между верховьями рек Енисея и Иркута. У истоков рек Оки и Иркута находится высшая точка Восточного Саяна — вершина Мунку Сардык (3492 м). В месте сочленения Западных и Восточных Саян, в верховьях рек Казыра и Уды, располагается система параллельных хребтов, достигающая на Кизыр-Казырском хребте высоты 2922 м (пик Грандиозный), где имеются ледники. Значительной высоты достигают также параллельные Кизыр-Казырскому хребту Агульские белки, Канское и Манское белогорья. Восточно-Тувинское нагорье лежит к югу от наибольшего изгиба дуги Саян. Средняя высота нагорья 1500—1600 м.

В короткий летний период на Восточном Саяне преобладает прохладная погода с частыми заморозками. Годовое количество осадков в верховьях Большого Енисея около 1800, а в верховьях Хамсары — 1400 мм. Устойчивый снежный покров залегает с конца сентября до второй половины июня.

М. Г. Гросвальд (1962) выделяет в Восточном Саяне три ледниковых подрайона: Кизыр-Казырский (пик Эдельштейна и пик Грандиозный), Мунку-Сардык и Центральный (массив Хангаар и пик Топографов).

В Кизыр-Казырском подрайоне ледник Стальнова лежит на восточном склоне пика Эдельштейна (длина 3 км, ширина 2 км, площадь 4 кв. км). Снеговая граница здесь находится на высоте 2000 — 2300 м. В массиве Мунку-

Рис. 36. Орографическая схема Саяно-Тувинского нагорья

Сардык обнаружено 4 ледника площадью 1,68 кв. км. Снеговая граница имеет высоту более 2940 м. Центральный подрайон насчитывает 11 ледников общей площадью 5,66 кв. км, из них 3 долинных (длиной до 2,5 км) и 8 каровых; снеговая граница проходит на высоте 2440—2480 м. Общая площадь оледенения на всем нагорье составляет 12,5—13 кв. км.

Почти все ледники расположены на подветренных сторонах горных хребтов, т. е. на склонах восточной, северо-восточной и северной экспозиции.

Континентальная восточносибирская область

К этой области относится недавно открытое В. С. Преображенским оледенение в хребте Кодар, расположенном на Северо-Байкальском нагорье.

Кодарский ледниковый район находится в пределах Станового нагорья, в верховьях рек Сюльбан, Верхний и Средний Сакукан, Апсат, Левая Сыгыкта, между Чарской и Токинской котловинами. Самая высокая, центральная, часть Кодарского хребта, достигающая 3000 м, лежит в истоках Верхнего и Среднего Сакукана.

В 1883 г. французский путешественник Ж. Мартен пересек хребет Кодар и сообщил о том, что ему пришлось идти через перевал, занятый ледником с большими трещинами, в одной из которых погиб его спутник — местный житель, сопровождавший экспедицию. Позднейшие исследователи считали эти сведения фантастикой. В 1958 — 1959 гг. отряд, руководимый В. С. Преображенским (1960), обнаружил на хребте Кодар 31 ледник общей площадью 15 кв. км (рис. 37), подтвердил достоверность сообщения Ж. Мартена.

Кодарский хребет расчленен на отдельные гольцы и горные группы. Глубина расчленения достигает 2000 м. В наиболее высоких участках рельеф имеет альпийский облик. Гребень хребта изобилует пиками, зубцами и башнями. Южный склон крутой, резко обрывающийся к Чарской котловине, расчленен трогами, крутыми висячими долинами и цирками. Древние кары, в которых залегают ледники, имеют скальное обрамление высотой в среднем 300—400 м, стены цирков изрезаны кулуарами и желобами. Северный склон снижается сравнительно плавно. Климат района оледенения определяется положением в Забайкалье — в центре Восточной Сибири. В холодный период года здесь

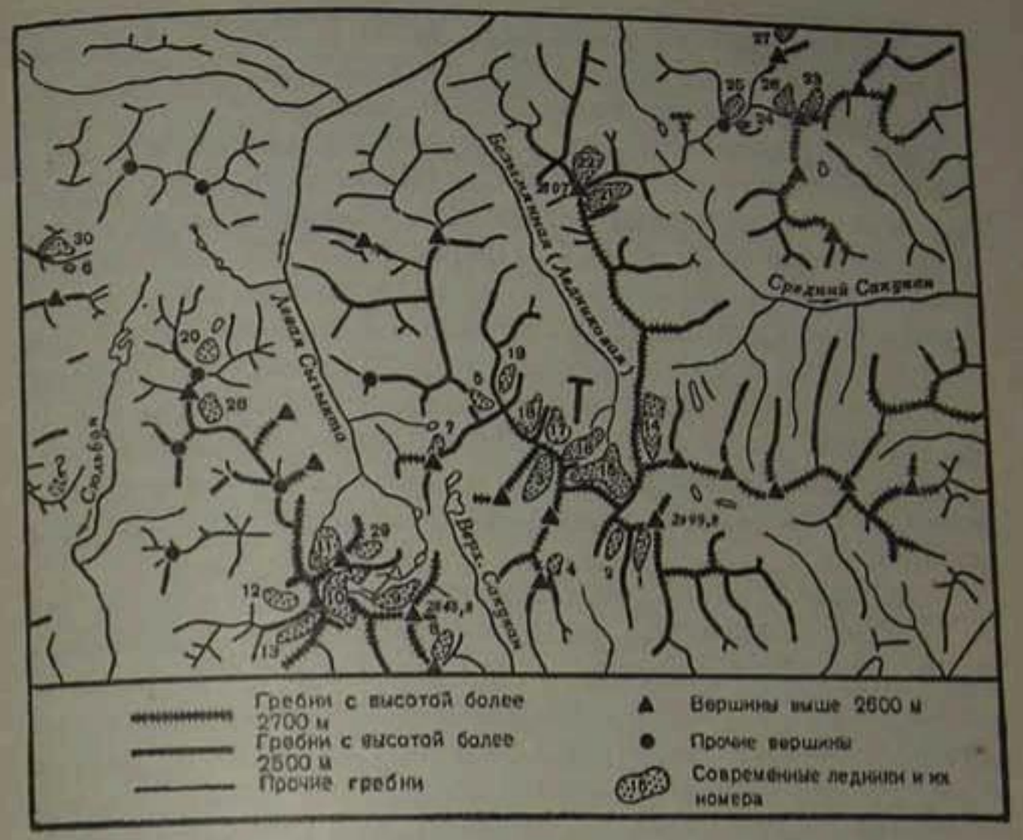


Рис. 37. Орографическая схема центральной части Кодарского ледникового района

(*По В. С. Преображенскому*)

Примечание. Номера части ледников упоминаются в тексте.

господствует восточносибирский антициклон, поэтому зимы в Кодаре продолжительные (около 10 месяцев), холодные (средняя многолетняя температура в январе —33,9°), из них 94 дня со средней суточной температурой ниже —25°. Лето короткое (около двух месяцев), сравнительно теплое и влажное, 85 дней со среднесуточной температурой более 10°. С ноября по февраль стоит безветренная погода. В апреле и мае дуют сильные ветры, главным образом северные. С июня по октябрь ветры сравнительно слабые.

Из материалов метеостанции Чара, обработанных Т. Д. Александровой, видно, что в годовом выводе преобладают ветры западных направлений. Летом, когда выпадает много осадков, возрастает повторяемость ветров с восточной составляющей. Для холодного периода типична повторяемость ветров западных румбов. Следовательно, в холодное время преобладает западный перенос воздушных масс.

Осадки выпадают в основном летом и осенью, при этом на май, июнь и сентябрь приходится 78% их годового количества. На высотах более 2500 м выпадает 800—1000 мм осадков, преимущественно в твердом состоянии, а в межгорных котловинах — лишь 300—400 мм. Зимой при восточных и северо-восточных ветрах снег навевается в виде барханов высотой до 20 м. В. С. Преображенский высказывает предположение, что основное снегонакопление в Кодарском высокогорье происходит за счет осадков, выпадающих в мае, июне и сентябре при вторжении холодного воздуха с севера.

Для питания ледников в Кодарском высокогорье огромное значение имеет лавинная деятельность — важный фактор в перераспределении снега, а также основной источник формирования снежно-ледяных конусов фирнового бассейна ледника.

В пределах района современного кодарского оледенения В. С. Преображенский выделяет несколько ледниковых групп. Наиболее крупная Сыгыктинско-Сакуканская группа, расположенная между истоками Левой Сыгыкты, Верхнего и Среднего Сакукана (в районе высшей точки Кодара). Площадь оледенения более 6 кв. км. К этой группе относятся 12 ледников: № 3 (долинный, длиной 1,5 км, площадью 0,8 кв. км), № 14 (длиной 2 км, площадью 1 кв. км), № 15 — Советских Географов (долинный, длиной 2 км, площадью 1,35 кв. км), № 16 —имени Евгения Тимашева (каровый, длиной 1,6 км, площадью 0,7 кв. км) и др.

Вторая группа ледников — Сюльбанско-Сыгыктинская — расположена на междуречье Сюльбана и истоков Левой Сыгыкты и Верхнего Сакукана. Площадь оледенения этой группы 4 кв. км. Сюда входят 7 ледников: № 9 — имени Дмитрия Колосова (шлейфовый ледник склона длиной 1,6 км, площадью 0,7 кв. м), № 10 (переметный, длина одной ветви 2,2 км, другой — 1,2 км, площадью 1,4 кв. км) и др.

Третья группа ледников — Сакуканско-Апсатская — расположена на междуречье Левой Сыгыкты, истоков Среднего Сакукана и правых притоков Апсаты. К этой группе относятся ледники небольших размеров: № 22 (каровый, длиной 1,3 км, площадью 0,8 кв. км), № 25 (каровый, длиной 0,8 км, площадью 0,3 кв. км) и др.

Большинство (около 63%) современных ледников Кодара расположено в верховьях троговых долин и в карах северной и северо-восточной экспозиций, т. е. их положение

определяется ориентировкой относительно стран света и снего-ветрового потока. Существующие ледники относятся к каровым, долинным и карово-долинным (рис. 38 на стр. 136); встречены также остаточные ледниковые тела, прижимающиеся к затененным частям каров, — так называемые ледники подножия склонов.

Длина большинства ледников примерно 1 — 1,5 км, а протяженность самых крупных из них около 3 км, при общей площади 1,32 и 1,35 кв. км (по материалам В. С. Преображенского и И. Е. Тимашева). Высота снеговой границы, по их данным, на склонах северной экспозиции 2200 — 2400 м, а южной — 2500 — 2550 м. Мощность льда, определенная по косвенным признакам, равна приблизительно 50 — 120 м. Период абляции продолжается 30 — 45 дней, для июля 1959 г. величина ее равнялась 6 — 8 см/сутки. К концу лета 1959 г. поверхность многих ледников Кодара полностью очистилась от снега, и лишь у подошвы их скального обрамления сохранился лавинный снег.

На Кодаре широко распространены снежники, длительно сохраняющиеся и перелетовывающие. В. С. Преображенский указывает, что этому благоприятствует малое количество летнего тепла и неравномерность в распределении снега, которая связана с ветровым переносом и лавинной деятельностью.

Горы тихоокеанской области

Самые восточные ледники в СССР располагаются на Камчатке. И. В. Бут указывает, что над восточным побережьем Азии развитие меридиональной циркуляции определяет выход южных циклонов к Камчатке под влиянием возмущения воздушных потоков хребтами Джугджур и Колымским. В теплые секторы циклонов поступают морские массы воздуха южного происхождения, обладающие большой влажностью, что способствует выпадению большого количества твердых атмосферных осадков, питающих оледенение.

Камчатка. На Камчатском полуострове значительное оледенение располагается на потухших и действующих вулканах, а также на высоких горных массивах. Большие высоты хребтов и особенности климата, характеризующегося сильно развитой циклонической деятельностью над Охотским и Беринговым морями, благоприятствуют оледенению.

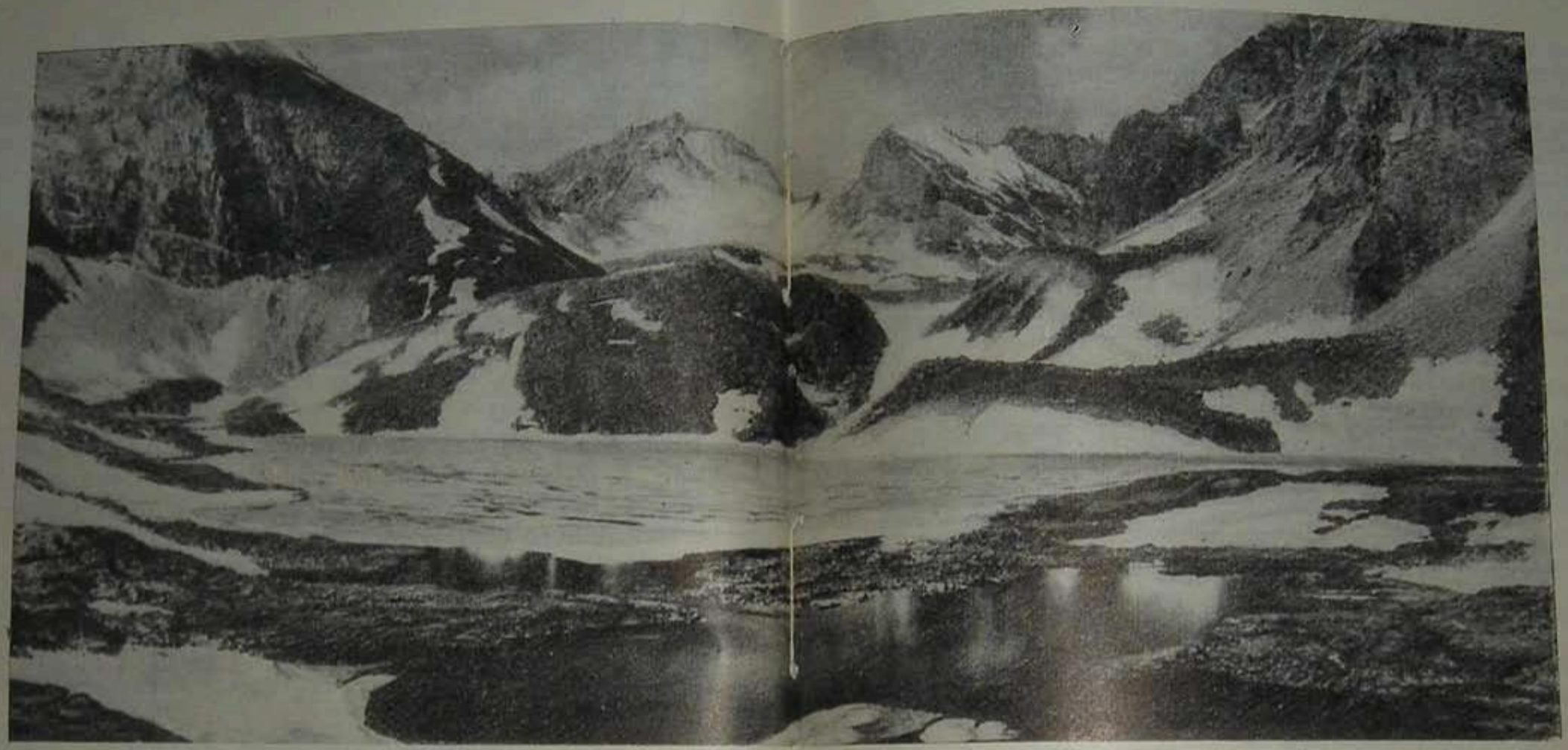


Рис. 38. Ледники хребта Кодар (к стр. 135)

Фото *Э. И. Гаррисона*

Срединный хребет, протянувшийся через Камчатку, достигает наибольшей высоты 3621 м (Ичинская сопка); средние высоты — порядка 2000 м — сохраняются на значительном протяжении. Для него характерны многочисленные древние вулканические конусы; широко распространены также гляциальные и нивальные формы — цирки и кары.

Параллельно Срединному протянулся Восточный хребет, отделенный от него Центральной Камчатской впадиной, по которой протекает р. Камчатка. Средняя высота Восточного хребта 2000 м; его рельеф с альпийскими формами и большим числом каров, обрамленных высокими скалами, благоприятствует концентрации снега на дне каров. К востоку от этого хребта лежит вулканическое плато, достигающее высоты 1200 — 1300 м, на котором возвышаются крупные вулканические конусы, в том числе самый высокий на полуострове — Ключевская сопка (4850 м).

Большой выступ суши к востоку — Кроноцкий полуостров — омывается водами Камчатского и Кроноцкого заливов. Несмотря, казалось бы, на небольшую абсолютную высоту гор (всего 1000 — 1200 м), здесь недавно был открыт большой узел оледенения.

В зимнее время климат Камчатки находится под влиянием сибирского антициклона, а летом — Алеутского минимума. Это вызывает муссонную циркуляцию атмосферы с сильными зимними ветрами.

Особо благоприятно для оледенения Камчатки то, что сравнительно узкий полуостров (максимальная ширина 450 км и минимальная до 100 км) на 1000 км выдвинулся в морские просторы и омывается холодным, замерзающим зимой Охотским и сравнительно теплым Беринговым морями, а также движущимся вдоль восточного побережья холодным Курило-Камчатским течением. Это предопределяет суровую,

многоснежную зиму и прохладное, облачное лето. Снегонакопление в зимнее время происходит под влиянием сильных ветров западного и северо-западного направлений. Сухой перетертый снег переносится ветром, скорость которого достигает 10 — 15 м/сек, что объясняется усиленной циклонической деятельностью на арктическом фронте. Зима холодная — средняя температура января порядка — 25°.

Сохранению снега способствует холодная весна с возвратами холодов в мае. Летом часто наблюдается прохладная, пасмурная погода. Это сильно уменьшает абляцию. Средняя температура июля 15°. Осенние снегопады в горной части отмечаются уже в сентябре.

Холодная зима с метелями и прохладные, пасмурные весна, лето и осень в сочетании с большим количеством твердых атмосферных осадков создают благоприятные условия для существования оледенения.

П. А. Иваньков (1958) на основании изучения аэрофотосъемочных и картографических материалов приводит следующие данные об оледенении Камчатки:

Район	Площадь, кв. км
Срединный хребет	484
Вершины и склоны вулканов вне Срединного хребта . .	262
Восточный хребет	34
Кроноцкий полуостров	86
Общая площадь	886

П. А. Иванькову удалось также определить высоту снеговой границы (см. табл. 19); на Срединном хребте она повышается с севера на юг с 1020 до 1800 м. На камчатских вулканах снеговая линия расположена выше, чем на Срединном хребте. Дело в том, что высокие вулканические массивы проникают в хионосферу, а оледенение Срединного хребта возникает в результате взаимодействия каров, экспозиции склонов, лавин, метелевого переноса и концентрации снега (ниже «уровня 365»), который скапливается здесь в таких количествах, что весь растаять не может; это и обеспечивает существование ледников.

Таблица 19

Высота снеговой линии на горах Камчатки

Хребты и сопки	Географическая широта	Абсолютная высота, м	Высота снеговой линии, м	
			северного склона	южного склона
Срединный хребет . . .	59°32′	1808	1020	1100
Шивелуч	56°40′	3283	1580	2200
Ключевская	56°05′	4750	2700	3000
Острый Толбачик . . .	55°50′	3682	2100	2100
Кроноцкая	54°45′	3528	2000	—
Камбальная	51°19′	2156	1300	1300

Первые каровые ледники на Срединном хребте располагаются на склонах северной экспозиции под скальными стенками остатков каров на высоте 1000—1020 м. На высотах 1900—2000 м число их постепенно возрастает. Крупнейший узел оледенения (172,5 кв. км) лежит в верховьях рек Воямполка и Кручена на склонах и вершинах высотой 2200—2500 м. Судя по тому, что фирновые поля находятся на плоских вершинах, эти массивы лежат в перделах хионосферы. Отдельные ледники достигают длины 6 км. Снеговая линия проходит на высоте 1200 м на севере и 1300 м на юге. Далее к югу расположены еще три значительных узла оледенения площадью 132,5, 72 и 73 кв. км.

На многих действующих и потухших вулканах Камчатки имеются крупные очаги оледенения, от которых по радиально расходящимся направлениям растекаются долинные ледники. В районе Ключевской сопки узел оледенения занимает площадь 160 кв. км. Динамика ледников и их конфигурация связаны с вулканической деятельностью. Долинный ледник Желтый достигает длины 16 км. Поверхность большинства ледников покрыта толстым слоем вулканического пепла, предохраняющим их от абляции.

П. А. Иваньков пишет, что по приведенному перечню ледников и снежников нельзя все же составить представления об истинной площади вечных снегов на вулканах Камчатки. По его мнению, площадь, несомненно, значительно больше, чем предполагают. Такое суждение основано на том, что на склонах многих сопок-вулканов обширные площади вечных снегов погребены под толстым слоем вулканического пепла и других продуктов извержения и по аэроснимкам распознаны быть не могут.

На Восточном хребте небольшие каровые ледники расположены в поясе высот 900—1200 м.

В пределах Кроноцкого полуострова, на территории Кроноцкого государственного заповедника, Т. Н. Устинова и Ю. В. Аверин открыли несколько крупных долинных ледников, лежащих на высоте 550—1100 м. Высота их скального обрамления 1000—1200 м. По данным П. А. Иванькова, на Кроноцком полуострове всего 20 ледников общей площадью 86, 5 кв. км.

ГОРЫ СУБТРОПИЧЕСКОГО ПОЯСА

В Советском Союзе в пределах субтропического пояса расположены ледниковые районы гор южной половины Кавказского перешейка (южный склон Большого Кавказа и горы Закавказья), а также юга Средней Азии (Памиро-Алай и Памир). Поскольку рассматривать Большой Кавказ в двух поясах не целесообразно, мы условно относим все горы Кавказского перешейка к субтропическому поясу.

Горы Кавказского перешейка

Кавказские горы, занимающие широкий перешеек между Черным и Каспийским морями, расположены между 38°45′ и 47°15′ с. ш. и 36°37′ и 50°22′ в. д. Главный водораздел — Главный Кавказский хребет — начинается от Анапы и тянется на восток на протяжении 1500 км. На нем выделяются (с запада на восток) следующие части:

1) от Анапы до вершины Фишт — средневысотные горы так называемого лесного черноморского Кавказа. Этот отрезок хребта на меридиане Новороссийска достигает высоты 600 м, а Туапсе — 900 м. Современного оледенения в этой части Кавказа нет;

2) от вершины Фишт до меридиана Эльбруса (5638 м) располагаются Абхазские Альпы, с отчетливыми альпийскими формами рельефа. Высшая точка этого отрезка хребта — Домбай-Ульген — достигает 4040 м, а перевалы лежат на высоте примерно 2800 м (Клухорский перевал — 2816 м). Здесь существуют долинные ледники длиной до 4—5 км;

3) от меридиана Эльбруса до меридиана Казбека возвышается Центральный Кавказ, достигающий высот 5000 м и более. Эта горная цепь имеет много крупных ледников;

4) от меридиана Казбека до вершины Баба-Даг тянется отрезок с менее выраженным альпийским рельефом и с небольшим оледенением. Этот участок включает в себя Алазанские и Самурские Альпы и называется высокогорным Восточным Кавказом;

5) от вершины Баба-Даг до р. Сумгаит располагаются средневысотные горы; вследствие континентальности климата они безлесны и не имеют ледников.

Параллельно Главному Кавказскому хребту, на расстоянии 10—15 км от его осевой части, располагается Боковой хребет с бóльшими высотами, чем у Главного Кавказского. Здесь находятся Эльбрус, Казбек и другие вершины, поднимающиеся свыше 5000 м (Дых-Тау, Коштан-Тау). На склонах Бокового хребта имеется значительное оледенение.

К югу от Большого Кавказа в виде громадных треугольников лежат две низменности: Рионская (Колхидская) и Кура-Араксинская, отделяющие Большой Кавказ от Малого Кавказа.

Современного оледенения на Малом Кавказе нет, но широко развиты нивальные процессы, происходящие под влиянием весенних и летних снежников. К югу от Малого Кавказа лежит Армянское нагорье, средняя высота которого около 1500 м; на самой высокой вершине нагорья — Арагаце (Алагезе — 4095 м) — небольшой ледничок, возникший в ветровой тени западной вершины.

Кавказ расположен на границе двух широтных поясов — умеренного и субтропического — и между двумя обширными водоемами — Черным и Каспийским морями. Годовой радиационный баланс северных районов Кавказа достигает 40 ккал/кв. см, т. е. такой же величины, как и в самых южных районах Средней Азии. Закавказье — единственный район Европейской части СССР, в котором радиационный баланс зимой положителен. В летний период радиационный баланс приближается к величинам баланса тропических широт, благодаря чему здесь воздушные массы умеренных широт трансформируются в тропические.

В летний сезон сюда сдвигаются субтропические области повышенного давления, в которых выносится тропический воздух из Ирана и Малой Азии. Зимой на Кавказе проходят средиземноморские циклоны, приносящие на западе района обильные осадки, питающие оледенение снегом.

На северные склоны Кавказа и Предкавказья влияют главным образом северные и северо-восточные потоки воздуха, формирующиеся над равнинной частью Европейской территории СССР.

Большой Кавказ. Связь между атмосферными процессами и динамикой ледников Кавказа сформулирована В. М. Гигинейшвили, Е. А. Напетваридзе и К. И. Папинашвили (1960), которые считают, что колебания ледников Большого Кавказа зависят в основном от особенностей макроциркуляционных процессов, происходящих в атмосфере. По их мнению, интенсивное отступание ледников Большого Кавказа связано со значительным преобладанием зональной (т. е. распространяющейся в широтном направлении) циркуляции атмосферы, обусловливающей в холодную половину года повышенные термические условия в нижней половине тропосферы. Когда же преобладает меридиональная циркуляция, связанная с интенсивным выносом холодных масс воздуха в сторону Кавказа в холодную половину года, ледники Большого Кавказа наступают, увеличиваются или, во всяком случае, их отступание приостанавливается.

Климат высокогорной зоны Кавказа складывается под влиянием западных течений свободной атмосферы. По мере увеличения абсолютных высот над уровнем моря увеличивается количество осадков и понижается температура воздуха. В зависимости от степени увлажнения в этой зоне различают две климатические подобласти: западную — влажную и восточную — более сухую.

Вертикальная климатическая зональность проявляется в высокогорьях Кавказа очень отчетливо. В нижней зоне Большого Кавказа, начиная с высоты 600 м и кончая 2000 м, располагается пояс умеренно холодного климата западноевропейского типа со сравнительно теплой многоснежной зимой и прохладным летом. С высоты 2000 м и до 3000—3500 м лежит пояс климата альпийских лугов с холодным, коротким и прохладным летом. Продолжительная многоснежная зима сопровождается снежными заносами и падением лавин. Начиная с высоты 3000 м (на западе) и 3500 м (на востоке) располагается пояс климата вечных снегов и ледников.

Площадь оледенения Кавказа была подсчитана в конце прошлого столетия, когда были закончены топографические съемки в масштабе 1 : 42 000. По данным этих съемок

был составлен каталог ледников Кавказа. Общая площадь оледенения составляла тогда 1967 кв. км; из них на северный склон приходилось 1465 кв. км, а на южный — 502 км. Следует заметить, что съемки в те годы производились при помощи мензулы, т. е. на каждом нанесенном на карту леднике топографы поднимались по его поверхности вплоть до области питания. В период II Международного полярного года (1932) на Кавказе производились съемки только концов ледников. И лишь во время работ Международного геофизического года Эльбрусская экспедиция географического факультета Московского государственного университета вела здесь выборочные фототеодолитные и аэросъемки. Проведенные гляцио-геоморфологические работы позволяют утверждать, что оледенение на Кавказе повсеместно сокращается. Это единодушное мнение было высказано на Закавказской научной конференции по изучению снежного покрова и ледников Кавказа и опубликовано в тезисах докладов В. М. Гигинейшвили, Е. А. Напетваридзе, К. И. Папинашвили (1960).

Деградация оледенения подтверждается и работами географического факультета Харьковского государственного университета, проведенными по программе МГГ под руководством П. В. Ковалева (1960 и 1961) на северном склоне Западного Кавказа (бассейн р. Теберды), северном и южном склонах Центрального Кавказа (бассейны рек Баксана, Уруха, Ингури).

Впервые после публикации труда К. И. Подозерского «Ледники Кавказского хребта» в 1911 г. П. А. Иваньков (1959) проделал большую работу: он вычислил по крупномасштабным картам общую площадь оледенения Кавказа. Кроме того, он сравнил размеры ледников, вычисленных по топографическим картам, составленным по материалам аэрофотосъемок 1946 г. с картами 1890-х годов. П. А. Иваньков пришел к выводу, что площадь оледенения в некоторых районах увеличивается.

Данные П. А. Иванькова о числе ледников и площадях оледенения основаны на аэрофотосъемочных материалах, которые мы в дальнейшем проанализируем по отдельным районам оледенения. Здесь же отметим, что вывод об увеличении площади оледенения главным образом на южном склоне Большого Кавказа можно объяснить лишь тем, что, во-первых, не все ледники попали в каталог К. И. Подозерского, а во-вторых, на аэрофотосъемках некоторые

снежные поля были отдешифрированы как ледники и, следовательно, неточно отображены на карте.

Западный Кавказ. Размеры оледенения Западного Кавказа возрастают при движении вдоль хребта к юго-востоку, с увеличением абсолютных высот гор. Первые два каровых ледника встречаются на северном склоне массива Фишт. Они были описаны Н. Я. Динником (1890) в 1881 г. Площадь этих ледников в 1946 г. равнялась 1,19 кв. км (П. А. Иваньков, 1959). При движении к востоку ледники встречаются в верховьях рек бассейнов Белой, Уруштена, Малой и Большой Лабы. Это остатки быстро деградирующего оледенения, которое распалось на многочисленные каровые и висячие ледники, закрытые большим количеством обломочного материала. Места недавно исчезнувших ледников наследуются снежниками, похожими на аэрофотоснимках на ледники.

Все исследователи, побывавшие на ледниках в верховьях этих рек, указывают на следы значительного отступания ледников. Например, Н. А. Буш (1905), описывая ледник в верховьях р. Уруштена, указывал, что в 300—400 м ниже его современного конца имеется конечная морена.

В табл. 20 приведены данные об оледенении северного склона Кавказа от горы Фишт до верховьев р. Большой Лабы (перевал Лаба), составленные по материалам П. А. Иванькова.

Таблица 20

Оледенения северного склона Западного Кавказа

Районы	Число ледников	Площадь ледников, кв. км
Гора Фишт	2	1,19
Бассейны рек:		
Белая	55	7,25
Уруштен	15	3,12
Малая Лаба	78	8,74
Большая Лаба . . .	87	9,49
Всего	237	29,79

На южном склоне Главного Кавказского хребта на топографической карте показано 13 ледников общей площадью 0,96 кв. км, а на его отроге — Гагринском хребте—

еще 31 ледник общей площадью 2,99 кв. км. Но все это мелкие ледники, специально не изучавшиеся. В большинстве случаев они представляют собой пятна льда, прикрытые снегом, или же полностью растаявшие ледники, замещенные снежниками-перелетками.

Самые крупные и достаточно хорошо изученные ледники Западного Кавказа лежат между перевалом Лаба и Эльбрусом. Часть этих ледников была нами исследована в 1937 г., а затем в 1959 г. в связи с работами, проводившимися по программе МГГ. Крайние западные из обследованных нами ледников находятся в верховьях р. Большого Зеленчука.

Н. А. Буш (1905, т. 34) указывал, что безымянный ледник в верховьях р. Большого Зеленчука отступил за десятилетие с 1877 по 1896 г. на 168 м. Большой Софьинский ледник отступил за этот же период на 160—210 м. К 1959 г. Большой Софьинский ледник еще больше сократился и находился весь в каре. Теперь у него нет языка, когда-то свисавшего с ригеля.

В верховьях р. Маруха расположен интенсивно отступающий первый долинный Марухский ледник. Он отступает в среднем за год примерно на 15 м.

Быстро отступают и ледники в верховьях р. Аксаута, повторно посещенные Н. А. Бушем (1914).

Оледенение бассейна р. Теберды на территории Тебердинского государственного заповедника достаточно подробно исследовано в течение 78 лет — с 1881 по 1959 г. Здесь работали Н. Я. Динник, Н. А. Буш, А. В. Мушкетов, А. Л. Рейнгард, Г. К. Тушинский, П. А. Утяков и П. В. Ковалев. Сводные труды по оледенению Тебердинского района, основанные на многолетних стационарных исследованиях, принадлежат Г. К. Тушинскому (1949) и П. В. Ковалеву (1961.) Все исследователи, непосредственно изучавшие тебердинские ледники, отмечали отступание концов ледников, их утонение и уменьшение их площади. Эти данные сведены в таблицу 21.

К бассейну р. Кубани относятся ледники, лежащие в верховьях рек Даут, Учкулан, Узункол, Чаринкол, Кичкинекол и Уллуозень. Долинный ледник Даут был обследован в 1881 г. Н.Я. Динником, а в 1896 и 1909 гг. —Н. А. Бушем. За период с1897 по 1909 г. ледник отступил на 344 м, сокращаясь в среднем на 29 м в год. Все ледники в обследованных районах интенсивно отступают.

Таблица 21

Ледники бассейна Теберды

Ледник	Годы исследований	Годовая скорость отступания ледников, м	Исследователь
Амануз . . .	1896—1937	18,0	Г. К. Тушинский
	1887—1955	15,0	П. В. Ковалев
Алибек	1895—1937	10,0	Г. К. Тушинский
	1904—1957	2,5	П. В. Ковалев
Птыш	1907—1937	12,5	Г. К. Тушинский
Клухорский перевальный .	1896—1937	5,0	Г. К. Тушинский
Хокель	1897—1909	29,7	Н. А Буш
Чотча	1897—1907	17,2	Н. А. Буш
	1895—1937	10,0	Г. К. Тушинский
Буульген . . .	1895—1937	45,0	Г. К. Тушинский

Всего на северном склоне Западного Кавказа на отрезке между перевалом Лаба и Эльбрусом, по данным П. А. Ивань-кова, ледники по бассейнам распределяются так:

Бассейны рек	Число ледников	Площадь ледников, кв. км
Зеленчук .	62	40,08
Аксаут . .	69	40,51
Теберда . .	125	81,80
Кубань . .	120	89,60
Всего	376	251,99

Ледники южного склона Главного Кавказского хребта на этом отрезке ввиду больших трудностей, возникших при их исследовании, не изучены. Автору книги пришлось вести детальные изыскания на отрезке Главного хребта между Марухским перевалом и Эльбрусом по долинам Ацгары (Чхалты) и Сакена. Почти отвесные склоны Главного Кавказского хребта очень затрудняют подъем из Ацгары на ледники. В ряде случаев легче подняться из Тебердинского района по северному склону, а затем, перевалив через гребень Главного Кавказского хребта, спуститься на ледники южного склона.

П. А. Иваньков приводит следующие размеры оледенения южного склона на 1946 г.:

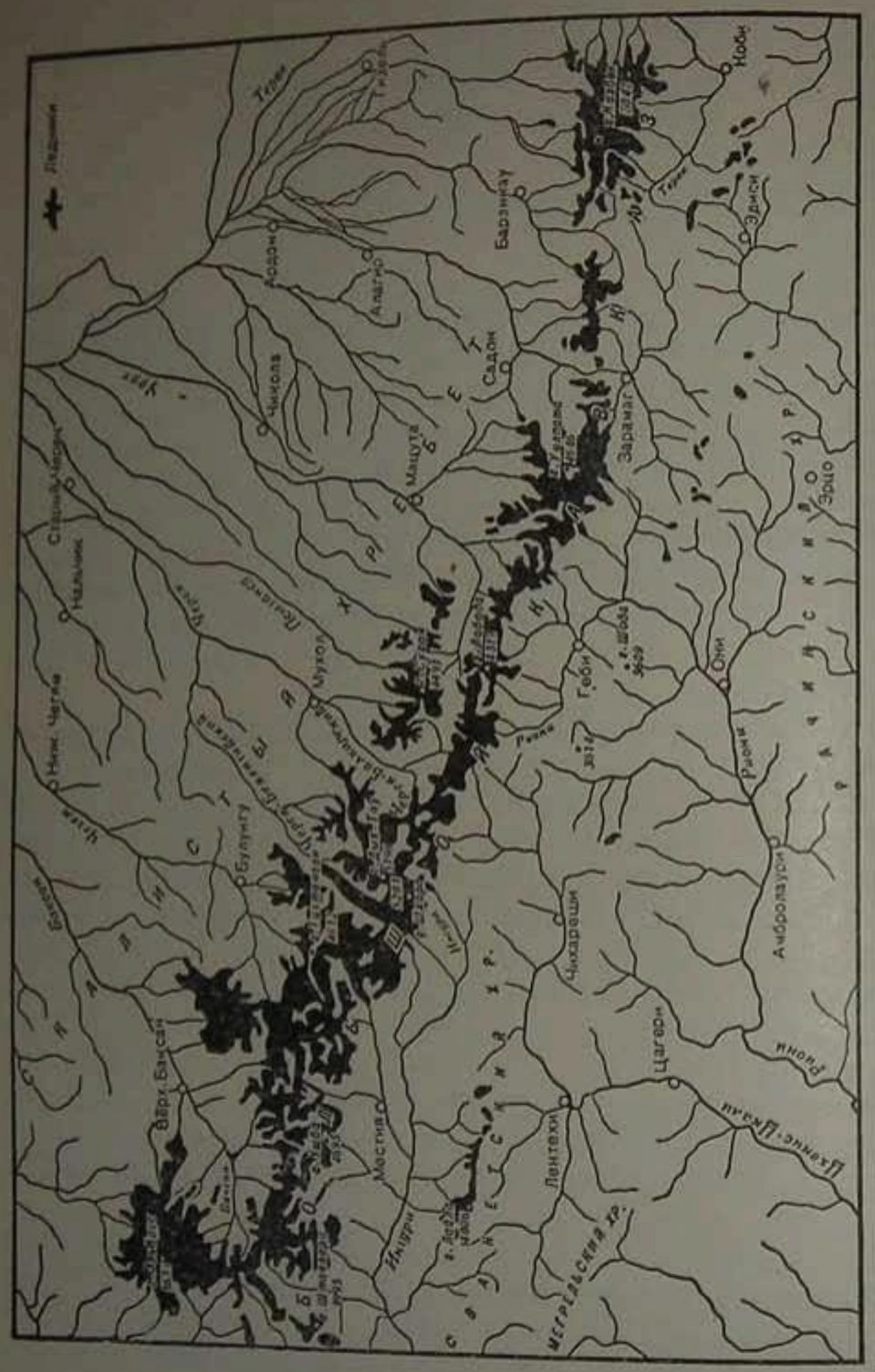
Бассейны рек	Число ледников	Площадь ледников, кв. км
Бзыбь . . .	45	9,66
Чхалта . .	85	35,37
Кодори . .	79	52,17
Ингури . .	65	62,22
Всего	284	159,42

Южный склон Главного Кавказского хребта характеризуется большой снежностью и падением крупных лавин, и поэтому здесь очень много навеянных и лавинных снежников, которые иногда принимают за мелкие леднички. В конце прошлого столетия многие из них не были нанесены на карту, и, следовательно, нельзя согласиться с П. А. Иваньковым, утверждавшим, что оледенение южного склона Главного Кавказского хребта увеличилось на 20%: за этот период не только появились новые, но полностью исчезли некоторые ледники, указанные в каталоге К. И. Подозерского.

На основании съемок 1946 г. П. А. Иваньков определил высоту снеговой границы на ледниках. В наиболее западной части северного склона снеговая линия лежит на высоте 2744 м, что можно объяснить выпадением большого количества твердых атмосферных осадков. К востоку снеговая линия на ледниках северного склона повышается до 3000 м в бассейне р. Теберды и 3100 м в бассейне р. Кубани. Средняя высота снеговой линии около 3000 м. На южном склоне снеговая линия находится на высоте в среднем около 3100 м, т. е. на южном склоне она находится на 100 м выше, чем на северном, что связано с различной экспозицией склонов. В старых работах, наоборот, всегда указывалось, что снеговая граница на южном склоне расположена на 200 м ниже, чем на северном.

Центральный Кавказ. Между Эльбрусом и Казбеком расположены районы наиболее интенсивного оледенения Кавказа (рис. 39). Ледники северного склона питают реки бассейна Терека, а южного — реки бассейнов Кодори, Ингури и Риони.

Н. М. Малиновская по нескольким пересечениям Кавказа, базируясь на метеостанции, расположенные на



различных высотах, определила высоту «уровня 365» на Центральном Кавказе (табл. 22).

Таблица 22

Высота «уровня 365» на Центральном Кавказе

Метеостанции	Высота над ур. моря, м	Число дней с устойчивым снежным покровом	Высота «уровня 365», м
Пик Терскол . .	3100	160	4300
Ледовая база . .	3700	270	
Они	789	90	4100
Шови	1600	120	
Мамисон	2850	240	
Казбеги нижняя .	1747	90	4200
Казбеги верхняя .	3656	300	

Массив Эльбруса. Вулканический массив Эльбруса поднимается значительно выше «поверхности 365». Уровень, на котором снег лежит 365 дней в году, находится в районе Эльбруса на высоте 4200 м, а западная его вершина поднимается до 5633 м, т. е. положительная разность оледенения достигает 1433 м.

В период Международного геофизического года (1956—1959 гг. включительно) Эльбрусская экспедиция Московского государственного университета и Института прикладной геофизики АН СССР вела стационарные исследования Эльбруса. Удалось установить, что оледенение уменьшается не только в своих периферических частях: вся ледяная поверхность Эльбруса испытывает утонение. Ледники здесь отступают неравномерно, неизбежно проходя через стадию мертвых льдов, которые возникают на протяжении многих сотен метров (600—700 м) и первое время производят впечатление живых ледников. Нижний край мертвых льдов сперва отступает с привычной для наблюдателя скоростью, а затем на всем участке этих льдов термокарстовые процессы начинают действовать так бурно, что за 5—6 лет ледниковый язык протяженностью во много сотен метров полностью исчезает. Именно такое положение создалось в настоящее время на леднике Большой Азау.

Изучение соотношения голоценовых лав и прислоненных к ним морен, а также находка на склонах Эльбруса участ-

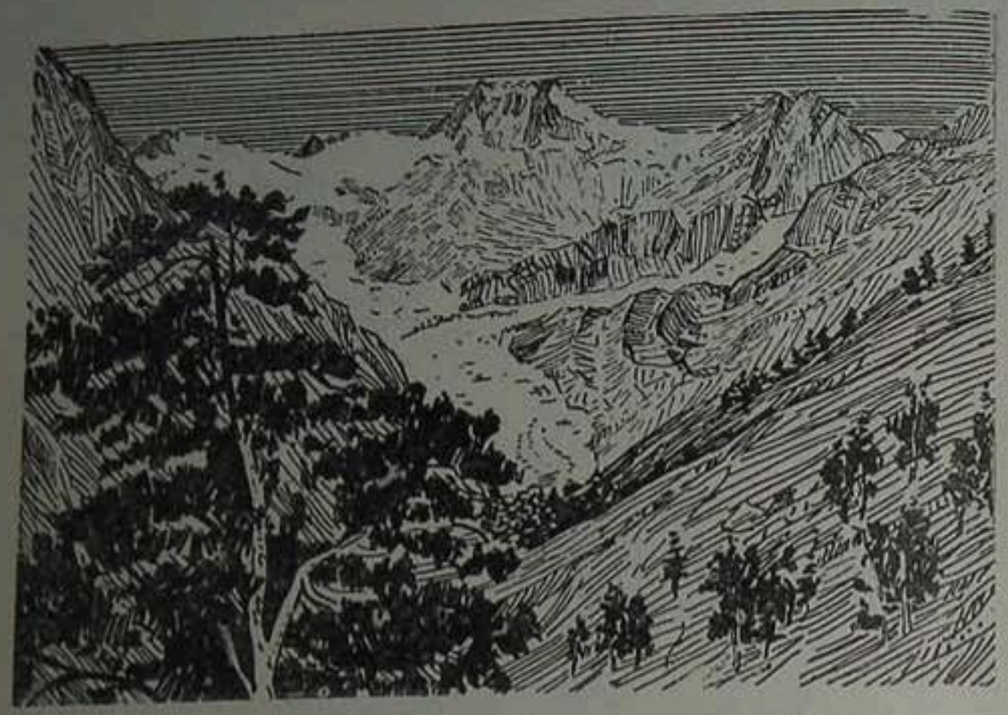


Рис. 40. Ледник Большой Азау в сентябре 1876 г.

Рисунок *Ю. Прыткова* по фото *Раева*

ков, на которых морены надвинуты на потоки голоценовых лав, позволяют утверждать, что после излияния лав оледенение разрасталось. Это было так называемое послелавовое оледенение, или оледенение 50-х годов прошлого столетия. Возникновение термина «оледенение 50-х годов» связано с тем, что первые сведения о значительном наступании ледников были получены в 1849 г., когда верховья р. Баксана посетил Г. Абих. Он писал, что высокие сосны, низверженные ледником, лежат на льдинах и опавших обломках, другие всем стволом вмерзли в ледяную массу, а их тенистые зеленые ветви свободно выходят наружу. Свежесть хвои сосен свидетельствует о том, что Г. Абих застал, вероятно, максимальное положение наступавших ледников, датируемое 1849 г. (рис. 40). Ныне долина Большого Азау освободилась ото льда (рис. 41).

В. Н. Короновский и Е. Е. Милановский (1958) достаточно убедительно доказали молодость излияния лав, на которые надвинуты морены 50-х годов. Лавовые потоки настолько свежие, что мы невольно обратились к историческим источникам. В «космографии», изданной в 1544 г. Себастьяном Мюнстером, Эльбрус показан на карте услов-

Рис. 41. Долина Большой Азау в августе 1959 г. Ледник отступил.

Рис. *Ю. Прыткова* по фото *Г.К. Тушинского*

ным значком действующего вулкана. Очевидно, необходимо продолжить изучение исторических документов, в частности средневековых. Известно, например, что излияние лав в Армении происходило в историческое время. Между тем, по Е. Е. Милановскому, андезито-дацитовые лавовые потоки Эльбруса, Казбека и вулканов Армении очень близки между собой как по химическому составу, так и по морфологии потоков.

После разрастания ледяной шапки Эльбруса и продвижения ледников вниз по долинам у нижних концов ледников возникли хорошо заметные конечные морены высотой до 20—40 и 60 м. Затем началось отступание ледников, которое фиксируется невысокими — 3—5-метровыми — конечными моренами, образующимися у концов ледников и в настоящее время. Морены возникали не под влиянием продвижения ледников, а в результате сползания моренного чехла с крутых поверхностей ледникового лба и оседания обломочного материала на косых сколах льда, возникающих на конце ледника.

Работы, проведенные Эльбрусской экспедицией МГУ, показывают, что размеры ледников Эльбруса за 70 лет — с 1887 по 1957 г. существенно уменьшились (табл. 23 и рис. 42).

Таблица 23

Уменьшение размеров ледников Эльбруса за 70 лет (1887—1957)

Ледники	Уменьшение размеров ледников	
	площадь, кв. м	длина, м
Южного склона		
Большой Азау	0,9	2184
Малый Азау	0,3	483
Гарабаши	0,1	882
Терскол	0,4	882
Ирик	0,8	1553
Ирикчат	1,1	1260
Итого	3,6	
Восточного склона		
Кынгыр-Сырт с языками Бирджалычиран и Чунгурчатчиран	2,3	735
Итого	2,3	
Северного склона		
Микельчиран	1,1	588
Кара-Чаул	0,6	378
Уллучиран	0,8	1491
Итого	2,5	
Западного склона		
Кюкюртли	0,2	
Другие ледники	5,2	504
Итого	5,4	
Общее сокращение контура оледенения	13,8	

В результате исследований, проведенных в 1956—1957 гг., нами были получены некоторые величины мощности, а также высказаны соображения о возможной толще фирна и льда Эльбруса. Мощности льдов оценивались нами в 60—80 м (Г. К. Тушинский и А. И. Капица, 1957). Дополнительные исследования, проведенные автором, а также данные Ю. Ф. Книжникова (1961), основанные на фотограмметрических работах, подтверждают величину предполагающихся мощностей льда.

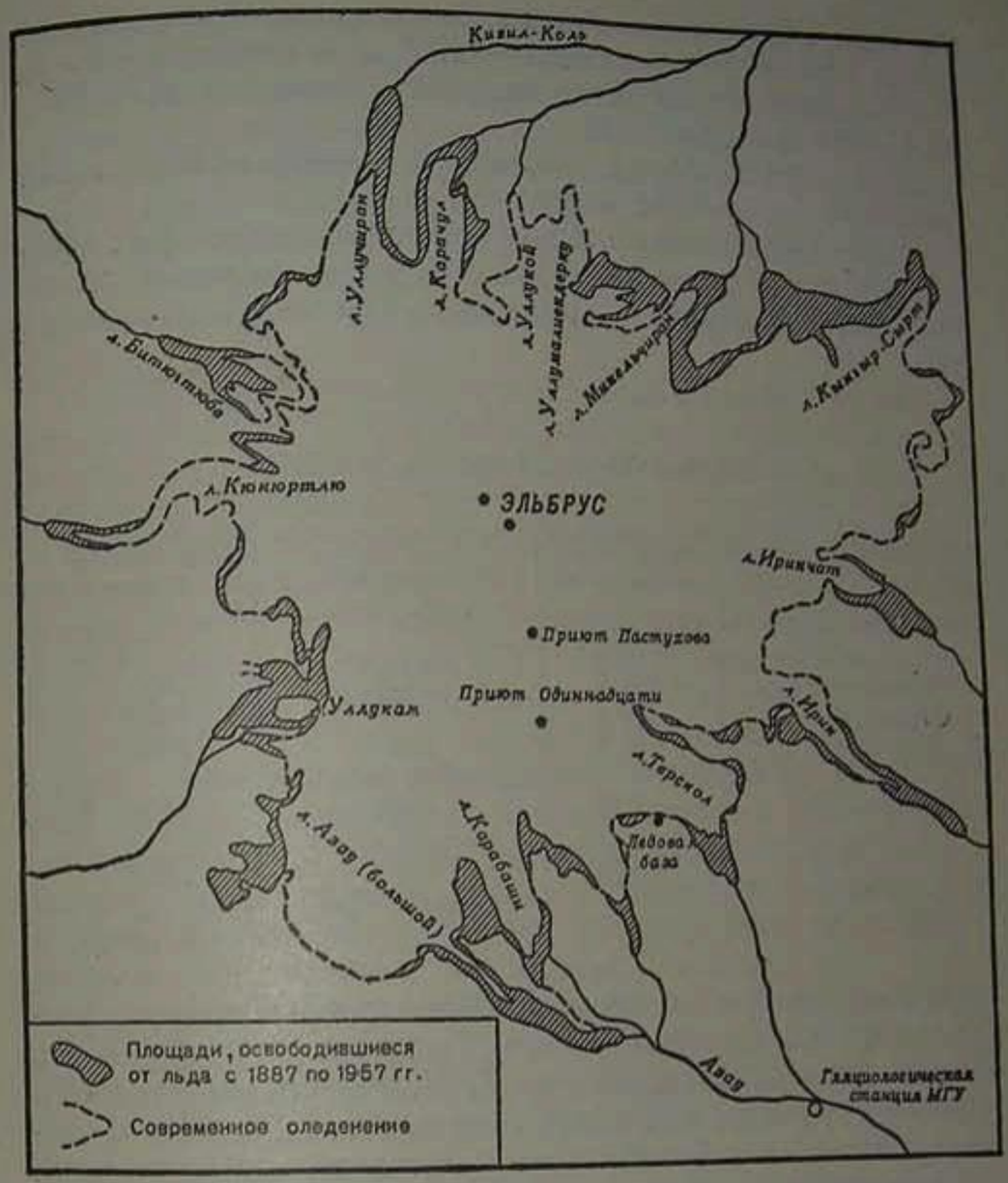


Рис. 42. Положение ледников Эльбруса в 1887 и 1957 гг. (*По Г. К. Тушинскому*)

А. В. Брюханов измерял по фототеодолитным стереопарам мощность ледяных обрывов, из-под которых выступают коренные породы. В результате установлено, что макси-

мальная мощность льдов на склоне южной экспозиции равна 94,3 м, минимальная — 40,9 м и средняя — 60 м. В отдельных точках были получены величины 44,3; 94,3; 58,9; 40,9 и 59,0.

На склоне Эльбруса северной экспозиции максимальная мощность равна 80 м, а средняя — 40 м.

Ю. Ф. Книжников определил при помощи стерефотограмметрических методов скорости движения ледников северного склона Эльбруса и вычислил по ним мощность ледника (табл. 24).

Таблица 24

Ледники северного склона Эльбруса

Ледник	Максимальная мощность ледника, м	Высота скоростного створа над ур. моря, м	Расстояние от конца ледника до створа, м
Микельчиран	100,0	3425	900
Карачаул	110,0	3450	1400
Уллучиран	90,0	3360 (середина ледника)	1800
	105,0	3360 (левый край)	1800
	110,0	3360 (правый край)	1800

Массив Казбека. Казбек, как и Эльбрус, располагается на Боковом хребте. Площадь оледенения его массива равна 135 кв. км (по Л. И. Маруашвили, 1937). Наиболее крупные ледники: Суатиси, Мна, Орцвери (Георгиевский), Абано, Девдоракский, Чачский и Майлийский.

Оледенение Казбека начали изучать с 1862 г. в связи с периодическими обвалами Девдоракского ледника, не раз прерывавшими движение по Военно-Грузинской дороге. Ледяные завалы создавали запруды на Тереке, выше которых возникали озера; прорыв этих озер вызывал опустошительные паводки. В литературе описаны катастрофические завалы 1776, 1785, 1808, 1817 и 1832 гг. В 1776 г. обвал с Девдоракского ледника запрудил Терек на три дня, а затем прорвавшиеся воды затопили селения, расположенные ниже Дарьяльской теснины. Завал 1832 г. создал в Дарьяльском ущелье запруду высотой 15 м и длиной 3,2 км. Поэтому еще Г. Абих (1871) и Г. С. Хатисян (1888)

указывали на важность изучения ледников Казбека в научном и практическом отношениях.

Интенсивное отступание ледников Казбекского массива приводит к накоплению большого количества обломочного материала, который не успевает закрепляться растительностью, так же как и скальные поверхности, освобождающиеся от ледников. Накопление большого количества обломочного материала способствует усилению селевой опасности, связанной с отступанием ледников Девдоракского, Орцвери и Абано.

Обвалы Девдоракского ледника были связаны с разрастанием оледенения в 50-х годах прошлого столетия. Следы наступания ледника фиксированы высокими — до 60 м — конечными моренами.

После максимального продвижения ледники начали сокращаться. За период с 1882 по 1955 г. ледник Суатиси отступил на 700—800 м (В. П. Виленкин, 1955). По данным Л. М. Рудакова, за период 1850—1959 гг. ледник Мна сократился на 1710 м, а ледник Абано — на 750—800 м.

Северный склон Центрального Кавказа. Положительная разность оледенения Центрального Кавказа выражается цифрой порядка 800—1000 м, что в сочетании с глубоко расчлененным рельефом создает благоприятные условия для существования ледников. Все ледники Кавказа за последнее столетие отступают. Единственным исключением был ледник Шхельда.

Ледник этот, окруженный известными вершинами Шхельда, Ужба, Чатынтау, Юсенги-Баши, Бжедух и др., получает питание со склонов Юсенги-Баши и Шхельды. Длина его 9,8 км, ширина в средней части 900 м и в концевой 450 м. Толщина льда в языковой части 50 м.

Еще в 1874 г. Абих отметил, что ледник быстро наступает, и объяснил это консервирующим влиянием обвального материала, лежащего на его поверхности. Все исследовавшие ледник в период с 1874 по 1925 г. подчеркивали, что он наступает (Н. Я. Динник, 1881; Н. В. Поггенполь, 1905; Н. А. Буш, 1911; В. П. Ренгартен, 1914; В. Я. Альтберг и Я. И. Фролов, 1925).

Любопытные сведения о наступании ледника Шхельды собрал П. С. Рототаев, который от местных жителей узнал, что до 1850 г. там, где сейчас лежит язык Шхельдинского ледника, была поляна, окруженная сосновым лесом. На этой поляне местные жители устраивали праздники. Затем

началось быстрое наступание ледника, которое следует связывать с его запоздалой реакцией на увлажнение в XV в. и, вероятно, с прекращением абляции в результате образования моренного чехла.

С 1925 г. и этот ледник начал отступать (С. П. Соловьев, 1931; А. М. Демченко, 1937, 1940; П. В. Ковалев и Г. П. Дубинский, 1947; Я. Н. Фролов, 1948).

В 1890 г. все крупные ледники северного склона были закартированы. Всего насчитывалось 379 ледников общей площадью 1035,63 кв. км. К 1946 г. утонение льда привело к распадению крупных ледников на более мелкие. Число их, по данным П. А. Иванькова, достигло 606, причем общая площадь уменьшилась до 834,17 кв. км (см. табл. 25). Таким образом, увеличение числа мелких ледников приведет к прогрессивному сокращению оледенения, так как все более нарушается принцип соответствия между рельефом, ледниками и климатом.

Таблица 25

Оледенение северного склона Центрального Кавказа

Районы	Количество ледников	Площадь ледников, кв. м	Высота снеговой границы, м
Гора Эльбрус	17	138,50	3500
Бассейны рек:			
Кубань (правые притоки)	5	2,68	
Малка	9	1,87	
Баксан	89	129,87	3405
Чегем	52	73,87	3500
Черек-Безингийский .	40	84,45	3800
Черек-Балкарский . .	104	135,02	3540
Урух	54	97,28	3380
Ардон	69	53,99	3446
Фиагдон	32	14,32	3557
Гизельдон	19	36,52	3570
Терек (левые притоки)	116	65,73	3903
Всего	606	834,17	

Данные таблицы, составленной П. А. Иваньковым, показывают, что снеговая граница от бассейна р. Баксана к бассейну р. Терека поднимается на 500 м; это можно объяс-

нить уменьшением количества твердых атмосферных осадков.

Южный склон Центрального Кавказа. Южный склон и система хребтов, отходящих от него под углом к юго-западу, очень многоснежны. Исследователю, пересекающему Главный Кавказский хребет с юга на север, эта многоснежность особенно бросается в глаза. Миновав любой перевал, приходится еще много километров идти по долинам, в которых лежат большие фирновые поля и многочисленные снежники.

На южном склоне крупные ледники имеются в Сванетии. Туда по долине Ингура, как по каналу, проникают влажные потоки воздуха. Обильное питание ледников здесь связано с благоприятными условиями рельефа.

Крупные долинные ледники Сванетии отступают. По данным Л. И. Маруашвили (1936), за период с 1890 по 1936 г. ледник Твибер стал короче на 1200 м, Китлод — на 1400 м, Цаннер — на 1500 м, Нагеб — на 900 м. В литературе есть указания на то, что Гульский ледник отступил на 160—200 м (1896—1899), Чалаат — на 750 м (1896—1933) и Лекзыр — на 1230 (1896—1933).

Таблица 26

Динамика ледников Сванетии (бассейн Ингура)

Ледник	Высота концов ледников над ур. моря, м			Сокращение длины ледников, м			
	1890 г.	1933 г.	1958 г.	1890—1933 гг.	за год	1933—1958 гг.	за год
Чалаат	1619	1738	1754	750	17,7	810	81
Лекзыр	1782	1857	1869	1230—1250	30	600	23
Твибер	2028	2110	—	800—900	20	520	20
Цаннер	2080	—	—	900—1000	22	160	6
Нагеб	—	—	—	600	14	—	—
Адиш	2266	2296	2298	200—250	5	170	6
Ушба	2326	2410	2418	300—350	7,6	450	17
Шхара	2383	2393	2408	—	—	350	13
Долра	2417	2467	2552	300—500	7,6	210	8
Халде	2451	2471	2482	200—150	4	150	6
Ингур	2609	2639	2703	150	3,5	332	13
Гуль	2739	2789	2859	160—200	4,3	110	4

Экспедициями Харьковского университета, работавшими по программе МГГ под руководством Г. П. Дубинского

и П. В. Ковалева (1961), установлено, что за период с 1890 по 1958 г. размеры ледников значительно сократились. Многие ледники, упоминавшиеся в каталоге К. И. Подозерского, за указанный период вовсе исчезли. Динамика ледников Сванетии (бассейн Ингура) дана в табл. 26.

В табл. 27 (по данным П. А. Иванькова на 1946 г.) указаны число и площадь ледников, а также высота снеговой границы по южному склону Центрального Кавказа.

В связи с уменьшением количества твердых атмосферных осадков снеговая граница закономерно поднимается к востоку: в бассейне р. Ингури — до 3300 м, а в бассейне р. Риони — до 3392 м.

Таблица 27

Оледенение и высота снеговой границы южного склона Центрального Кавказа

Бассейны рек	Число ледников	Площадь ледников, кв. км	Высота снеговой границы, м
Ингури	145	287,36	3300
Цхенис-Цкали	44	20,52	3363
Риони	77	64,40	3392
Большая Лиахва	34	10,41	—
Белая Арагва	35	2,64	—
Всего	335	385,33	

Восточный Кавказ. К востоку от Казбека размеры оледенения быстро убывают, и ледники можно встретить лишь в районе Перикительского и Богосского хребтов, на массиве Тебулос Мта и в так называемом Сланцевом, или Верхнем, Дагестане — типичной высокогорной стране, отдельные вершины которой достигают высоты более 4000 м (Богосский — 4140 м, Базар-Дюзи — 4484 м и т. д.). Граница вечных снегов находится на высоте около 4000 м.

В верхнем поясе гор на высоте 3200—4000 м отчетливо заметно влияние на рельеф нивальных и ледниковых процессов. На значительном протяжении прослеживаются троги. Высокогорный Дагестан прорезан глубокими каньонами, которые в зимнее время чрезвычайно лавиноопасны. Существование ледников Дагестана следует объяснять не положением абстрактной климатической снеговой границы,

а вполне реальными условиями, о которых пишет И. М. Кисин (1960, стр. 54): «Главными источниками питания ледников являются снежные и фирновые массы, сползающие и обрушивающиеся со склонов, и метелевый перенос снега; выпадение же твердых осадков непосредственно на поверхность ледников, ввиду их небольшой площади и вследствие малого поля осадконакопления, играет второстепенную роль».

Угасающее оледенение представлено каровыми ледниками, существующими на дне узких ущелий за счет скопления лавинного снега. На Богосском хребте небольшие ледники расположены на дне древних цирков у склонов северной экспозиции.

Утонение всей поверхности ледников, включая и фирновый бассейн, привело к протаиванию подледных скальных гребней, вследствие чего даже в области питания ледники оказались разделенными невысокими гребнями.

Ледники Дагестана отступают довольно быстро. Ледник Южный (верховья р. Киль) за 70 лет отступил на 300—400 м, а ледник Беленги за 50 лет — на 220 м.

Б. А. Будагов и И. М. Кисин (1959) указывают, что оледенение Восточного Кавказа находится в регрессивной фазе. Среднегодовая величина их отступания в многолетнем разрезе колеблется от 3,9 (ледник Муркар) до 22,4 м (ледник Юго-восточный). Оба автора считают, что величина отступания особенно возросла с 30-х годов нынешнего столетия; так, например, скорость отступания ледников Беленги, Зигитан и Тикицар возросла за последние 20—25 лет в 2—3 раза. Наибольшие потери льда (3 140 240 куб. м в год) у ледника Беленги, наименьшие (139 300 куб. м. в год) — у ледника Южный.

Соотношение размеров ледников и вмещающих их каров таково, что ледники будут уменьшаться со все увеличивающейся скоростью.

Б. А. Будагов и И. М. Кисин (1959) объясняют угасание оледенения потеплением климата в последние десятилетия.

В табл. 28 (по данным П. А. Иванькова на 1946 г.) показано число ледников северного склона Восточного Кавказа и площадь, занимаемая ими.

П. А. Иваньков указывает, что на южном склоне Восточного Кавказа имеются лишь два ледника общей площадью 0,97 кв. км. Оба они существуют только благодаря значительной концентрации лавинного снега.

Таблица 28

Оледенение северного склона Восточного Кавказа

Бассейны рек	Число ледников	Площадь, занимаемая ледниками, кв. км	Высота снеговой линии, м
Терек (правые притоки) . .	60	21,32	3530
Асса	27	11,00	3290
Аргун	62	35,86	3534
Андийское Койсу	41	16,26	3630
Аварское Койсу	41	7,57	3523
Кара-Койсу	58	12,76	3587
Самур	24	9,66	—
Всего . . .	313	114,43	

Закавказье. В Закавказье интенсивная деятельность нивальных процессов проявляется в районе Малого Кавказа, в западной части которого зимы весьма многоснежны. Перелетовывающие снежники и небольшие леднички располагаются в районе Капыджик (на высоте 3906 м); они питаются снегом лавин, скатывающихся по стенкам разрушенных каров. П. А. Иваньков (1959) указывает, что в 1952 г. здесь было 44 ледничка общей площадью 0,15 кв. км.

Самая южная точка в пределах Армянского нагорья, где встречается оледенение, — это вулканический массив Арагац, занимающий пространство до 60 км с севера на юг и 75 км с востока на запад. Высота его достигает 4095 м. Выпуклая, щитообразная поверхность массива Арагаца покрыта многочисленными потухшими кратерами и залита обширными потоками лавы и вулканического пепла, образующими мощные залежи туфов и пемзы. Склоны Арагаца покрыты альпийскими лугами. Среди зубчатых вершин массива — остатков стенок разрушенного кратера — имеется только один небольшой ледник, обследованный Н. О. Бурчак-Абрамовичем (1948). Ледник занимает восточный склон западной вершины и северный склон южной вершины. Этот ледник существует из-за благоприятных условий экспозиции, а также западного метелевого переноса снега.

Горы юга Средней Азии

Памиро-Алай. Средняя высота гребня Алайского хребта 4571 м; многие его вершины достигают 5000 м, а высшая точка — 5880 м. Хребет имеет резко асимметричный про-

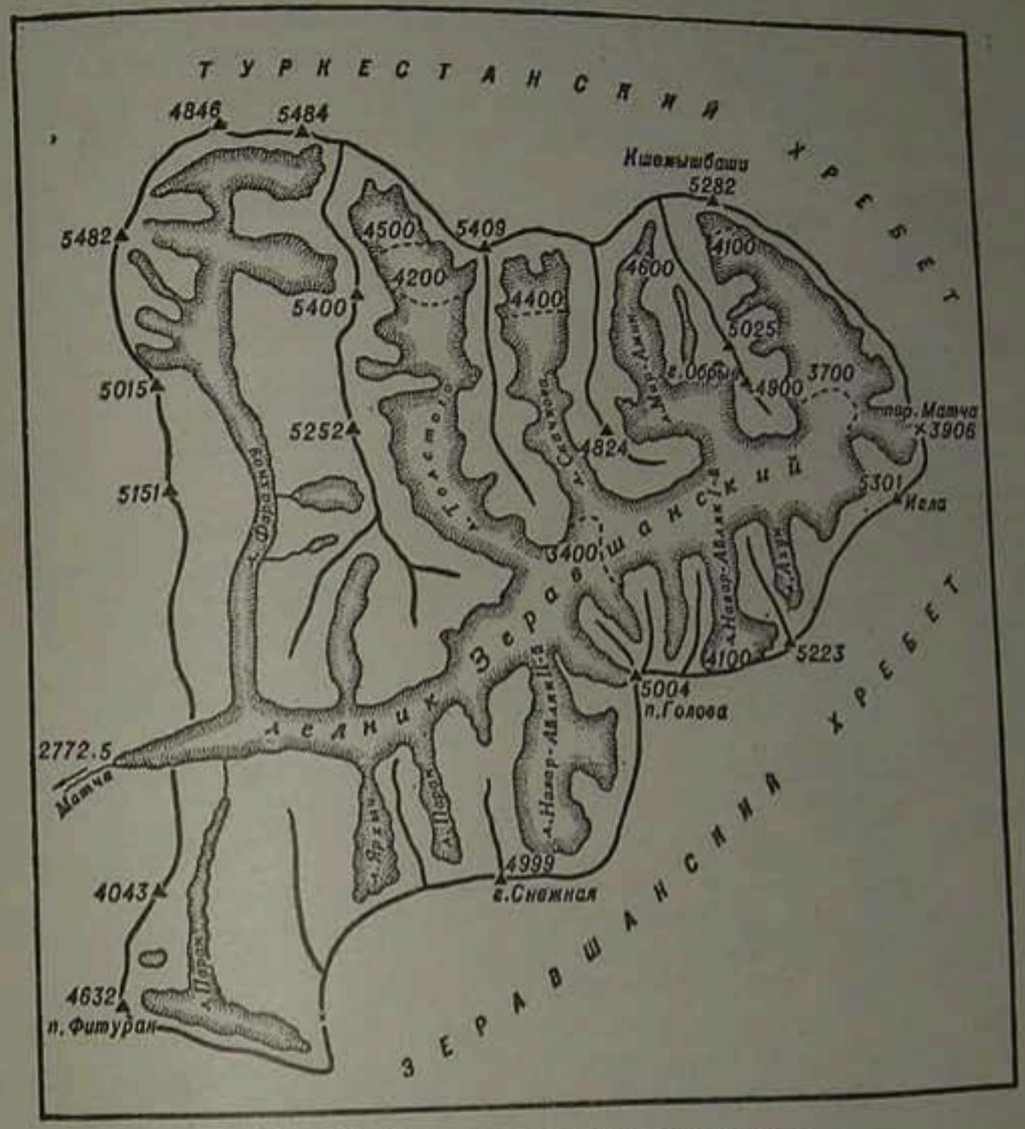


Рис. 43. Схема Зеравшанского ледника

филь — северный склон длинный и пологий, а южный короткий и крутой. Мощные ледники северного склона Алайского хребта дают воду для рек, орошающих Ферганскую долину. На склоне южной экспозиции и орография неблагоприятна для оледенения, и ледников там мало.

К западу от перевала Матча Алайский хребет дает три виргации: Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты. Орографически Туркестанский хребет — продолжение Алайского. В месте сочленения Алайского, Туркестанского и Зеравшанского хребтов в Матчинском горном узле на склоне западной экспозиции располагается Зеравшанский ледник длиной 25 км и площадью 41 кв. км (рис. 43).

Оледенение северного склона Алайского хребта Н. Л. Корженевский (1955) описывает по бассейнам рек (табл. 29). Это особенно оправдано при рассмотрении вопросов орошения засушливых территорий. Ледники здесь располагаются в верховьях почти всех крупных рек. Следует заметить, что кроме ледников на дне многих долин на высотах более 3000 м наблюдаются лавинные снежники мощностью до 20 м, которые также дают много талых вод для орошения.

Таблица 29

Оледенение северного склона Алайского хребта

Бассейны рек	Количество ледников	Площадь оледенения, кв. км	Высота снеговой границы, м
Сох	88	152	3600
Исфайрам-Сай	57	106	4300—4500
Карадарья	48	61	4160
Исфара	11	70	4130
Шахимардан	19	22,4	4236
Ак-Бура	22	Нет сведений	4000
Араван-Сай	6	» »	—
Итого	250		

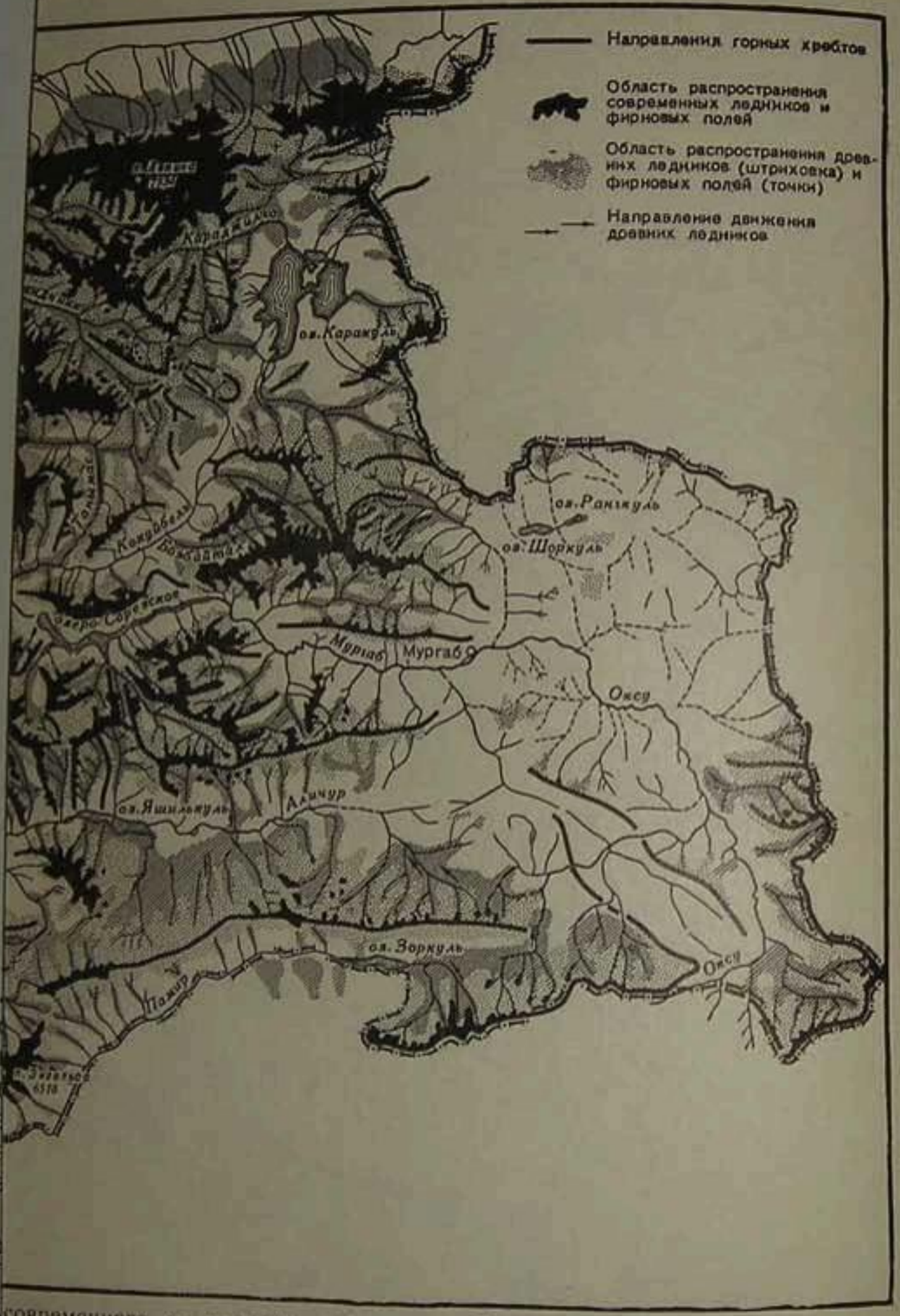
В долине Карадарьи на высоте 3060 м встречаются лавинные снежники мощностью 50 м, а в долине р. Гондук в июле снеговые пятна отмечены на высоте 2100 м. Снеговые мосты, созданные лавинными снежниками, неоднократно наблюдались в июле и августе начиная с высоты 3000—3200 м. Орографическая снеговая граница спускается здесь на 1000 м ниже снеговой границы, определенной на ледниках. Даже самые крупные ледники Алайского хребта существуют за счет лавинного питания, т. е. их бассейны находятся ниже «уровня 365». Поверхность этих ледников, по замечанию Н. Л. Корженевского (стр. 58), заканчивается у подножия крутых склонов намного ниже снеговой границы. Все ледники Алайского хребта находятся в состоянии деградации.

Памир. Это наиболее высокий участок амфитеатра гор, обрамляющий Советский Союз с юга. Северная граница Памира тянется по Заалайскому хребту, западная — по долине р. Пянджа, южная — по Ваханскому хребту, а

Вклейка 1

СХЕМА
ОРОГРАФИИ ПАМИРА
Составил Р. Д. ЗАБИРОВ
20 0 20 40 км
Направления горных хребтов
Фирновые поля и ледники
Кызылсу
Сурхоб
ЗААЛАЙСКИЙ ХРЕБЕТ
пер. Терсагар
Саукдара
пер. Кызыларт
Маркансу
Караджилга
Балянджиик
Муксу
ХРЕБЕТ ПЕТРА ПЕРВОГО
7495
Обихингоу
ХР. СЕВ. ТАНЫМАС
ХР. ЗУЛУМАРТ
оз. Каракуль
САРЫКОЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ
Ванч
ВАНЧСКИЙ ХРЕБЕТ
Ягзулем
Танымас
Кокуйбель
пер. Акбайтал
Юж. Акбайтал
оз. Рангкуль
оз. Шоркуль
ПШАРТСКИЙ ХРЕБЕТ
Мургаб
МУРГАБ
оз. Сарезское
Бартанг
Оксу
БАЗАРДАРИНСКИЙ ХРЕБЕТ
оз. Яшилькуль
Аличур
Гунт
ХР. БАКЧИГИР
пер. Койтезек
ЮЖНО-АЛИЧУРСКИЙ ХРЕБЕТ
оз. Зоркуль
Памир
ХОРОГ
Шахдара
Немос
ШАХДАРИНСКИЙ ХР.
Пянж
ВАХАНСКИЙ ХРЕБЕТ
АФГАНИСТАН
КИТАЙ

Вклейка 4



современного и древнего оледенения Памира

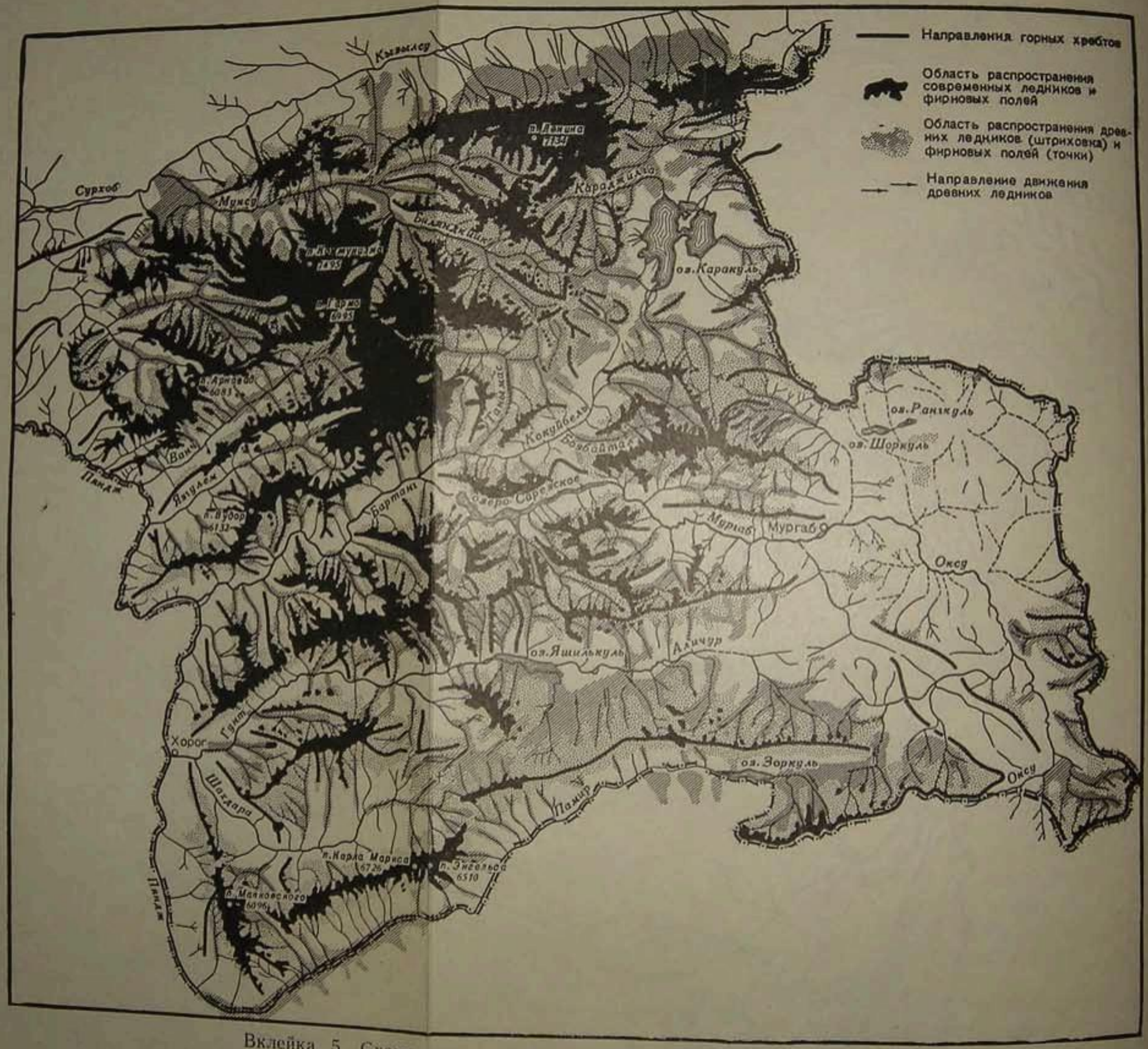
Составил *Р. Д. Забиров*

Рис. 44. Высшая точка Советского Союза — пик Коммунизма в хребте Академии Наук

Фото *А. И. Ковыркова*

восточная — по Сарыкольскому. В этих пределах лежат высочайшие точки СССР — пик Коммунизма (7495 м — рис. 44) и пик Ленина (7134 м). Орографическое строение Памира (см. вклейку 4) благоприятствует существованию оледенения. Два основных направления хребтов — меридиональное (хребты Академии Наук, Зулумарт, Сарыкольский) и широтное (хребты Петра Первого, Дарвазский, Ванчский, Язгулемский, Рушанский, Шугнанский) — создают систему долин, открытых на запад, по которым, как по глубоким каналам, поднимается поступающий с запада воздух, отдающий влагу на наветренных склонах и питающий крупнейшие ледниковые районы.

По глубине расчленения рельефа Памир делят на Восточный и Западный. Восточный Памир — высокогорная пустыня, лежащая на высоте приблизительно 4000 м, с хребтами, абсолютная высота которых примерно 5000 м и относительная около 1000 м. Оледенение располагается здесь только в наиболее высоких участках хребтов. Нам пришлось наблюдать, например, лишь небольшие леднички на западном склоне Сарыкольского хребта, свидетельствую-



Вклейка 5. Схема современного и древнего оледенения Памира

Составил *Р. Д. Забиров*

щие о том, что в этом районе выпадает ничтожное количество твердых атмосферных осадков.

Западный Памир — сильно расчлененная эрозией горная страна с глубиной вреза речных долин до 3500—4000 м, по которым проникают воздушные потоки, несущие обильные осадки. Границу между Западным и Восточным Памиром проводят от ледника Федченко на Усойский завал, а затем по озерам Яшилькуль и Зоркуль.

Хребты огромной высоты стоят здесь на пути влажных потоков воздуха: ведь начиная с 3000 м господствует западный перенос воздушных масс. Поэтому западные, наветренные, склоны получают достаточно твердых атмосферных осадков для питания ледников, особенно в долинах широтного направления, обрамленных высокими хребтами. Именно в таких долинах возникли крупные древовидные ледники Гармо и Гандо.

Размеры современного оледенения и основные закономерности в распределении ледников Памира уточнил и выявил Р. Д. Забиров (1955). По новейшим картографическим материалам он подсчитал ледники Памира (см. вклейку 5). В составленном им каталоге зарегистрировано 1085 ледников длиной более 1,5 км, а общая площадь оледенения оценивается в 8041 кв. км. Ледники в зависимости от их размеров составляют несколько групп:

Длина ледников, км	Число ледников
До 2	383
2—4	397
4—6	183
6—8	56
8—10	22
10—12	13
12—14	12
14—16	3
16—18	6
18—20	3
Свыше 20	7
Всего	1085

Во время Международного геофизического года основные гляциологические исследования велись на леднике Федченко, где с июля 1957 г. по сентябрь 1959 г. работала

Гляциологическая экспедиция Института математики Академии наук Узбекской ССР.

На территории Памира очень ярко сказывается эффект перехватывания осадков меридиональными хребтами. На схеме высот снеговой линии, составленной Р. Д. Забировым (1955), в юго-западной части Памира она лежит на высоте до 4000 м, а в восточной, в районе Сарыкольского хребта, — на высоте 5000—5100 м. Соответственно различаются и годовые суммы осадков: на Западном Памире выпадает до 800 мм, на Восточном — 50—75 мм.

Для Памира определение высоты «уровня 365» (табл. 30) производилось по двум сечениям: для Западного Памира использованы данные метеостанции Рохаров (1084 м) и метеостанции ледник Федченко (4169 м).

Таблица 30

Высота „уровня 365" в Западном Памире

Метеостанция	Высота над ур. моря, м	Число дней с устойчивым снежным покровом	Высота „уровня 365", м
Рохаров	1804	90	—
Ледник Федченко	4169	270	5400
Ош	1013	60	—
Гульча	1561	90	—
Ак-Басага	2800	150	—
Сары-Таш	3207	180	—

Из сопоставления данных таблицы с абсолютными высотами гребней хребтов и отдельных высоких массивов можно заметить, что положительные разности оледенения на Памире выражаются величиной до 2000 м, а отрицательные — от 500 до 1500 м.

На Восточном Памире оледенение развито меньше, чем на Западном. Но несмотря на ничтожное количество осадков, сочетание низких температур и больших скоростей ветра в зимнее время, а также короткое лето с частыми ночными холодами создают условия для существования ледников на Восточном Памире.

Рассматривая составленную Р. Д. Забировым схему высот снеговой линии (см. вклейку 6), можно проследить основные климатические закономерности Памира.

Для характеристики климата Западного Памира можно использовать данные метеостанции ледника Федченко, на-

Рис. 45. Заалайский хребет и пик Ленина

ходящейся на высоте 4200 м. Здесь абсолютные минимумы достигают —31,4°, средняя температура июля 3,9°, а максимальная 15,5°.

При оценке влияния температуры воздуха на абляцию на Памире следует обязательно учитывать влажность воздуха. По наблюдениям Р. Д. Забирова в 1948—1949 и 1950 гг., относительная влажность в 13 часов колебалась в пределах 15—29%. При столь сухом воздухе преобладает испарение льда и снега, а не таяние. А так как на испарение льда и снега требуется в 8,5 раза больше тепла, чем на таяние, то процесс абляции происходит здесь медленнее. Учитывая, что процессы испарения ускоряются при низком давлении, интенсивность их должна быть достаточно большой, а следовательно, поверхность снега и льда выхолаживается за счет испарения.

З а а л а й с к и й х р е б е т протяженностью в 240 км, высшая его точка — пик Ленина — достигает 7134 м (рис. 45).

Это крупнейший очаг оледенения. Р. Д. Забиров указывает, что здесь имеется 12 ледников длиной более 8 км, а длина 4 ледников превышает 15 км. На северном склоне лежат котловинные ледники, среди которых крупнейший по площади (79,9 кв. км) ледник Ленина. Длина ледника Корженевского 19,5 км. На южном склоне благодаря более

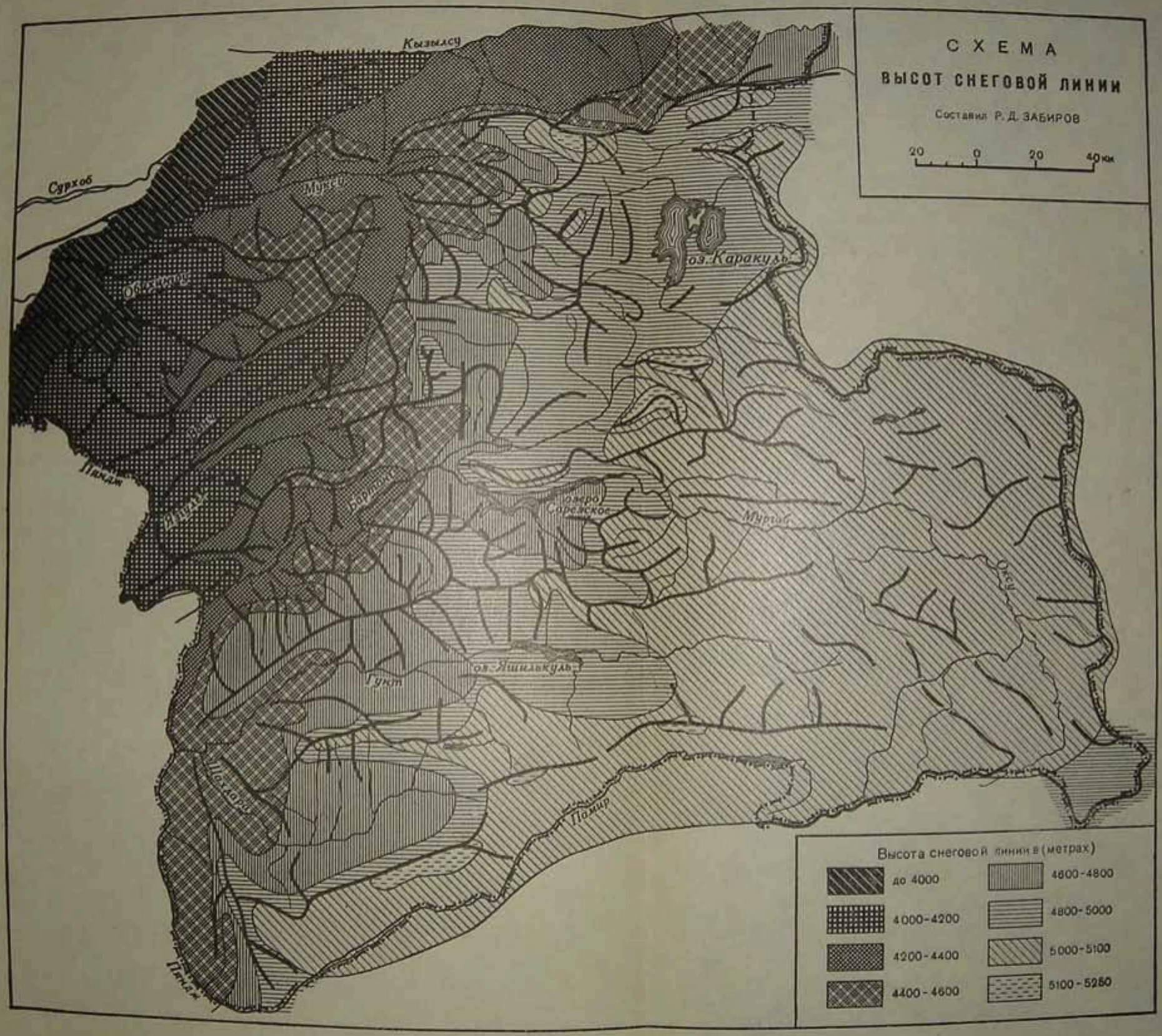
а

е минимумы
ля 3,9°, а

на абляцию
жность воз-
48—1949 и
колебалась
преобладает
на испаре-
тепла, чем
есь медлен-
яются при
ь достаточ-
ега и льда

ю в 240 км,
ет 7134 м

биров ука-
более 8 км,
ном склоне
рупнейший
на ледника
одаря более



Вклейка 6. Районы с различной высотой снеговой линии на Памире.

благоприятным орографическим условиям распространены крупные долинные ледники, и среди них древовидный ледник Большой Саукдара длиной 22 км.

Хребет Зулумарт протянулся меридионально, высшая его точка — пик Белецкого (6030 м). 70% ледников находится на склоне западной экспозиции. Наибольшему оледенению подвержены склоны северо-восточной и северной экспозиции; особенно благоприятны условия питания ледников на высотах более 5000 м.

Хребет Академии Наук располагается меридионально, поперек западному переносу воздушных масс, которые способствуют отложению снега на наветренном склоне, а затем его метелевому перераспределению в подветренную тень. Именно это и может создавать питание гигантского ледника Федченко.

Средняя высота хребта в северной части на протяжении 31 км составляет примерно 6361 м, здесь же возвышается самая высокая вершина Советского Союза — пик Коммунизма —7495 м. К югу средняя высота хребта также огромна —5757 м. Крутые западные склоны поднимаются над днищами долин на 3000 м; они способствуют лавинному питанию ледников, которые залегают в долинах, подходящих к хребту Академии Наук с запада. Общая площадь оледенения на хребте 1500 кв. км.

Исследования ледника Федченко были начаты в 1928 г. (Памирская экспедиция АН СССР) и продолжены в 1932—1933 гг. (II Международный полярный год). С 1957 по 1959 г. Академия Наук Узбекской ССР проводила комплексное изучение этого грандиозного ледника (рис. 46).

Гляциологическая экспедиция Института математики Академии наук Узбекской ССР организовала на леднике Федченко в трех точках — на высоте 2900, 4220 и 4900 м — станции, которые вели круглогодичные наблюдения. Их результаты обобщены в коллективной монографии «Ледник Федченко», опубликованной в 1962 г.[1]

Длина ледника составляет 71,7 км, а с Большой фирновой мульдой — 75,2 км. Средняя ширина по стволовой части достигает 2,5 км. Отметка нижнего конца 2904 м. Ледник Федченко принимает 20 ледников-притоков. Площадь водосборного бассейна 1375 кв. км, площадь оледе-

[1] В дальнейшем здесь мы ссылаемся на эту монографию, указывая авторов соответствующих статей.

Рис. 46. Ледник Федченко Фото Опуховского

нения и снежников — 992 кв. км, что равно 72% поверхности бассейна (В. К. Ноздрюхин и А. А. Крейтер).

Фирновая область располагается по всему горному обрамлению. Снеговая граница на леднике Федченко располагается на высоте 4650 м.

Сейсмическое зондирование показало, что ледник Федченко представляет собой трехслойную среду, состоящую из слоя льда, подстилающего его промежуточного слоя и коренных пород. Мощность льда в средней части ледника составляет 700—1000 м. В нижней части мощность его уменьшается до 400—300 м, с постепенным вклиниванием льда (В. А. Пак и В. Н. Яковлев). Предполагается, что промежуточный слой представляет собой морену, сцементированную льдом.

Такое же строение характерно и для ледников Эльбруса. Это позволяет нам предположить, что эти промежуточные слои представляют собой остатки льдов исторической стадии оледенения (Эгессен), перекрытые современными льдами, которые надвинулись на промежуточный слой в стадию 50-х годов XIX в. (Фернау).

Измерение поверхностных скоростей движения льда в течение МГГ дали средневзвешенную скорость движения 36,3 см/сутки (Ю. Н. Лесник и И. А. Королев). На всех профилях максимальная скорость отмечена в летний период, минимальная — в зимний. Нарастание скорости движения в леднике происходит на протяжении двух третей его длины (стр. 151); на протяжении последней трети скорость падает почти до нуля.

Авторы главы «Колебание ледников и тенденция развития оледенения» В. Ф. Суслов, В. К. Ноздрюхин, Ю. Н. Лесник и В. И. Рачкулик пишут:

«1. На протяжении 30-летнего периода (с 1928 по 1958 г.) оледенение бассейна л. Федченко испытывало одновременные и равнозначные колебания размеров отдельных частей на фоне общего сокращения площади и объема ледников;

2. За последние годы заметно активизировались ледники Северо-Танымасского очага оледенения, обнаружившие значительный рост. Амплитуда колебаний размеров отдельных ледников достигает здесь 300 м в год и более;

3. В остальных частях ледникового бассейна преобладали процессы деградации ледников с постепенным сокращением их мощности;

4. Общая площадь оледенения бассейна сократилась за указанный период более чем на 8 км²». Эти выводы представляют весьма значительный интерес для оценки тенденции оледенения всей Средней Азии в целом.

Хребет Петра Первого. Оледенению способствуют остатки древней поверхности денудации в виде широких плоских поверхностей пенеплена. лежащих на высотах 5300 и 6000 м. Эти поверхности находятся выше границы хионосферы. На северном склоне площади оледенения в 3 раза больше, чем на южном.

Дарвазский хребет. Наибольшее оледенение сосредоточено в восточной части хребта, в месте стыка его с хребтом Академии Наук. Здесь расположены огромные ледники Гармо и Географического Общества.

Ванчскийхребет. Оледенение к югу несколько уменьшается. Преобладают каровые и простые долинные ледники. На распределении ледников сильно сказывается экспозиция склонов.

Шугнанскийхребет имеет характер платообразного массива. Здесь сохранился участок рельефа, свойственного Восточному Памиру. Отличительная особенность Шугнанского хребта, как указывает Р. Д. Забиров,— незначительная разность высот снеговой линии и нижних концов ледников, выражающаяся цифрой 230—390 м, а также небольшие превышения гребней хребта (600—800 м) над дном долин.

Южно-Аличурскийхребет. Его рельеф почти на всем протяжении типично восточнопамирский. Оледенение представлено главным образом каровыми ледниками. Вершины с отметками до 5000 м обычно не имеют снежников. Первые пятна снега появляются начиная с высоты 5080 м, а у оснований вершин с отметками 5300—5400 м встречаются леднички; на этой высоте лежит и «уровень 365».

Сарыкольский хребет располагается по восточной границе Памира. Высота его гребневой линии 4500—5800 м. Ледники наблюдаются лишь с 5400 м. Большинство ледников лежит на склонах северной экспозиции. Р. Д. Забиров указывает, что многочисленные фирновые поля на водоразделах Сарыкольского хребта имеют характер ледников плоских вершин. На крайнем юге хребта оледенение выражено лишь фирновыми полями, лежащими на северных и северо-восточных куполообразных вершинах.

Ледники Памира на протяжении последних десятилетий отступают, что подтверждается как возникновением концентрических дуг морен, так и террас оседания высотой примерно 70 м, прислоненных к бортам долин.

Р. Д. Забиров установил самостоятельную, так называемую хирсдаринскую фазу наступания ледников северо-западного Памира. Фаза наступания и последующие отступания ледников Памира были связаны с небольшими изменениями климатических условий сравнительно недавнего исторического времени, не отразившимися существенным образом на жизни равнинных территорий. По нашему мнению, хирсдаринская фаза соответствует кавказскому оледенению 50-х годов прошлого столетия.

ЗНАЧЕНИЕ ЛЕДНИКОВ ДЛЯ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

РЕГУЛИРОВАНИЕ ТАЯНИЯ ЛЕДНИКОВ

Горные ледники служат источником питания рек, двигающих турбины гидроэлектростанций, обеспечивающих водой население и промышленность, а также влагой для орошения полей в засушливых районах. При этом ледники выступают как своеобразные аккумуляторы воды в твердом состоянии.

Огромная потребность в орошении засушливых районов выдвинула проблему регулирования стока с ледников. Институт географии Академии наук СССР вел опытные работы по усилению таяния ледников. Г. А. Авсюк (1953) считает, что в годовом стоке малых рек талые ледниковые воды составляют примерно 40—70%. Так как наибольшая потребность в воде для орошения полей не совпадает с максимумом расхода рек ледникового питания, возникла необходимость искусственно регулировать их сток. Наиболее остро стоит вопрос орошения засушливых районов Средней Азии.

В таянии ледников Средней Азии ведущая роль принадлежит радиации. Поэтому была поставлена задача — уменьшить отражение солнечной радиации, т. е. уменьшить альбедо путем запыления поверхности ледников. Величину таяния можно считать пропорциональной количеству прямой солнечной радиации, поглощенной ледниковой поверхностью. Опыты по искусственному усилению таяния ледников позволили Г. А. Авсюку сделать следующие выводы: 1) для затемнения поверхности льда целесообразно при-

менять каменноугольную пыль, так как её поглощающая способность на 20—25% выше поглощающей способности другого дешевого, имеющегося поблизости материала — лёсса; 2) наиболее рационально проводить запыление до равномерно серого цвета (5 г пыли на 1 кв. м площади, или 5 т на 1 кв. км).

Запыляя поверхность на опытных площадках, удавалось увеличить таяние молодого фирна и снега в 3—6,5 раза, старого фирна и глетчерного льда — в 1,4—2,9 раза и глетчерного льда — в 1—1,35 раза.

Большие работы по запылению ледников были проведены в горах Нань-Шаня Институтом географии и геодезии Китайской академии наук в содружестве с Институтом географии Академии наук СССР[1]. Гляциологи Китая добиваются того, чтобы таяние ледников начиналось на 2—4 недели раньше и в мае дало бы достаточное количество воды засушливым территориям.

В 1958 г. было проведено запыление поверхности ледника на площади 8 кв. км, что позволило увеличить объем талой воды в 2 раза. С каждого квадратного километра зачерненной поверхности было получено дополнительно по 10 000 куб. м воды в сутки; кроме того, удалось вызвать таяние снега и льда на 2 недели раньше, чем обычно. Проведение этих работ сильно осложнялось летними снегопадами, которые покрывали зачерненную поверхность свежевыпавшим снегом, резко увеличивая альбедо поверхности и тем самым прекращая таяние.

ЛЕДНИКОВЫЕ КАТАСТРОФЫ

Наряду с положительным значением ледников как аккумуляторов влаги приходится считаться и с вредящими народному хозяйству ледниковыми явлениями. В горно-ледниковых районах порой случаются обвалы концов ледников, а также прорыв подпруженных льдом озер. Поэтому при проектно-изыскательских работах в высокогорных районах необходимо всегда иметь в виду, что ледники верховьев главных и боковых долин, лежащие даже на значительных расстояниях от строительных площадок и трасс, могут

[1] См. методы изучения ледников, применяемые в Китае с целью регулирования их таяния. «Материалы гляциологического исследования», вып. 3. М., 1961.

быть причиной катастрофы. Интересно отметить, что первоначально изучение ледников началось именно в связи с ледниковыми катастрофами. Например, детальное исследование ледников Казбека было обусловлено тем, что Военно-Грузинскую дорогу многократно перекрывали громадные ледяные обвалы, прерывавшие движение.

О б в а л ы л е д н и к о в. Обрушивание части языка ледника или всего ледникового тела создает обвалы очень больших объемов. При этом возникают ледяные лавины, часто наносящие большой ущерб. В литературе имеются описания многих таких катастроф.

В начале и в середине XIX в. ледниковые обвалы на Военно-Грузинской дороге достигали больших размеров; так, например, А. Б. Висковатов (1864) указывает, что 13 августа 1832 г. ледяной обвал объемом 1,6 млн. куб. саж. завалил ущелье р. Терека на протяжении 2 км. В Дарьяльском ущелье было разрушено полотно дороги. Последние остатки обвалившегося льда растаяли лишь через несколько лет.

Гигантский ледяной обвал произошел в июле 1902 г. в долине р. Геналдона. Смесь изо льда и снега объемом 7,7 млн. куб. саж. пронеслась 12 верст, по одним данным, за 2 минуты, а по другим — за 5—8 минут; в результате был уничтожен курорт Кармадон. Э. А. Штебер (1902) пишет, что такие явления случались неоднократно и что в будущем всегда можно ожидать подобные катастрофы. После двух обвалов — 3 и 6 июля — р. Геналдон ниже ледяной плотины сильно обмелела, но через несколько часов вода прорвалась из подпрудного озера и опустошила ущелья Геналдон и Гизельдон.

17 августа 1902 г. эти места посетил Н. В. Поггенполь и нашел, что дно долины было покрыто сплошной массой снега, льдин и камней. Эта масса подобно настоящему леднику заполняла долину на протяжении 12 верст. Большие льдины встречались на значительной высоте (140 м) над дном долины и медленно таяли. Одна льдина (длиной примерно 2,5 м и шириной 1,5 м) лежала на склоне горы на высоте около 60 м над дном долины.

При прохождении этого ледяного обвала из обломков льда возникали громадные волны высотой до 100 м над дном долины. Н. В. Поггенполь считает, что объем обвала был равен 70—75 млн. куб. м. В небольшой заметке без указания автора, опубликованной в «Ежегоднике Кавказ-

ского горного общества за 1904 г.», говорится, что обвалы Геналдонского ледника происходили, по-видимому, и в древности. Об этом свидетельствует обилие крупных обломков на дне долины, ниже конуса обвала 1902 г. Не случайно аулы Тюменькоу и Кони построены очень высоко над дном долины: очевидно, предки современных жителей предвидели возможность ледниковых катастроф. Н. В. Поггенполь считает, что геналдонская катастрофа возникла потому, что в верховьях ледника Майли соскользнуло семь ледяных полей.

Возникновение геналдонской катастрофы Л. А. Варданянц (1932) связывает с землетрясением. Дело в том, что район теснины Дарьяла является эпицентром довольно сильных землетрясений, а многие ледники, расположенные на крутых склонах, нависают над долиной. В том случае, если нависающая стена у края ледника имеет длину 1000 м, а мощность 50 м, то отколовшаяся полоса шириной 50 м дает ледяной завал, равный 2,5 млн. куб. м.

20 августа 1960 г. в Дагестане с ледника Муркар, лежащего на вершине Базар-Дюзи (4486 м), оторвалась часть языка. И. М. Кисин (1961) пишет, что в 4 часа утра жители высокогорного селения Куруш в течение 30 минут слышали грохот. Позднее по долине р. Сельды, протекающей близ селения, с бешеной скоростью пронеслись глыбы льда и прокатился огромный (высотой до 4—5 м) водяной вал. Причиной паводка был ледяной обвал, обрушившийся на поверхность ледника. Под действием удара язык ледника сдвинулся на 300 м и уперся в правый склон долины, запрудив ее. Под огромным давлением язык ледника вспучился, достигнув высоты 60 м. Выше ледяной плотины возникло озеро, вода из которого затем прорвалась.

В зарубежной литературе также приводится много описаний ледяных обвалов, — например, Клебельсберг (1948) описывает катастрофу при отрыве языка Ательского ледника в Бернских Альпах. 11 сентября 1895 г. у ледника, лежавшего на склоне под углом около 30°, оторвался язык, и образовавшаяся ледяная лавина объемом около 4 млн. куб. м завалила альпийское пастбище площадью 275 га. Известны частые обвалы ледника Гохматтен на Симплонской дороге. В 1901 г. ледяной обвал объемом 2 млн. куб. м, сорвавшийся с ледника Росбоден, уничтожил деревню Эгген на южной стороне перевала Симплон.

Частые обвалы льда отмечались также с ледника Бис в Виспарской долине (Валлис). Они были связаны с тем, что

при наступании язык ледника перетекал через крутой ригель, нависал на его краю, а затем обламывался.

Наступление ледников. Реакцией на увлажнение XIII—XIV вв. н. э. явилось повсеместное наступление ледников. Например, конец ледника Большой Азау (Эльбрус) в 1845 г. быстро продвинулся вниз в густой сосновый лес. В это время Г. Абих наблюдал, что из ледникового языка торчали стволы сосен с еще зеленой хвоей. В Альпах в горной группе Ортлер зимой 1818/19 г. пришлось срочно эвакуировать жителей поселка Гамнепхеве в связи с быстрым продвижением ледника Сулденфернер.

Следует заметить, что непосредственная угроза при надвигании ледников на селения не столь страшна, как при ледяных обвалах или при неожиданном опорожнении приледниковых озер, поскольку ледники наступают медленно и имеется возможность эвакуации населения и имущества.

Прорыв озер, подпруженных ледниками. Обвалы льда или продвинувшиеся концы ледников порой образуют запруды, выше которых образуются озера. Наиболее частые и опасные катастрофы возникают при внезапном поступлении в реки воды из озер с ледяными запрудами. В данном случае типичен, например, обвал, при котором нижний конец ледника Орцвери (Казбек) откололся и сполз по ущелью, а за образовавшейся ледяной перемычкой скопилось много воды и обломочного материала. Потом ледяная плотина прорвалась, и по долине р. Чхери прошел водяной вал, вызвавший много разрушений.

При описании гибели селения Тменикау (Кавказский отд. ИРГО, т. XV, 1902) неизвестный автор указывал, что обвал запрудил р. Геналдон, и вода, скопившаяся выше запруды, ночью прорвалась и увлекла за собой громадную скалу, под которой до этого иногда прятались в жару более 1000 овец (стр. 208). Много случаев, когда язык ледника, продвинувшийся из боковой долины, создавал ледяную запруду в главной долине, известно в Альпах. Например, в Рофнерской долине ледник Фернагтфернер в 1599—1601; 1677—1682; 1771—1774; 1845 и 1948 гг. создавал запруду высотой до 140 м, в результате чего многократно возникало Рофенское озеро. В 1848 г. объем озера достигал 3 млн. куб. м воды (длина — 1 км и глубина — 80 м); оно опорожнилось в течение часа и вызвало большую катастрофу.

В другом районе земного шара, в Карокоруме, в 1938 г. боковые ледники продвинулись в главные долины и создали запруды, выше которых возникли озера длиной в несколько километров, шириной 1 км и глубиной более 100 м. Клебельсберг (1948), ссылаясь на Виссера, указывает, что объем прорвавшейся из озера воды составил 1475 млн. куб. м. Очевидно, аналогичные явления наблюдались и прежде.

Клебельсберг (1948) пишет, что именно гигантскими запрудными наводнениями на р. Инде в ледниковое время можно объяснить наличие громадных скальных глыб на предгорной равнине.

Мы привели отдельные примеры ледниковых катастроф, чтобы подчеркнуть важность тщательного изучения вопросов динамики современного оледенения при изыскании путей сообщения, а также при выборе строительных площадок в высокогорных районах. Следует также всегда помнить о том, что трасса, уложенная по дну долины на низких отметках, может быть уничтожена при ледяных обвалах и при опорожнении запрудных ледниковых озер.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

Грязе-каменные потоки, формирующиеся в некоторых речных бассейнах преимущественно при ливневых осадках и насыщенные твердым материалом, называются селями. Они обладают значительными скоростями и большой разрушительной силой.

Селевые потоки подразделяются на две категории — связные и текучие.

Связные, или структурные, сели, высыхая, сохраняют свой состав и создают валы.

М. С. Гагошидзе (1957) подчеркивает, что связные сели не распадаются на составные части и с трудом отдают воду. Так как связным селям свойственна большая вязкость, при выходе на пойму они создают характерный крутобокий конус.

Текучие (турбулентные) сели содержат большое количество воды. Они выносят на конус твердый материал, который, отлагаясь, сортируется.

Текучие сели М. С. Гагошидзе называет селевыми паводками, т. е. разжиженным селевым потоком, состоящим из механической смеси воды и твердого материала, количество которого обычно не превышает 10 — 20%.

Селевый поток формируется во время ливневых осадков преимущественно на склонах водосбора, где много рыхлого обломочного материала.

В высокогорных районах, в которых существует деградирующее современное оледенение, накапливается большое количество моренных толщ, являющихся поставщиком твердой части селей. Сели, возникающие во время интенсивной деградации современного оледенения, М. И. Иверонова (1950) назвала гляциально-высокогорными.

Гляциальные сели образуются чаще всего при длительной теплой погоде с ливнями, которые усиливают таяние ледников и снежников. Порой же сели проносятся, казалось бы, совершенно неожиданно — не в связи с ливнями, а после периода жаркой погоды, длящейся иной раз месяц и более. Установлено, что часто селевые потоки возникают при интенсивном таянии мертвых льдов.

Снежные лавины, создавая запруды, также способствуют возникновению селей. М. П. Щербаков сообщил нам, что зимой в долине р. Громотухи на Алтае (Восточно-Казахстанская область) русло было запружено конусами выноса лавин. В результате расход воды в реке сократился, а из массы лавинного снега и обломков льда образовался «зимний сель». Он взломал ледяной покров на реке, предохранявший ее от переохлаждения и возникновения шуги. Такие явления неблагоприятны для эксплуатации гидроэлектростанций, так как шуга попадает в лопасти турбин.

Селевая опасность особенно усиливается, когда в верховьях долин исчезают ледниковые тела. Опирающиеся на них конусы выноса, потеряв опору, начинают обрушиваться, и рыхлый материал поступает в русло водотоков. Например, в долине Гарабаши (южный склон Эльбруса) у конца отступающего ледника скопилось гигантское количество рыхлого материала, который может дать громадный сель.

Важность изучения гляциальных селей. Селевые потоки порой переносят моренный материал на десятки километров по долинам, а во время движения селя каменные обломки обтачиваются и превращаются в валуны. Все это иногда вводит в заблуждение исследователей, которые принимают крутобокие селевые конусы за моренные накопления и по ним реконструируют размеры древнего горного оледенения.

С этой точки зрения весьма интересны наблюдения Г. Абиха (1871), который, изучая остатки гляциальных селей на массиве Арарата, весьма сдержанно отзывался о

возможных размерах древнего оледенения Кавказа. Он писал: «Сдержанность моя в этом отношении еще более укрепилась моими же наблюдениями явлений, сопровождавших новейшие обвалы в долине Аргури, на северном склоне Арарата. В 1840 г. там можно было видеть последний обвал такого рода, произведенный сильными толчками во время землетрясения: при этом от вершины горы Арарата оторвались огромные глыбы камней и льду, которые обрушились в долину Аргури. При виде огромного накопления больших глыб, от 200 до 300 фут, в окружности, увлекаемых на протяжении 10 верст от первобытного их местонахождения под вечными льдами горы, самый ярый последователь теории глетчеров, который бы только не был знаком с катастрофою, произведенной землетрясением 1840 г., и не видел бы того, что произошло три дня спустя, в несколько минут, в долине от разрыва плотины из валунов, открывшему дорогу огромному потоку грязи, не замедлил бы нагроможденные дамбы и мнимые морены признать за хорошо сохранившиеся прежние следы того самого ледника, который, спускаясь из верхней части ущелья близ вершины Арарата, доходит до циркообразной долины, находящейся на 9000 фут. над уровнем моря» (стр. 94).

А. Д. Миклухо-Маклай (1949) в статье «О возможном происхождении некоторых мореноподобных толщ на Кавказе» пишет, что летом 1948 г. в бассейне р. Малой Лабы после выпадения большого количества града, а затем интенсивного его таяния возник паводок, в результате которого образовался селевый конус выноса р. Армовки, преградивший путь р. Уруштену. Ширина селевого конуса выноса р. Армовки 300 м, длина 100 м, мощность 3 м. Во время паводка скальные глыбы размером 5×6×4 м были перенесены на расстояние не менее 2 км.

Обломочный материал, перенесенный гляциальными селями, плохо отсортирован, в нем много слабоокатанных валунов и крупных глыб со шрамами и царапинами: его вполне можно принять за морену. А. Д. Миклухо-Маклай пишет, что, возможно, часть рыхлых отложений четвертичного периода, которые в настоящее время принимаются за моренные толщи, на самом деле сформировались гляциальными селями.

А. В. Ермаков (1957), изучавший сели в Казбекском районе, отмечает, что убывание оледенения увеличивает селевую опасность. Дело в том, что оголенные поверхности

скал подвергаются морозному выветриванию. В то же время растительность расселяется намного медленнее, чем отступает граница вечных снегов и ледников, вследствие чего расширяется оголенный скально-морозный пояс. Л. Б. Махарадзе (1957) указывает, что очаги селеобразования на южном склоне Главного Кавказского хребта находятся преимущественно в субальпийской и альпийской зонах и что его усилению способствуют скотопрогонные тропы и выпас скота. Там, где налажено правильное хозяйство и где не злоупотребляют выпасом скота, пишет автор, лес наступает на альпийские луга, благодаря чему селевая опасность уменьшается. Сели, прошедшие 20 июля 1909 г. на северо-восточном склоне Эльбруса, были вызваны прорывом плотинного ледникового озера. После разрастания оледенения концевая часть ледника Бирджалычиран превратилась в каменистую мелкобугристую поверхность. Это был мертвый лед, покрытый термокарстовыми провалами. Частично осевшая поверхность отмершей части ледника подпрудила талые ледниковые воды. Когда озеро прорвалось, по речке Бирджалы-Су прошел вал воды высотой 2,5 — 3 сажени, уничтоживший народный курорт Джылы-Су. А. П. Герасимов (1911), описавший это явление, указывает, что уровень воды при прохождении селя поднялся на 5 — 6 м. Вода переносила обломки весом в сотни пудов. Толщина отложений достигала 3 — 4 м. Всего было вынесено 427 000 куб. м воды.

Типичным гляциальным селем был поток, прошедший 5 июля 1934 г. по р. Тютю-Су на Северном Кавказе при ясной теплой погоде, продолжавшейся около 2 месяцев (май — июнь). Этот сель создал огромный конус выноса, оттеснивший русло р. Баксан, в результате чего полотно дороги было размыто на расстоянии 300 м.

Морфология долины р. Тютю-Су чрезвычайно благоприятна для образования гляциального селя, так как в верховьях имеются деградирующие ледники и скопилась большая толща морены. Е. П. Коновалов (1935) считает возможной причиной селя на р. Тютю-Су внезапный прорыв ледникового озера. Кроме того, обилие рыхлого материала затрудняло сток воды и способствовало образованию затворов и многочисленных запруд, которые прорывались одна за другой. Это определило пульсирующий характер движения селя. Возможно, что сели в районе г. Тырныауза (долина Баксана) того же генезиса.

Широко известны катастрофы, связанные с селевыми потоками, угрожающими городу Алма-Ате. Их также можно отнести к гляциальным. П. А. Черкасов (1953) описывает сель, прошедший в ясный солнечный день 20 августа 1951 г. по р. Малой Алматинке, берущей начало с ледника Туюк-Су. У конца этого ледника возникло озеро, подпруженное валом конечной морены и осевшей кровлей ледяного тунеля. Уровень вод в ледниковом озере стал повышаться, и вода начала насыщать морену. Вскоре оторвалась насыщенная водой полоса морены длиной в 600—700 м, шириной 50—60 м и толщиной 15—20 м. Отрыв морены вызвал катастрофический сель объемом 200 000 куб. м, при прохождении которого на протяжении 10 км были снесены все мосты и здания.

Крупные грязе-снежно-ледяные сели, неоднократно разрушавшие Военно-Грузинскую дорогу, часто были связаны с прорывом приледниковых озер и опорожнением внутриледниковых скоплений воды после достаточного числа теплых дней и ливневых осадков. Наиболее значительные сели в этом районе наблюдались в 1776, 1778, 1785, 1808, 1817, 1832, 1909, 1910, 1927 и 1953 гг. Приведем характеристики некоторых из них.

2 июля 1776 г. из долины р. Амилишки (исток р. Кабахи) прошел снежно-ледяной поток, преградивший своим конусом выноса путь р. Тереку и создавший у сел. Гулеты озеро глубиной 86,6 м. После прорыва воды из этого озера было разрушено несколько селений, погибло много жителей (А. И. Духовский). Грандиозный гляциальный сель объемом 15 540 000 куб. м прошел 27 августа 1832 г. Конус его препятствовал нормальному движению по Военно-Грузинской дороге в течение 2 лет, а оставшиеся после него ледяные глыбы продолжали лежать 5 лет.

На р. Блота (приток р. Чхери) в 1909 и 1910 гг. вследствие прорыва воды из ледникового озера прошли огромные сели. Снежно-ледяной поток особенно больших размеров обрушился на Военно-Грузинскую дорогу 12 июля 1910 г., уничтожив часть сельскохозяйственных угодий сел. Гергеты и размыв значительный участок дорожного полотна.

Г. Н. Хмаладзе (1955) сообщает, что после рекордного количества осадков, выпавших 17 августа 1953 г., в бассейне р. Терека прошли сели таких размеров, какие не наблюдались с 1910 г. Огромный поток прокатился по р. Чхери, берущей начало из ледника Орцвери. Он представлял собой

стремительно двигавшуюся черную массу, из которой брызги летели на высоту 6 —8 м. Этот поток смыл значительную часть моренных отложений. Были обнаружены ледяные глыбы, лежащие у подножия склонов, несколько ниже языка ледника.

В 1953 г. сель разрушил 10 км Военно-Грузинской дороги. Валунным материалом, вынесенным на территорию Кистинской ГЭС, был разрушен мост через р. Кистинку.

В последние годы наши представления о распространении селей расширились. Установлено, что сели бывают не только в южных горных районах, но и на севере страны. Например, интенсивное таяние снегов и льдов с возникновением катастрофического половодья селевого характера Н. К. Клюкин наблюдал на р. Индигирке. 19 июля 1951 г. в верховья Индигирки вышел циклон с мощной адвекцией тепла, сопровождавшийся обильными дождями. Это обусловило интенсивное таяние снежного покрова, тарынов и ледников в ледниковом районе. В результате воды р. Индигирки у пос. Усть-Нера поднялись над меженным уровнем более чем на 8 м.

Сели обладают очень большой подъемной силой. Порой они переносят валуны весом в десятки тонн. Например, как пишет С. М. Флейшман (1957), Алматинский сель 1921 г. переносил на десятки километров обломки скал весом до 14 т.

Уже упоминавшийся нами сель, прошедший 13 августа 1953 г. по долине р. Чхери, перенес, по словам Г. Н. Хмаладзе (1955), глыбу объемом около 71 куб. м при размерах 5,0×4,2×3,4 м и весом до 190 т, находившуюся в 1,7 км выше устья р. Чхери. Скорость движения потока, необходимая для переноса такой глыбы, должна была превосходить 12 м/сек.

Между тем, как известно, вода не может тащить их на большее расстояние. Работы С. М. Флейшмана показали, что поддерживающая способность селевых потоков, достигающая огромных величин, связана в первую очередь с физико-механическими свойствами селевой массы, а именно с ее плотностью и вязкостью. Оказывается, закон, обусловливающий взвешивание крупных обломков для многофазовой дисперсной системы (глина+пыль+песок+вода), совершенно отличен от закона Архимеда, которому подчиняются жидкости. Поэтому селевый поток обладает особыми поддерживающими свойствами.

В связи с тем что в русле селя часто возникают запруды, за которыми скапливается вода и обломочный материал, потом прорывающие преграду, движение селей имеет пульсационный характер. Например, при прохождении такого потока на р. Малой Алматинке возникло 80 заторных валов высотой по 5—6 м. При прорыве запруд скорость движения селя превышала 6—7 м/сек (С. П. Кавецкий, 1954).

Движение селевого потока может продолжаться от нескольких минут до многих часов. Скорость движения селя обычно очень большая, и поэтому при его проходе часто образуется воздушная волна. Сюррель писал о том, что сель падает, как молния. После остановки селя откладывается селевый конус, мощность которого сильно варьирует; так, на Кавказе, по наблюдениям А. П. Герасимова, она составляет 5—6 м, а по наблюдениям Б. В. Статковского (1887) — 91 м. Объем выносов селевых потоков достигают 15 540 000 куб. м (вынос р. Амилишки) и даже 2 400 000 куб. м (вынос р. Малой Алматинки).

Впрочем, гляциальные сели еще изучены далеко не полно. М. А. Великанов (1957) сформулировал программу дальнейшего изучения селей в СССР, которую необходимо принять и при исследовании гляциальных селей. Она включает: 1) географическое изучение селевых районов экспедиционным методом; 2) качественный, а по возможности и количественный динамический анализ прошедших селей; 3) искусственное воспроизведение селевого паводка в природных условиях; 4) лабораторный эксперимент. Знание природы гляциальных селей поможет в борьбе с этим грозным явлением, распространенным в горноледниковых районах.

П. С. Непорожный (1947) рекомендует при изыскательских работах обследовать селевый аппарат: 1) конус выноса, 2) русло селя и 3) селесбор в следующем порядке:

1) конус выноса: а) изучить распределение вынесенного материала (размеры обломков); б) проверить, нет ли следов возобновления селевой деятельности (если конус принадлежит давно бездействующему селю);

2) русло селя: а) выяснить возможность образования заторов, обвалов берега и возникновения подпрудных озер; б) наметить меры по спрямлению русла; в) при обследовании предусмотреть возможность лавинных запруд, вызывающих образование в русле селя запрудных озер;

3) селесбор: а) выяснить геологическое строение склонов; б) определить степень их задернованности; в) определить возможные породы деревьев для лесомелиорации.

Меры защиты от гляциальных селей. С этой точки зрения гляциальные сели принципиально не отличаются от селей обычных. Выработка мер защиты автомобильных и железных дорог, промышленных и жилых сооружений, гидроэлектростанций, лесных и сельскохозяйственных угодий, а также ирригационных сооружений от разрушения селями — один из наиболее важных вопросов, с которыми приходится сталкиваться при освоении горной территории.

Для предотвращения катастроф, связанных с селем, наряду с лесопосадками и другими мерами на селесборе необходимо возвести специальные сооружения.

Остановимся на описании отдельных типов гидротехнических сооружений.

Запруды из различных материалов (плетни, срубы, сухая каменная кладка, бетон). Следует иметь в виду, что запруда должна выдержать удар селя. Для этого гребень запруды и часть каменной кладки около гребня нужно сделать на растворе; плотину строить в форме арки, направленной вверх по селевому логу. Крылья арки должны опираться на прочное основание; делать уклон русла между запрудами небольшим — это может приостановить движение крупных обломков.

Плохо возведенные запруды могут быть легко снесены селями, причем разрушительная сила селя в этом случае увеличится, так как в поток включится материал плотины (Н. С. Дюрнбаум, 1957).

Наносоуловители, или селехранилища, строят из системы камер для осаждения наносов. Принцип работы этих гидротехнических сооружений заключается в том, что скорость движения селя при входе в расширение камер уменьшается.

Уклон дна камер необходимо делать небольшим и очищать дно от крупных обломков, так как они суживают поток и невольно служат естественным препятствием для уменьшения скорости движения селя.

Селенаправляющие дамбы предназначаются для изменения направления движения селя и отвода его в другие русла. Эти дамбы ставят под острым углом к направлению движения селя.

Кроме гидротехнических сооружений необходимо применять укрепление рыхлых толщ в селесборах, для чего целесообразно засаживать склоны травянистой растительностью с прочной дерновиной.

При защите от гляциальных селей, которые начинаются на поверхностях, освободившихся от ледников за последние 10—20 лет, мы сталкиваемся с бóльшими трудностями, чем при борьбе с обычными селями, так как растения не могут поселиться на грунтах, на которых еще не успел сформироваться почвенный покров.

Проводя искусственное усиление таяния ледников, следует также учитывать возможность возникновения гляциальных селей в связи с тем, что при быстром отступании концов ледников будет быстро обнажаться толща донной морены, которая при пересыщении талой водой может усилить селевую опасность.

Снежники

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ СНЕЖНИКОВ

Снежники — любые скопления снега, сохраняющиеся в течение части или всего теплого времени года, после того как нормальный снежный покров всюду исчезнет. Снежниками могут быть сугробы, оставшиеся после зимних метелей (так называемые навеянные снежники), или скопления лавинного снега (так называемые лавинные снежники). Воздействие снежников на подстилающую поверхность определяется характером растительности, рельефом и литологией пород.

Основная масса снежников находится в непосредственной близости от современных ледников, однако лавинные снежники могут лежать на 1500—2000 м ниже снеговой границы. Снежники, сохраняющиеся в летнее время года, имеют большое значение в создании специфических форм рельефа и рыхлых отложений.

Первым правильно оценил значение снежников в создании рельефа геолог И. П. Толмачев (1899). 9 января 1899 г. на заседании Отделения геологии и минералогии Петербургского общества естествоиспытателей он выдвинул теорию возникновения цирков. Толмачев указал на то, что создание цирков обычно приписывают ледникам. Между тем снежники способны создавать такие же формы рельефа, что и ледники. При этом механическое удаление продуктов выветривания совершают подснежные ручьи. На северных склонах преобладают обрывистые вогнутые формы рельефа, так как снежники залегают большей частью на склонах северной экспозиции.

У краев и у нижней поверхности снежников в теплое время года температура близка к 0°. При переходе температуры через 0° в положительную сторону появляется вода, которая смачивает подстилающий грунт и проникает в трещины горной породы. При новом понижении температуры до 0° вода замерзает. Многократные колебания температуры грунта, появление воды и ее замерзание приводят к размельчанию подстилающих пород. Мелкозем выносится из-под снежника струйками талой воды. В большинстве случаев у нижнего края снежника образуются плывунные грунты, которые медленно скользят по уклону, увлекая за собой из-под края снежника крупный обломочный материал.

Особенно частые колебания температуры происходят у задней стенки впадины, в которой лежит снежник. Здесь скалы нагреваются и появляется вода. При этом задняя стенка впадины постоянно отодвигается, снежник как бы «вгрызается» в нее, а талые воды уносят разрушенный материал. Чаще всего снежники возникают не на ровных склонах, а во впадинах водосборных воронок и в верховьях логов, разрезающих склоны. Таким образом, снежники, подготавливая вместилище для ледников, первыми создают ледниковые формы рельефа.

Значение ледников в создании так называемых ледниковых форм рельефа преувеличивают, забывая об огромной рельефообразующей работе снежников. Снежник, лежащий на склоне, производит, казалось бы, незаметную работу, однако в течение многих лет на том месте, где он лежит, появляется небольшое углубление — зачаточная форма кара, а ниже по склону возникает комплекс так называемых перигляциальных форм.

На большую рельефообразующую роль снежников указывал А. Н. Чураков (1932), который писал, что самой характерной чертой современной эпохи для высокогорной части Кузнецкого Алатау он считает образование форм рельефа при помощи снежного выветривания. Он утверждает, что большинство крупных каров сформировалось во время оледенения, но очень многие из них возникли в современную эпоху и что даже теперь продолжается их рост и закладываются новые кары без ледников, но при содействии снега.

Геоморфологические исследования, проведенные нами в Хибинах, позволяют утверждать, что детали современного рельефа Хибин в значительной степени связаны не столько с деятельностью ледников, сколько с явлениями морозного выветривания и течения размороженных грунтов. Лишь крупные корытообразные долины Хибин обязаны своим современным обликом деятельности древних ледников.

За последние 20—30 лет у нас появилось много интересных исследований, посвященных деятельности снежников. Авторы, работающие в самых различных районах Советского Союза, отмечают огромное воздействие снежников на географическую среду. В сводной работе Н. А. Солнцева «Снежники» (1949) приводится обширный материал по оценке значения снежников в рельефообразовании. В. П. Кальянов (1934) в отчете о геоморфологических работах, проводившихся во время плавания ледореза «Ф. Литке» к о. Врангеля, объясняет трогообразную форму оврагов на этом острове деятельностью снежников.

В. В. Ламакин в работе «Подснежно-вырезные формы рельефа на восточном крае Уфимского плато» (1931) называет углубления на краях плато «подснежно-вырезными». Считая, что они возникли в результате деятельности снежников, В. В. Ламакин пишет, что снежники изменяют рельеф в таких местах, которые по своим климатическим условиям чрезвычайно далеки от областей распространения вечного снега. С. Г. Боч в статье «Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала» (1946) уделяет большое внимание возникновению каров в результате деятельности снежников.

Большую роль играют снежники в развитии рельефа равнин даже в умеренных широтах. Об этом пишет Ф. Н. Мильков в работе «Поздневесенние снежники как геоморфологический фактор на Русской равнине» (1948) и А. В. Ступишин в статье «Снеговая асимметрия склонов» (1950), в которой автор объясняет асимметрию склонов Волго-Мокшинского водораздела деятельностью весенних снежников.

Многим формам рельефа полярных и высокогорных районов приписывалось лишь ледниковое происхождение. Между тем, как пишет М. М. Иверонова в статье «Исследование современных процессов сноса и отложений в Тянь-шане» (1953), «... говорить о горном леднике как о факторе, эффективно эродирующем, нет основания. Главным де-

струкционным фактором «ледниковой эрозии» являются процессы морозного выветривания, особенно ярко выраженные в периоды сокращения оледенения. Таким образом, ледник лишь создает условия для развития процессов морозного выветривания, а следовательно, и для усиленного разрушения окружающих его скальных массивов» (стр. 113).

Крутизна склонов ледниковых долин может быть объяснена не только стесывающей деятельностью движущегося ледникового тела, но и участием морозного выветривания, особенно интенсивно протекающего у бортов долины, где всегда образуются глубокие продольные проталины (рандклуфты), в которых может успешно происходить усиленное морозное выветривание.

Обломочный материал, падающий с крутых склонов, прокатывается далеко по поверхности снежника, создавая по его нижнему краю вал «псевдоконечной морены».

В Хибинах у задних стенок каров можно наблюдать такие серповидные аккумулятивные формы рельефа, которые иногда принимают за конечные морены небольших растаявших каровых ледников.

Сохраняя долгое время температуру 0°, снежники способствуют консервации сезонной мерзлоты. Талые воды снежника способны разморозить по его периферии слой суглинистого грунта, который начинает ползти по склону. В тех случаях, когда слой снега ничтожен, весной от него остается лишь одна ледяная корка, под которой возникает тепличный эффект, вызывающий течение грунта.

Снежники ускоряют процессы роста карстовых форм рельефа, так как служат источниками поступления на земную поверхность холодных, агрессивных вод, содержащих значительное количество углекислоты. На это указывает Н. А. Гвоздецкий (1954) и В. В. Ламакин (1934), который даже вводит специальное название типов рельефа — «подснежно-карстовые».

Снежники меняют состав растительных ассоциаций, а также вызывают запаздывание фенологических фаз развития растений.

Е. Л. Любимова (1960) пишет, что даже в Подмосковье в конце мая и начале июня можно по растительности с большой точностью оконтурить, где прежде лежали снежники. Эти границы прослеживаются даже в середине

Рис. 47. Снежники озерных террас в котловине озера Малый Вудьявр
Фото Г. К. Тушинского

июня, через 1—1,5 месяца после того, как снег окончательно сошел. В таких местах растительность сильно разрежена и носит более луговой характер.

КЛАССИФИКАЦИЯ СНЕЖНИКОВ

Все снежники по генезису мы разделяем на две группы: навеянные и лавинные. В зависимости от морфологических особенностей рельефа эти две группы в свою очередь подразделяются на несколько типов.

НАВЕЯННЫЕ СНЕЖНИКИ

Снежники речных, озерных и морских террас. Зимой во время метелей наибольшее количество снега скапливается вдоль подошвы террас. Поэтому в начале лета уступы между ними как бы подчеркнуты снежными лентами (рис. 47). Даже издали по снежникам, тянущимся в виде узких полос, часто можно подсчитать число террас. Некоторые из них, едва различимые летом, выступают вполне отчетливо весной, когда снежники еще не успели растаять.

Рис. 48. Карнизный снежник на Терскольском гребне (Эльбрус)
Фото *Г. К. Тушинского*

Снежники моренного рельефа. Последовательные стадии отступления горных ледников зафиксированы в долинах конечными и боковыми моренами, а также беспорядочным холмисто-моренным рельефом донной морены. Возвышенные части конечноморенных валов и холмов зимой лишены снега, который, наоборот, скапливается в расположенных между ними углублениях. Поэтому зимой нередко все повышенные части рельефа выделяются в виде черных пятен различной формы, а летом еще долго все впадины и подветренные части склонов подчеркнуты лежащими на них снежниками.

По форме снежников можно обычно составить представление о форме и размерах конечных морен, конусов выноса, террас оседания и пр.

Снежники гребней, хребтов и бровок плато. В большинстве случаев снегопады в горах сопровождаются ветром, и поэтому уже в момент выпадения снега ветер начинает создавать нависающие над бездной карнизы весом несколько сотен тонн. В летнее время на небольших высотах оседают мощные толщи снежных карнизов, и до второй половины лета обычно остается лишь белая кайма плотного снега, свидетельствующая о наличии здесь зимой карниза.

Эти скопления снега можно также называть снежниками карнизов (рис. 48). Область их распространения — гребни хребтов и бровки плато.

По продолжительности периода существования карнизы подразделяются на временные, или зимние, и постоянные. Временные карнизы обязаны своим существованием зимним снегопадам и ветрам. Постоянные карнизы часто расположены один на другом. Под влиянием изменения температуры, давления, ветра и собственного веса эти карнизы со временем затвердевают и превращаются в фирновый лед.

Лобовой край карнизов в зависимости от морфологических особенностей гребней более или менее далеко выдается за пределы подветренной стороны, заканчиваясь вогнутой, сильно рифленой поверхностью, на которой резко выступают границы отдельных карнизов.

ЛАВИННЫЕ СНЕЖНИКИ

Лотковые снежники. Глубоко врезанные лавинные лотки и эрозионные борозды временных горных ручьев, барранкосы на склонах вулканов и т. д. зимой обычно служат путями схода лавин. В этих понижениях скапливается большое количество снега. Летом снежные массы, заполняющие нижние части лотков, размываются водой, в результате чего над лотками образуются непрочные туннели. Закупорка этих туннелей и скопление воды могут создать опустошительный снежниковый сель.

Снежники структурных склонов. Микрорельеф склонов хорошо отражает различную сопротивляемость пород процессам разрушения. Вследствие неравномерного разрушения пород возникает ступенчатость склонов. Обычно снег скапливается на горизонтальных поверхностях, а с крутых стен выше и ниже ступеней он свободно сползает. Таким образом, узкие горизонтальные снежники, лежащие, как это кажется издали, на отвесных скалах, свидетельствуют о наличии на склонах системы горизонтальных полок. По этим снежникам, тянущимся параллельно друг другу на довольно большие расстояния, нередко можно определить простирание свит горных пород. Например, в Хибинах снежники структурных склонов прекрасно подчеркивают пластовую отдельность нефелиновых сиенитов. Кроме того,

такие снежники указывают на возможность схода лавин в зимнее и весеннее время.

Снежники подножия склонов питаются лавинами, которые сносят на дно долин десятки и сотни тысяч кубометров снега. Конусы выноса лавин часто достигают мощности 60 м; большие снежники не успевают полностью растаять до выпадения нового снега. Снежники подножия склонов, лежащие на плоской поверхности дна долины, имеют обычную холмистую, выпуклую форму в виде конуса. Структура снега снежников брекчиевидная; в их теле встречаются обломки скал, стволы деревьев и кустарники, вырванные лавиной с корнем.

Там, где лавинный снег был зимой особенно мощным и плотным, почти в течение всего лета остается как бы переброшенный через реку снежный мост. На больших высотах иногда можно встретить снежные мосты, удобные для переправ.

В. Ф. Перов (1958) справедливо подчеркивает необходимость временной классификации снежников, так как продолжительность их существования определяет интенсивность развития нивальных процессов. Он считает, что весенние снежники вследствие эфемерности своего существования мало влияют на подстилающие грунты; летние снежники способствуют смене растительных ассоциаций, вырабатывают нивальные ниши в рыхлых грунтах; снежники-перелетки лишь консервируют в свежем состоянии обрывистые борта ущелий и цирков.

Соглашаясь с мнением В. Ф. Перова, что следует выделять типы снежников на основе «временной классификации», в качестве дальнейшей ступени классификации различаем группы навеянных и лавинных снежников (табл. 31).

Таблица 31

Типы снежников

Временной принцип выделения	Генетический принцип выделения	
	навеянные снежники	лавинные снежники
Весенний .	Навеянный весенний снежник	Лавинный весенний снежник
Летний . .	Навеянный летний снежник	Лавинный летний снежник
Перелеток .	Навеянный перелеток	Лавинный перелеток

ПРОГРАММА СБОРА СВЕДЕНИЙ О СНЕЖНИКАХ

При исследовании территории необходимо собирать сведения о снежниках по единой программе (Г. К. Тушинский, 1957), а потом на основании проведенных наблюдений следует составить каталог крупных снежников. *Единая программа* должна содержать такие пункты: 1) название снежника или его номер; 2) географическое положение снежника (бассейн реки, склон горы, вершина); 3) экспозиция склона, на котором лежит снежник; 4) размеры и конфигурация снежника (площадь, мощность, объем снега или фирна, крутизна поверхности, плотность); 5) источник питания снежника (метелевый перенос, лавины, снежный карниз и пр.); 6) абсолютная высота нижней и верхней частей снежника, а также склонов над снежниками; 7) генетический тип снежника; 8) морфологический тип снежника; 9) рельеф поверхности снежника; 10) строение снежника в естественных и искусственных обнажениях. Структура снега и фирна. Полосчатость; 11) описание установленной метки у нижнего конца снежника; 12) имеются ли следы подвижек снежника (трещины); 13) снежниковые «моренные» валы; 14) следы деятельности снежника. Следы разрушения коренных толщ. Характеристика нивального мелкозема; 15) дата полного стаивания снежника; 16) план снежника с нанесением поставленных меток; 17) фотография снежника.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СНЕЖНИКОВ В СССР

Районирование снежников Советского Союза должно основываться на учете как зональных, так и азональных признаков. Мы выделяем снежники тундровой и лесотундровой зон, снежники лесостепной зоны Русской равнины и снежники горных районов юга и востока СССР. Снежники тундровой и лесостепной зон относятся к навеянным снежникам, а большинство снежников горных районов — к лавинным.

В лесной зоне снежники не могут существовать длительное время, так как в лесах снег залегает равномерно и, следовательно, отсутствует главная причина возникновения снежников — неравномерность снегонакопления. Аккумуляция снега в оврагах, на склонах долин и на опушках леса

создает лишь весенние снежники. Поэтому в нашем районировании отсутствует выделение снежников лесной зоны.

СНЕЖНИКИ ТУНДРОВОЙ И ЛЕСОТУНДРОВОЙ ЗОНЫ

На равнинах тундровой зоны снежники возникают под влиянием метелей. Это многочисленные сугробы, представляющие собой навеянные снежники. Г. Д. Рихтер (1953) приводит величины объемов снега, приносимого к дорогам со стороны господствующих ветров (табл. 32).

Таблица 32

Количество снега, приносимого ветрами к дорогам

	Наиболее вероятные заносы, м³ пог. м	Максимально возможные в отдельных местах заносы, м³ пог. м
Тундра	300—600	1500—3000
Тундры: Кольские	150—400	до 800
Печорские	100—300	до 500

Столь большие объемы метелевого снега убедительно подтверждают возможность образования снежников.

В поселках и городах тундровой зоны пятиэтажные дома иногда до крыши заносятся метелевым снегом. Жители таких городов выходят из зданий через снежные туннели. Вероятно, если бы не убирать снег, скапливающийся у высоких зданий, то образующиеся около них снежники в условиях современного климата могли бы превратиться в эмбриональное оледенение.

Канинско-Печорские тундровые равнины. Вдоль побережья Северного Ледовитого океана протянулась полоса низменных равнин, сложенных рыхлыми толщами перемытой морены и отложений бореальной трансгрессии, которые под влиянием деятельности снежников подвергаются усиленной переработке. На *п-ове Канин* в подветренной тени хребта Паэ аккумулируются большие толщи снега, так как он сносится с широкой (10—12-километровой) поверхности кряжа и, скапливаясь, образует большие навеянные снежники. Нивальные процессы способствуют дроблению

пород и сохранению обрывистых склонов кряжа, в результате чего они покрываются каменными россыпями.

На Тимано-Канинской бугристой равнине у подошвы моренных гряд и холмов скапливается много снега, из которого образуются навеянные снежники. Крупные снежники возникают вдоль Рубихинской гряды. В Малоземельской и Большеземельской тундрах большие снежники встречаются у подножия моренных гряд (Ненецкая гряда, Земляной хребет).

Острова европейского сектора Советской Арктики. *Остров Колгуев* расположен в 75 км от побережья материка. Он имеет в плане почти яйцевидную форму. Средние высоты острова 147—150 м, а максимальная — на водоразделе между верховьями рек Губистая и Песчанка — достигает 166 м. Остров сложен моренными отложениями. В центральной части хорошо сохранились моренные гряды и холмы (сопки). Среди холмисто-моренного рельефа много озер и заболоченных озерных котловин, часть из которых уже превратились в болота.

Климат острова холодный, с ясно выраженной океаничностью. Наиболее теплый месяц — август (около + 8, + 9°), а самый холодный — март (—13, —14°). Дующие зимой сильные ветры способствуют большому метелевому накоплению снега. Снежники сохраняются благодаря низким температурам летних месяцев.

Н. А. Солнцев (1949) пишет, что в средней части острова преобладает сильно холмистый моренный рельеф, который на склонах северной экспозиции усиленно перерабатывается снежниками. При этом возникают снежные кары, превращающие сопки в подковообразные формы рельефа. Под влиянием снежников возникают асимметричные овраги.

Остров Вайгач, так же как и о. Колгуев, лежит в тундровой зоне. Он разделяет Баренцево и Карское моря, а от материка и Новой Земли отделен проливами Югорский Шар и Карские ворота. В средней части острова расположены две параллельные гряды небольших возвышенностей, у подошвы которых лежат снежники.

Климат острова характеризуется низкими зимними и летними температурами. Средняя температура февраля —20°, а июля —около 5°. Наиболее теплый месяц — август (около 6°). Среднегодовые температуры около —7, —8°. Такие температуры способствуют существованию навеянных весенних, летних и перелетовывающих снежников.

Южный остров Новой Земли принадлежит к тундровой зоне, и на его поверхности существуют большие снежники, приуроченные к долинам рек и к подветренным склонам небольших возвышенностей. Б. Б. Голицын (1896) описал многие снежники в районе сел. Малые Кармакулы. Он упомянул, что глубокое ущелье р. Ледкова сплошь завалено снегом и река создала снежный туннель длиной 300 м и высотой 8 м. 14 августа 1896 г. путь экспедиции, возглавлявшейся Б. Б. Голицыным, проходил по фирновым полям протяженностью 4 км. Посреди снежного поля текла река. Фирновое поле имело вид настоящего ледника. Повсюду в долинах рек встречались снежники. Многие снежники-перелетки напоминали леднички. К северо-востоку от селения Малые Кармакулы в истоках р. Кондратьева, где берега довольно крутые, участники экспедиции обнаружили большую лавину, которая перекрыла реку, создав снежный мост. В северной части Южного острова Новой Земли на склонах возвышенностей возможен сход лавин.

Тундры Азиатской части СССР. Характеристику условий возникновения снежников в азиатской тундре дает С. П. Суслов (1935). Он отмечает, что навеянные снежники тундры возникают при малом количестве твердых атмосферных осадков и при исключительно сильном ветре. В таких условиях снежники собирают зимние запасы воды незначительного по мощности снежного покрова, закрепляют их и затем постепенно, в течение всего лета, отдают воду рекам и озерам лесотундры. Снежники также перерабатывают склоны речных долин и озерных котловин, способствуя врезанию глубоких, ветвящихся оврагов в склоны северной экспозиции. По мнению С. П. Суслова, снежники существенно влияют на распределение растительности и птиц в лесотундре.

Л. В. Громов (1960), описывая снежники *о. Врангеля*, так же как и С. П. Суслов, подчеркивает, что в их образовании огромную роль играет метелевый перенос снега. Все авторы признают, что снежники в тундре возникают вследствие метелевого переноса снега и его концентрации в понижениях рельефа. Л. В. Громов выделяет следующие морфологические типы навеянных снежников (стр. 63): а) снежники морского берега, образующиеся обычно у крутых берегов (мысы Пролетарский, Уэринг, Литке и др.); б) снежники глубоких каньонообразных долин и циркообразных вершин, нередко превращающиеся в фирн и фирновый лед (реки Ветвистая, Глубокая и др.); в) снежники долин и водоразделов.

На о. Врангеля широко распространены снеговые забои. В глубоких каньонообразных долинах мощность снега достигает 20—25 м. Л. В. Громов, справедливо называя снежники малыми ледниками, указывает, что многочисленные снежники были встречены рядом исследователей на южных склонах хребта Бырранга (Таймырский полуостров).

СНЕЖНИКИ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ

На открытых пространствах лесостепи снежники возникают в результате метелевой концентрации снега в эрозионных формах рельефа, врезанных в рыхлые четвертичные толщи, в которых отсутствует мерзлота. Навеянные весенние снежники широко распространены на Средне-Русской, Ставропольской, Приволжской и Уфимской возвышенностях. Снежники в лесостепной полосе Южного Предуралья, по данным И. Д. Брудина (1951), сохранялись на склонах предгорий до начала II декады июня 1949 г.

Обычно снежники располагаются в оврагах на склонах северной экспозиции. В рыхлых толщах снежники создают нивальные ниши и серповидные врезы в склоны террас. Очень часто снежники вызывают в рыхлых толщах оплывание и обрушение косогоров. Слияние боковых стенок снежниковых каров может создавать подобие речных террас.

Снежники перерабатывают поверхность, на которой они залегают. Задернованные склоны покрываются системой трещин с разрывом дерновины, а у подошвы крутого уступа задней стенки бровки обрыва появляются следы оползания участков грунта. Все это следы отчетливого «вгрызания» снежников в поверхность склона. Асимметричность эрозионных форм рельефа средней полосы Русской равнины в значительной мере связана с деятельностью снежников.

СНЕЖНИКИ ГОРНЫХ РАЙОНОВ

В горах юга и востока СССР снежники в большинстве случаев относятся к лавинным. Густота распространения этих снежников тесно связана с распространением лавин в отдельных горных районах (см. соответствующие схемы, приведенные в нашей книге). Навеянные снежники часто

существуют в большом числе также и на платообразных поверхностях гор. В качестве примера приведем хотя бы Крымскую яйлу, где встречаются навеянные летние снежники, способствующие интенсивному развитию карстово-нивального рельефа. Именно в этих, сейчас небольших скоплениях снега следует искать объяснение ряда особенностей современного рельефа Яйлы. При некотором увеличении концентрации твердых атмосферных осадков в местах залеживания снежников здесь интенсивно будет развиваться карстово-нивальный рельеф. В историческое время, в фазу увлажнения, эти процессы проходили здесь, по-видимому, особенно интенсивно, а в ледниковое время здесь могло существовать снежниковое оледенение.

В современных условиях деградации оледенения во всех горных районах лавинные снежники следует рассматривать как неизбежную заключительную фазу оледенения. В случае если оледенение вновь начнет прогрессивно развиваться, лавины постепенно сольются своими конусами и дадут начало ледниковым телам.

ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНИКОВ

Проблема изучения так называемой перигляциальной зоны тесно связана с правильным пониманием значения снежников в формировании рельефа и рыхлых отложений. В настоящее время нами установлено, что под снежниками даже в весеннее время образуются горизонты сезонной мерзлоты, которые предопределяют интенсивное развитие солифлюкции и возникновение комплекса перигляциальных явлений (полосчатости, натечных языков и пр.) во время существования снежника. Зимой в горах Кавказа мощный снежный покров изолирует грунт от промерзания, но когда наступает весна, то остатки фирнизированного снега теряют высокие теплоизоляционные качества и грунт под ним замерзает.

Исключительную важность приобретает исследование навеянных и лавинных снежников для реконструкции следов древнего оледенения в горах, так как снежники наследуют места, где еще совсем недавно лежали настоящие ледники. При изучении карнизных снежников удается установить господствующее направление снего-ветровых потоков, питавших как древние, так и современные ледники.

В районах недостаточного увлажнения снежники играют большую роль в питании рек талой водой. Большинство снежников Средней Азии, тщательно изученных В. Л. Шульцем (1952) и А. Л. Шалатовой, относятся к лавинным снежникам; они-то и служат важным источником питания рек Средней Азии.

Я. К. Башлаков (1958) приводит убедительные данные, доказывающие, что значение ледников в формировании речного стока преувеличивается, и подчеркивает значение снежников в питании рек. На основании работ, проведенных по программе Международного геофизического года, Я. К. Башлаков отмечает маловодность рек бассейна р. Чуи летом 1957 г. — сток оказался ниже на 35—45%, чем в средний по водности год. Между тем при наблюдении за стаиванием ледников не было отмечено больших отклонений от средних величин, зафиксированных в прежние годы. Основная причина маловодности рек заключалась в том, что зима 1956/57 г. была сравнительно малоснежная и поэтому площадь снежников оказалась небольшой.

Подобно ледникам, снежники служат аккумуляторами влаги и источником питания горных рек.

Нами замечено, что в годы, когда на дно долин падает много снежных обвалов, реки получают надежные, хорошо сохраняющиеся запасы влаги, аккумулированные в мощных лавинных снежниках, которые постепенно тают. Наоборот, снег, лежащий на склонах, быстро испаряется уже весной, а потом летом не дает столь нужной для орошения полей влаги. Очевидно, там, где требуется создать искусственным путем надежную аккумуляцию воды в твердом состоянии для орошения, назрел вопрос об искусственном сбросе снега со склонов.

Лавинные снежники, лежащие на дне долин и у подошвы склонов, — грозное предостережение для изыскателей, которым предстоит сравнивать варианты дорожных трасс и выбирать строительные площадки. Исследователь, ведущий работы в горах, должен очень внимательно отнестись к снежным пятнам: по ним можно сделать вывод, что в этой местности зимой надо обязательно ожидать схода лавин. Грубая ошибка — принимать лавинные снежники за остатки сугробов, т. е. за остатки метелевого перераспределения снега.

В Арктике снежники, лежащие под крутыми обрывами, вызывают оплывание и обрушивание косогоров, выше

которых располагаются постройки (Н. А. Солнцев). По нашим наблюдениям, в Хибинах и на Эльбрусе, на склонах, где в рыхлых толщах сделаны дорожные выемки, снежники способствуют затягиванию их солифлюкционным грунтом.

В настоящее время исследование снежников приобрело новое важное значение в связи с вопросом о селевых паводках в Заполярье. На сели в Заполярье впервые обратил наше внимание сотрудник Хибинской географической станции МГУ В. Ф. Перов, который в совместном со мною маршруте (июнь 1955 г.) показал следы селей в долине Поачвумиока и Вуонемиока (Хибины). Сначала казалось, что в условиях Заполярья, где летом нет больших поступлений воды, образующейся в результате ливней или таяния ледников, селей быть не может, и вынос обломочного материала на дно долин мы приписывали деятельности лавин.

А. М. Комлев (1957) был свидетелем селевого паводка 29 мая 1955 г. в окрестностях Норильска. Причиной селевого паводка явилась снежная запруда (снежник), которая была прорвана талой и дождевой водой, в результате чего и возник снежно-грязе-каменный сель. Высота потока в русле ручья была 10—12 м, а длина пути, проделанного селем, — 3,5 км. А. М. Комлев указывает, что по мере скопления воды снежная запруда, сдерживаемая кустарником, перемещалась вниз по ручью, пока, наконец, не была окончательно прорвана напором скопившейся воды. Таким образом, сель был вызван интенсивным снеготаянием, сопровождавшимся дождем, и накоплением вод от таяния снежников, лежавших в русле ручья. В районах нового строительства сель, двигавшийся со скоростью 4,0—5,0 м/сек и прошедший 3,5 км, мог вызвать, очевидно, большие разрушения.

Р. Ю. Вениери (1960) сообщает о снежно-грязе-каменных потоках на Полярном Урале, которые возникают из-за того, что в многоснежные холодные зимы ущелья забиваются снегом мощностью 18—21 м при плотности 0,35—0,45. При усиленном радиационном таянии со склонов южной экспозиции поступает много талой воды, которая замерзает в толще снега и создает запруду.

Во время дождей возникает озеро и образуется сель, создающий борозды выпахивания и оголяющий склоны. Поэтому при выборе строительных площадок и трассировании дорог в тундрах Кольского полуострова, Таймыра, Чукотки и других районов Заполярья следует учитывать

возможность селевых паводков, образующихся из-за скопления, а затем прорыва воды, подпруженной снежниками. Особенно опасные паводки возникают в горных районах, где запруды создают лавинные снежники.

Иногда внутри лежащего в лотке лавинного снежника во время интенсивного таяния снега возникает туннель, по которому стремительно течет вода. В случае если кровля снежного туннеля обрушится, то может также скопиться вода, которая создаст сель.

При обследовании нами долин Памира местные жители говорили, что лавинные снежники временами создают запруду, которая задерживает воду на 5—10 часов, а иногда — на 15—17 часов. Высота подъема воды перед такой снежной запрудой в среднем 5—10 м, но иногда достигает и 15—25 м. Прорывы снежных запруд на р. Гунт вызывают паводки высотой 3—4 м.

При изучении снежников к ним следует подходить как к своеобразной форме проявления современного оледенения. Мощность многих снежников достигает 20—40 и даже 60 м, а плотность — 0,55 и до 0,62. По мнению Ю. Я. Кузнецова (1958), годичная слоистость и значительная мощность многих снежников неоспоримо доказывает их многолетнее существование. Именно это последнее прямо роднит снежники с оледенением.

В стадии снежникового оледенения чрезвычайно интенсивно протекают процессы возникновения специфического рельефа и рыхлых отложений. Много уделялось внимания возникновению новой горной породы под влиянием деятельности снежников — нивального мелкозема, но недостаточно исследовано накопление эоловых минеральных наносов на поверхности снежников, которые могут давать начало лёссам и лёссовидным суглинкам (А. И. Спиридонов, 1960). Именно в условиях пятнистого ландшафта, когда среди белоснежных полей (снежников) имеются большие участки темного, оголенного, не закрепленного растительностью и развеваемого ветром грунта, создаются благоприятные условия для аккумуляции рыхлых наносов на сырой, ноздреватой поверхности снежников. А. И. Спиридонов на основании личных наблюдений в Брянской области приводит интересный фактический материал по соотношению лёссовых толщ с коренными породами. Он отмечает, что местами лёссовые суглинки налегают непосредственно на морену — без промежуточных горизонтов

погребенной почвы и без признаков размыва ледниковых отложений. Это свидетельствует об отсутствии перерыва между отложением морены и покровных суглинков, а также лёссов. А. И. Спиридонов считает, что материал лёссовых пород накапливался за счет мелкозема, вытаившего не только из льдов, но и из снежников.

В результате ветрового переноса даже в настоящее время на поверхности скапливается большое количество минеральных и органических остатков. «Самопогребение» снега под покровом эоловой пыли нами наблюдалось на Восточном Памире. Поэтому механизм накопления лёссов и лёссовидных пород на Русской равнине, который нарисовал А. И. Спиридонов, нам представляется вполне убедительным. В выдвинутой им гипотезе образования лёссовидных и лёссовых пород успешно преодолевается противоречие эоловой и водной концепций образования лёсса. В своих взглядах А. И. Спиридонов исходит из наблюдающихся в настоящее время процессов.

М. А. Глазовская (1952) связывает генезис лёсса с накоплением мелкоземистого материала, отложившегося на ледниках плоских вершин. Она указывает, что тонкий слой серого, пахнущего сероводородом крупитчатого материала, лежащий на поверхности льдов и фирна, возникает в результате отложений пылевой мглы. М. А. Глазовская пишет: «На поверхности льда в специфических условиях попеременного увлажнения и замораживания происходит трансформация приносимого ветром материала. Эта трансформация заключается в следующем: обогащение органическим веществом, возникновение закисных соединений, образование крупитчатой структуры, обусловленной деятельностью синезеленых водорослей» (стр. 68).

Проблема изучения так называемой перигляциальной зоны тесно связана с правильным пониманием значения снежников в формировании рельефа и рыхлых отложений. М. Н. Степанов (1961) указывает, что в поверхностном (3—4 мм) слое снега площадью в 1 кв. м скапливается 10—25 г твердых эоловых частиц; в пересчете на 1 кв. км их вес будет 10—25 т, а в 1 куб. м снега при тех же условиях 1—2,5 кг.

Таким путем за тысячелетие может накопиться одометровая толща мелкозема. Учет всех перечисленных вопросов, возникающих при изучении снежников, может пролить свет на многие важные проблемы изучения нашей планеты.

Лавины

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛАВИН

ЛАВИНОЙ называют пришедшие в движение и низвергающиеся снежные массы. Они питают почти все горные ледники и служат мощным фактором переноса обломочного материала. Лавины — неизбежный твердый сток влаги в местностях с расчлененным рельефом, поэтому в большинстве горных районов с устойчивым сезонным снежным покровом возможно их появление.

Лавины, состоящие из сухого порошкообразного снега, при падении почти полностью распыляются, образуя снежное облако, быстро мчащееся вниз. Особенно велико воздействие на рельеф мокрых (грунтовых) лавин, которые подобны селям: они сносят обломки, раздвигают, как снегоочистительный клин, на дне долины рыхлые толщи, создавая характерные лотки, обрамленные валами из обломочного материала. Очень часто два конуса, состоящие из перенесенного лавинами обломочного материала и возникшие у противоположных склонов долин, сливаются, и исследователи, принимая их за конечную морену, перегораживающую долину поперек, неправильно реконструируют по ним размеры древних ледников (рис. 49).

В настоящее время появились работы, в которых особое внимание обращается на рельефообразующее значение лавин (М. И. Ивероновой, 1953; Н. В. Пучковой, 1955; Г. К. Тушинского, 1959а; В. И. Сербенко, 1954, и др.). Лавины сносят элювий и эродируют обломочным материалом канал стока; они постепенно создают конусы у подошвы

Рис. 49. Лавинные снежники в долине р. Чотча (Западный Кавказ), создающие псевдоконечную морену

Фото Г. К. Тушинского

склонов из остроугольных обломков. Лавины не только сносят продукты выветривания и питают снегом ледниковые бассейны — они освобождают зону альпийских лугов от снега, благодаря чему растительность вегетирует значительно раньше, чем на склонах, где еще сохранился сезонный снежный покров.

Гидрологическое значение лавин заключается в том, что они скапливают в своих конусах большое количество воды в твердом состоянии. Если бы зимний снег оставался на склоне гор в виде тонкого слоя, то он растаял или испарился бы в весеннее время; снег же, накопившийся в конусах мощностью 20—40 м и хорошо защищенный на дне ущелья высокими склонами от солнечных лучей, может таять все лето, а остаток его может даже превращаться в эмбриональные формы оледенения (перелетовывающий лавинный снежник).

Проводя круглогодичные исследования в горных районах, мы убедились, что динамика почти всех ледников, питающихся лавинами, в значительной степени зависит от поступления в бассейны питания ледников лавинного снега. При реконструкции древнего оледенения в горах необходимо учитывать обеспеченность в прошлом питания ледниковых тел лавинами со склонов.

По мере хозяйственного освоения высокогорных районов СССР число зарегистрированных случаев падения лавин увеличивается. Однако до настоящего времени среди некоторой части изыскателей и строителей дорог и населенных пунктов существует ложное представление о том, что лавины характерны лишь для Альп, Кавказского хребта и гор Средней Азии. Подобная точка зрения неверна: лавины могут сходить не только в высокогорных странах. Например, снежный обвал на перегоне Вавилово—Миньяр Вавиловской дистанции Уфимской железной дороги прервал движение поездов. Лавины ежегодно наблюдаются также в Карпатах, в горах Камчатки, Чукотки и Сахалина. Весь южный пояс гор, обрамляющий Советский Союз, является территорией, где ежегодно падают лавины. Известны они на Кавказе, Памире, Тянь-Шане, Алтае, в Западном и Восточном Саяне, в Забайкалье. На севере нашей страны лавины отмечены в Хибинах, в Ловозерских тундрах, на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, на Северной Земле и Таймыре. В результате падения лавин ежегодно гибнет немало людей и причиняется большой

материальный ущерб. Проектировщики горных дорог, рудников, спортивных сооружений и поселков, находящихся в лавиноопасных районах, должны ясно представлять себе всю грандиозность лавинной опасности.

Каждая, пусть даже один раз сошедшая лавина оставляет после себя настолько значительный след в рельефе и в растительном покрове, что исследователь, знакомый с лавинами, может определить место, опасное в лавинном отношении. Лавины падают иногда с перерывом в сто и более лет. В. Фляйг, например, указывает, что по лавинному лотку у Бертоломберга, по которому в 1954 году сошла лавина, вызвавшая большую катастрофу, падения такого количества снега не наблюдалось с 1689 г., т. е. 265 лет. Нередко перерывы в падении лавин дезориентируют недостаточно опытных изыскателей и строителей, которые на основании расспросов жителей, недавно поселившихся в районе изысканий, делают поспешный вывод о том, что, поскольку за последние 5—10 лет катастроф здесь не было, лавин не нужно опасаться. Такое мнение высказывается иногда даже при явных геоморфологических и геоботанических признаках схода лавин.

Большие катастрофы, которые возникают при падении лавин, должны напоминать изыскателям о необходимости тщательного их изучения на вновь осваиваемой территории. Часто не придается большого значения защите от лавин не потому, что в том или ином районе они не наблюдались, а потому, что о лавинах слишком мало знают и не представляют себе, каких гигантских размеров они могут достичь. Автор этих строк видел лавины объемом до 1.5—2 млн. куб. м. Такие огромные лавины создавали завалы-конусы высотой до 60 м. В связи с очень большими запасами завального снега нередко меняется гидрологический режим водотоков, причем из-за прорыва лавинных запруд иногда внезапно возникают катастрофические паводки или проносятся большие сели.

При постройке путей сообщения лавины осложняют выбор трассы, так как они падают с обоих склонов долин, и, таким образом, дорогу неизбежно приходится проводить по лавиноопасным участкам. Только на основании тщательного обследования всех вариантов трассы можно выработать меры защиты от лавин. После окончания постройки дороги на борьбу с лавинами требуются неизмеримо большие затраты, чем на детальные предварительные

исследования лавинной опасности, и, кроме того, часто не обеспечивается бесперебойная эксплуатация дороги. В лавиноопасных районах невозможно прокладывать телеграфные и телефонные линии на столбах — кабель приходится зарывать в землю. Гигантская разрушительная сила лавин и воздушных волн, вызванных их падением, потребовала в некоторых случаях понижения отметок порталов проектируемых туннелей с целью выхода из лавиноопасной зоны.

Лавины в каждом данном районе начинают привлекать наше внимание лишь тогда, когда в горы приходит человек. До того как люди прокладывают дороги, начинают строить промышленные, жилые, транспортные и спортивные сооружения, о конкретных местах падения лавин, как правило, ничего не бывает известно. Лавинами, падавшими в ненаселенных местностях, уничтожались только леса на склонах гор. В безлесных же районах в результате схода зимних и весенних лавин оставались лишь пятна снега или снежные мосты, перекинувшиеся через реки. Но эти немые свидетели схода лавин служат грозными предостережениями пришедшему в горы человеку.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛАВИН

Лавины возникают под влиянием ряда причин. Перечислим главнейшие из них.

Крутизна склонов. Возможность падения лавины возникает в том случае, когда снег залегает на наклонной поверхности и достигает мощности от 0,5 м и выше. Из 210 лавин, наиболее хорошо нами изученных, 5 сошли со склонов с наклоном около 15 — 18°, 23 — около 25°, 52 — около 30°, 63 — около 35°, 57 — около 50°, 10 — около 60°.

Температура и влажность воздуха. Массовый сход мокрых лавин в горных районах с морским климатом начинается в период, когда весной поднимающаяся среднесуточная температура переходит через нуль. Первые мокрые лавины падают из лавиносборов, находящихся на небольших высотах, а затем, по мере перемещения положительных температур в более высокие зоны, начинают действовать лавиносборы, лежащие на большой высоте. В районах, где воздух очень сухой (Средняя Азия, Восточная Сибирь), снег при положительной температуре может не таять, а довольно быстро испаряться. Поэтому для оценки воз-

можности падения лавин недостаточно одних сведений о температуре воздуха по сухому термометру — необходимо также учитывать, что в сухом воздухе испарение снега может привести не к таянию, а к охлаждению его до отрицательных температур.

Температура внутри снежной толщи. Внутри снежной толщи за счет ее высоких теплоизоляционных свойств возникает большой температурный перепад, часто достигающий 10 и более градусов. Теплые слои снега располагаются на некоторой глубине, а холодные — в верхних горизонтах. Так как упругость водяного пара при больших температурах выше, то миграция пара начинается из более теплых горизонтов в холодные. Это влечет за собой испарение ледяных частиц в нижнем горизонте и уплотнение верхних толщ. Вследствие этого нижний горизонт разрыхляется и лавины соскальзывают со склона.

Температурное сжатие снега. При понижении температуры снежное поле на склоне, как всякое охлаждающееся тело, сжимается. В том случае если снег достаточно плотный (особенно если это снежная доска — см. далее), то сжатие может вызвать трещины в снежном поле и сход лавины. В. Н. Аккуратов (1956) утверждает, что при снеге плотностью 0,05 г/см³ падение температуры на 1° может вызвать линейное сокращение снежного поля длиной 1000 м на 16,63 см.

Оттепели и таяние снежного покрова. Оттепели зимой, а также весеннее таяние снега вызывают фильтрацию воды в снежный покров, который промачивается на довольно большую глубину. Мокрый снег становится тяжелым, в месте контакта его с грунтом появляется вода, по которой легко скользит снежный пласт. В весеннее время особенно большая опасность возникновения лавин создается вследствие поступления воды с нагретых солнцем склонов. Если у подошвы коренного склона образовалась мощная осыпь или делювиальный шлейф, то талая вода фильтруется в осыпи и уменьшает промачивание снега. Если вода стекает по бараньим лбам, то намокает нижняя поверхность снежного пласта, что приводит к соскальзыванию лавины.

Метелевый перенос снега. Лавины падают с тех склонов, на которых за счет метелевого переноса скапливается много снега.

Для оценки лавинной опасности склонов долин и отдельных хребтов необходимо иметь сведения о снегонакоплении

и о ветровом перемещении твердых осадков на уровне лавиносбора. Лавинную опасность можно оценивать при помощи реек, установленных в снегосборах, или путем косвенных методов; так, для выяснения основных направлений метелевого переноса снега мы картировали направления снежных карнизов и наблюдали за положением снежных «флагов».

Ветровое уплотнение поверхности снега (снежные или ветровые доски). Ветер разрушает выпавшие кристаллы, захватывает осколки ледяных звездочек и превращает их в мелкие окатанные зерна и в пыль. Если ветер дует против склона, то на наветренной стороне возникает слой спрессованного снега — снежная доска, предохраняющая лежащие под ней массы снега от сдувания. Под защитой снежной доски снег постепенно оседает. Снежная доска не может опускаться, поэтому под ней образуется полость. Когда в результате перекристаллизации в толще снега начнет образовываться горизонт разрыхления, полость под снежной доской будет выражена еще резче. Снежная доска часто разламывается со специфическим звуком; при этом на ее поверхности возникают трещины. На равнине такое оседание снега безопасно, но на крутом склоне под его воздействием немедленно возникает лавина.

Ветровые формы рельефа (снежные карнизы). На гребне горы, подвергающейся действию ветра, воздушный поток ударяется о наветренный склон, оказывает давление на его гребень и, деформируясь, двигается вдоль склона, захватывая частицы снега. Перевалив через гребень, воздушный поток опускается на подветренный склон, где скорость его уменьшается. При этом снег откладывается в виде снежных карнизов, нависающих над подветренными склонами. Если вес карниза увеличивается, то он неожиданно разламывается на большие куски, которые обрушиваются, увлекая лежащий на склоне снег; так создается лавина.

Рекристаллизация снежной толщи (рекристаллизационное округление кристаллов). Лучистые кристаллы льда, возникшие в атмосфере, попадая на поверхность земли, неизбежно округляются. При микроскопическом исследовании свежевыпавшего снега видно быстрое исчезновение лучистых кристаллов и превращение их в бесформенные зерна различной величины — в ледяной конгломерат. Постепенное укрупнение кристаллов приводит к уве-

личению пористости снежного пласта и к возникновению сыпучего, рыхлого горизонта, по которому может свободно сойти лавина.

Изменение механических свойств снега. Снежная толща постоянно находится в состоянии эволюции. Перекристаллизация снега приводит к изменению его структуры и механических свойств. Эти изменения происходят под влиянием существующего в снежной толще градиента температур, который вызывает миграцию водяных паров из более теплых горизонтов снега и перераспределение вещества: в нижних горизонтах толщи ледяные частицы испаряются, в верхних происходит сублимация.

Вырубка лесов на склонах гор. Сведение лесов на склонах гор неизбежно приводит к возникновению лавин. Вырубка лесов становится особенно интенсивной, если в горах строят крупные промышленные предприятия или проводят автомобильные и железные дороги.

Еще в XIV в. в Швейцарии в законодательном порядке была запрещена вырубка лесов на лавиноопасных склонах. Жителей, пытавшихся срубить даже одно дерево, осуждали на изгнание из селения. Так как защиту от лавин обеспечивает лишь достаточно густой лес, на угрожаемых участках следует категорически запрещать его вырубку, а также прорубку просек и лесоспусков.

ПРИЗНАКИ ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ

Геоморфологические признаки

Двигаясь по склону под влиянием силы тяжести, снег соскальзывает, в результате чего создается оползень (осов), состоящий из снега и снесенного обломочного материала. Далее снег устремляется по эрозионным лоткам, углубляя их и образуя у подошвы косогора конусы выноса лавин. Морфология склонов лавиносборов и лотков влияет на размеры лавин, частоту их падения и на выбор противолавинных мероприятий. Бывают случаи, когда неправильно оценивают морфологию склонов и форм рельефа на нем и выбирают неподходящую конструкцию противолавинного сооружения (галерей и навесов); в результате после схода первой же лавины оно разрушается.

Целесообразно различать две основные генетические группы форм рельефа, от которых зависит режим обвалов:

нивально-эрозионно-лавинные формы и гляциально-лавинные формы. Обе эти группы в ранней стадии сравнительно безопасны. Увеличение лавиноопасности совпадает со зрелостью этих форм, когда они внешне становятся похожими друг на друга.

Лавины, зародившиеся в небольших, но крутых эрозионно-нивальных бороздах, незначительны по объему, но падают они весьма часто (почти после каждого снегопада). Дальнейшее разрастание эрозионно-нивальных борозд усложняет их рисунок в плане, так как появляются боковые ответвления, которые способствуют увеличению площади лавиносбора, а следовательно, и увеличению размера лавин.

В карах, сохранивших плоское дно и порог (ригель), лавины не выбрасываются на дно долины, а остаются у подошвы крутых склонов, соединяясь своими конусами в единый шлейф.

Опасность падения крупных лавин увеличивается по мере преобразования кара водной эрозией; когда ригель оказывается полностью прорезанным, становится возможным периодический выброс скопившегося снега из кара.

Поскольку благодаря метелевому переносу в карах порой накапливается очень много снега, объемы лавин могут достигать сотен тысяч кубометров. В разрушенных карах на остатках сравнительно пологих склонов снег скапливается в течение всей зимы, а весной сразу падает в виде лавины.

Полное разрушение водной и лавинной эрозией днищ каров вызывает образование больших снегосборных воронок, склоны которых переходят в борта канала стока; при этом создается форма рельефа, напоминающая эрозионную, с очень крутыми склонами. Падающие из разрушенных каров и снегосборных воронок лавины достигают больших объемов.

Учитывая эволюцию лавиносборов, при расчете противолавинных сооружений необходимо обращать внимание не только на их площадь и на объем конуса выноса, но и на морфологический тип лавиносбора. Из разрушенных каров и снегосборных воронок весь снег низвергается сразу, создавая удар огромной силы. Из эрозионного вреза лавина низвергается частыми, но незначительными, не вызывающими больших разрушений порциями снега, хотя к весне объемы конуса выноса могут достигать гигантских разме-

ров. Следовательно, в первом случае необходимо запроектировать тяжелую бетонную галерею, а во втором можно ограничиться деревянным навесом легкой конструкции.

Изучение морфологии лавиносбора, каналов стока и конусов выноса позволяет нанести на карту контур лавины, определить режим ее падения и указать метод борьбы с ней. При составлении карт лавинной опасности следует изучить следующие формы рельефа.

Снегосборные бассейны имеют различную конфигурацию и уклоны. Если лавиносбором служит кар со свойственной ему формой чаши с крутыми склонами, плоским дном и ригелем, то в результате скопления снега к концу зимы может возникнуть лавина. Однако в долину такая лавина не вылетит: она остановится на плоском дне кара перед ригелем. Наоборот, сильно разрушенные кары, превратившиеся в крутостенные врезы, склоны которых переходят непосредственно в склоны канала стока, часто выбрасывают лавины большой разрушительной силы.

Лавинными лотками называют узкие, крутостенные врезы, по которым транспортируется лавинный снег. Склоны лотков отшлифованы лавинами и обычно лишены растительности; в поперечном сечении они нередко имеют корытообразную форму.

На вогнутых поворотах лавинных лотков наблюдаются следы боковой лавинной эрозии, выражающиеся в расширении лотка, полном уничтожении древесной и кустарниковой растительности и дерна. Эти следы встречаются на значительной высоте над дном лотков и возникают под влиянием движущейся лавины. Места проявления боковой эрозии отчетливо видны издалека благодаря свежим обнажениям коренных пород. При обследовании лавинных лотков следует составить их продольный профиль. Если лоток имеет участки отвесного падения, то при проходе лавины могут возникать воздушные волны.

Параллельные гряды обломочного материала. При движении лавины по ровной или слегка наклонной поверхности дна долины ею раздвигается обломочный материал. В результате создаются гряды, похожие на снежные валы, образующиеся после прохода снегоочистительного клина. Эти гряды высотой до 2—5 м состоят из скальных обломков. При незначительном количестве обломков на дне долины высота гряд не превышает 10—15 см.

Рис. 50. Гранитный обломок, вынесенный лавиной на дно долины Большой Азау

Фото *Г. К. Тушинского*

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с грунтом, дерновиной и со стволами деревьев. Конусы выноса мокрых грунтовых лавин часто почти черные или коричневые, так как в лавинном снеге имеется большое количество грунта. При таянии лавинного снега конус выноса понижается, становится сильно расчлененным, бугристым. Дело в том, что под большими скоплениями лавинного «мусора» снег тает медленнее. После того как снег растает, остается несортированный обломочный материал. На крупных скальных глыбах, вынесенных лавиной, часто лежат небольшие обломки, свидетельствующие о том, что они не катились, а вытаивали. Лежат такие скальные обломки очень непрочно, подчас на острых гранях.

Лавинные бугры. Лавины, сходя со склонов, часто доходят до середины долины и выбрасывают речной аллювий на противоположный берег реки, создавая бугры высотой 2—3 м.

Осовые гряды. Осовы сходят вне строго фиксированных русл по всей поверхности склона. Они уносят обломочный материал, прошлогоднюю траву и постепенно создают небольшую гряду, которая прислоняется к подошве склона.

Лавинные горные породы. Обломочный материал, вытаивающий из лавинного снега и скапливающийся из года в год, образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют лавинным мусором. Лавинная горная порода характеризуется несортированностью обломочного материала и включениями большого количества органических остатков — обломков деревьев, дерна и т. д. (рис. 50).

Ямы выбивания. При ударе лавин о дно долины у подошвы косогора в рыхлых аллювиальных толщах возникают углубления эллипсовидной формы, вытянутые вдоль склона. Эти формы рельефа В. И. Сербенко (1954) назвал ямами выбивания. Площадь каждой из таких ям в долине р. Томи достигает 180—300 кв. м. Со стороны косогора края этих ям пологие, а вдоль противоположного обрывистого края наблюдается земляной вал из сместившихся слоев грунта (высота вала 3,5 м, ширина 5—7 м). Ямы выбивания обычно заполнены водой. Таковы, например, на Кавказе большие озерные котловины в рыхлых толщах плато Мусат-Чери у подошвы хребта в районе Теберды.

Геоботанические признаки

В залесенных горных районах сползание снега и падение лавин уничтожают деревья, а также способствуют изменению состава растительных ассоциаций. Поэтому геоботанические признаки являются вполне надежными показателями лавинной опасности. Густой хвойный лес на склонах — довольно верный признак отсутствия лавин. Для облика склона в лавиноопасном районе летом типично чередование ярко-зеленых полос лиственного леса среди темной зелени хвойных древостоев. Зимой вместо более светлых зеленых полос лиственного леса видны белые полосы лавинных лотков и белые конусы выноса среди хвойных лесов, растущих на склонах гор.

Лавины уничтожают прежде всего хвойные деревья, имеющие поверхностную корневую систему: ель, пихту, сосну. В местах падения лавин сохраняются в угнетенном виде береза, бук, рябина и другие мелколистные породы. Часто они имеют изогнутые формы стволов и ветвей и прижаты к земле.

Геоботанические признаки лавинной опасности правильно отражают размеры сравнительно недавно прошедших

обвалов. Однако эти признаки нельзя переоценивать: если лавины падают один-два раза в столетие, то за 50—60 лет лавинный прочес может зарасти лесом. Этот лес будет моложе окружающего его лесного массива, и различный возраст древостоя на склоне долины должен указывать на лавинную опасность.

На карту лавинной опасности следует наносить: а) контуры смешанных лесов, произрастающих среди хвойных лесов и на дне долины; б) положение сломанных стволов для определения господствующих азимутов их наклона (по этому признаку можно установить направление воздушной волны); в) контуры действия воздушной волны, которые хорошо можно определить по наклонным и сломанным деревьям, а также по границе хвойных насаждений, обрамляющих ярко-зеленый контур лиственных пород и не подверженных действию снежных масс. Кроме того, в тексте описания, прилагаемого к карте, необходимо указать, имеются ли скальные обломки, лежащие на дерне.

Плотный лавинный снег сохраняется до июня — июля, а отдельные снежники стаивают лишь в начале августа. Там, где снежники залеживаются, создаются совершенно иные экологические условия, резко влияющие на состав растительности. В таких местах полностью исчезают растения с продолжительным периодом вегетации. Избыточное увлажнение по периферии конуса выноса вызывает заболачивание дна долины и, следовательно, появление влаголюбивых растений. При падении лавины вместе со снегом переносятся в лесную зону семена альпийских растений, в результате чего возникает снеговая инверсия растительности.

Лавинный снег, залеживаясь на дне долины до второй половины лета, создает микроклимат, свойственный более высоким ландшафтным зонам. Поэтому надежным показателем лавиноопасности служит значительное запаздывание отдельных сезонных явлений в жизни растений. Там, где еще недавно лежал снежник, позднее наступает фаза распускания листьев, цветение и др.

Кроме того, на лавиноопасность указывают высокий травостой и пышная растительность среди низкотравья. Дело в том, что запаздывание в развитии растительности после схода лавинного снега через некоторое время сменяется бурным ее ростом. Летом при высокой температуре воздуха в таких местах скапливается много влаги, а вокруг

лавиноопасного контура к середине лета влага в значительной степени уже израсходована.

Установить лавиноопасный контур и примерные сроки схода снежника помогают такие основные фазы в развитии растительности, как набухание почек, распускание цветов и созревание плодов, цвет травянистого покрова. Очень часто рыжеватые пятна травянистой растительности среди ярко-зеленого луга свидетельствуют о том, что еще совсем недавно здесь лежал конус лавины. Различия в цвете очень хорошо заметны на аэроснимках, сделанных на цветной спектрозональной пленке. По таким аэроснимкам удается составить хорошие карты лавинной опасности.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН

В зависимости от характера движения снега по склонам мы выделяем три типа лавин: осовы (снежные оползни), лотковые лавины и прыгающие лавины (рис. 51).

О с о в а м и называют соскользнувший широким фронтом снег вне строго фиксированных русл. Высота схода осовов обычно в несколько раз меньше ширины полосы соскользнувшего снега. Несмотря на то что при сходе осовов в движение вовлекается слой снега сравнительно небольшой толщины (30—40 см), ими могут легко быть уничтожены автомобили и люди. Летом трудно опознать места расположения осовов, так как они обычно падают с травянистых склонов, не оставляя после падения геоботанических и геоморфологических признаков.

Л о т к о в ы е л а в и н ы движутся по строго фиксированным руслам и у подошвы косогора создают конус выноса. Лога, по которым, движутся лотковые лавины, хорошо опознаются на склонах. Весной они как бы подчеркнуты белой полосой продольного лавинного снежника, лежащего в логу, а летом — более яркой, чем обычно, травянистой растительностью.

П р ы г а ю щ и е л а в и н ы, двигаясь по логу, в котором имеются отвесные участки, свободно падают на дно долины. Прыгающие лавины обладают громадной скоростью и обрушиваются на сооружение всей тяжестью, тогда как осовы и лотковые лавины скользят под некоторым углом к препятствию, лежащему на их пути.

Рис. 51. Склон с лавинами различных типов:

1 — разрушенный кар, в котором недавно находился ледник. Отчетливо заметны уровень заполнения кара льдом и снегом (светлый тон и бордюр снежников у гребня); 2 — лотковая лавина из эрозионного вреза; 3 — лотковая лавина из эрозионно-нивальной воронки

Фото *Г. К. Тушинского*

В зависимости от погодных условий, преобладающих в том или ином районе, снег может быть сухим и мокрым. Лавины тоже различают сухие и мокрые. Однако их характеристика только по состоянию снега недостаточна, так как не дает возможности рекомендовать меры защиты и конструкции противолавинных сооружений для конкретных лавин. В классификации лавин надо учитывать морфологию лавиносбора и лотка, по которому они сходят. Поясним это следующим примером. Лотковые лавины из эрозионных врезов падают часто (табл. 33), и для защиты от них достаточны навесы легкой конструкции. Лотковые лавины из деформированных каров падают лишь 1—2 раза в зиму, но достигают больших объемов — 200 000—300 000 куб. м,

га в значи-

рные сроки
в развитии
ание цветов
ова. Очень
ности среди
еще совсем
цвете очень
на цветной
ам удается
.

по склонам
оползни),
51).
оким фрон-
сота схода
ны полосы
при сходе
авнительно
легко быть

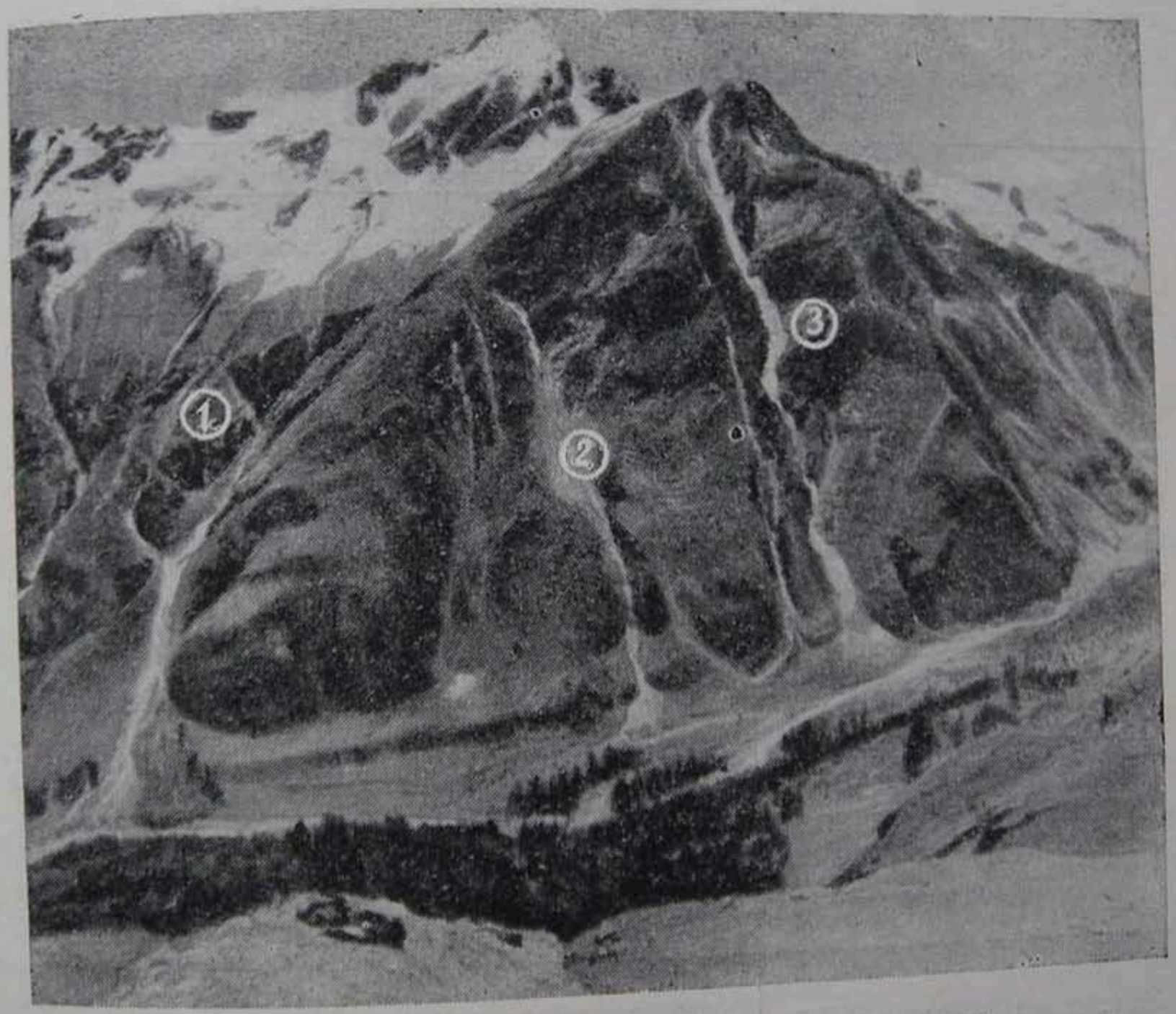


Рис. 51. Склон с лавинами различных типов:

1 — разрушенный кар, в котором недавно находился ледник. Отчетливо заметны уровень заполнения кара льдом и снегом (светлый тон и бордюр лавина из эрозионного вреза; 3 — лотко-

Таблица 33

Комплексная классификация лавин

Морфология пути схода лавин	Состояние и типы снега	
	сухой метелевый снег, снежные доски	мокрый новый и старый снег
1	2	3
Осовы—О		
Ровный склон Отрыв и скольжение снежных масс по всей поверхности склона	Осов сухой—ОС	Осов мокрый—ОМ
Лотковые лавины—ЛЛ		
Лог или лоток Течение и перекатывание снежных масс	Лотковая сухая лавина	Лотковая мокрая лавина
Эрозионный врез—ЛЛ-1	Лотковая сухая лавина из эрозионного вреза—ЛЛ-1-С	Лотковая мокрая лавина из эрозионного вреза—ЛЛ-1-М
Денудационная воронка—ЛЛ-2	Лотковая сухая лавина из денудационной воронки—ЛЛ-2-С	Лотковая мокрая лавина из денудационной воронки—ЛЛ-2-М
Разрушенный кар—ЛЛ-3	Лотковая сухая лавина из разрушенного кара—ЛЛ-3-С	Лотковая мокрая лавина из разрушенного кара—ЛЛ-3-М
Прыгающие лавины —ПЛ		
Участок отвесных стен на пути лавины Свободное падение снежных масс	Прыгающая сухая лавина—ПЛ-С	Прыгающая мокрая лавина—ПЛ-М
Эрозионный врез—ПЛ-1	Прыгающая сухая лавина из эрозионного вреза—ПЛ-1-С	Прыгающая мокрая лавина из эрозионного вреза—ПЛ-1-М
Денудационная воронка—ПЛ-2	Прыгающая сухая лавина из денудационной воронки—ПЛ-2-С	Прыгающая мокрая лавина из денудационной воронки—ПЛ-2-М
Разрушенный кар—ПЛ-3	Прыгающая сухая лавина из разрушенного кара—ПЛ-3-С	Прыгающая мокрая лавина из разрушенного кара—ПЛ-3-М

Продолжение

и для защиты от них требуется строить железобетонные галереи. При постройке защитного сооружения надо правильно решить сопряжение откоса склона с кровлей галереи, учитывая особенности морфологии склонов. При движении лавин по касательной к кровле галереи давление на кровлю будет сравнительно небольшое.

ПРОГРАММА И ОБЩИЕ УКАЗАНИЯ ДЛЯ СБОРА СВЕДЕНИЙ О ЛАВИНАХ

Изучение лавин имеет ту особенность, что, как правило, исследователь имеет дело не с самыми этими снежными образованиями, а, как было сказано выше, с теми следами, которые они оставляют в природе. Результатом изучения лавин обычно служат два основных документа: карты прогноза лавинной опасности и описания лавин.

Составление карт прогноза. Карты прогноза лавинной опасности составляют по геоморфологическим и геоботаническим признакам распространения лавин. Картирование надо проводить весной и в начале лета, так как зимой следы лавинной деятельности прошлых лет скрыты сезонным снежным покровом и наблюдаются лишь конусы выноса лавин, сошедших в данную зиму.

К началу полевых работ собирают все опубликованные сведения о падении лавин, а также опрашивают местных

жителей об известных им случаях падения лавин в изучаемом районе. Если в районе была проведена аэрофотосъемка, то по снимкам составляют предварительную картосхему распределения лавин. Очень тщательно подготовляют также специальное снаряжение для передвижения по скальным, снежным и ледяным склонам. Обследование склонов в весеннее время особенно опасно, и поэтому к нему рекомендуется привлекать опытных инструкторов альпинизма. Территорию лучше обследовать после полного схода устойчивого снежного покрова, но когда еще сохраняются лавинные снежники. Это период господства двух тонов лавинного ландшафта: черного и белого. Лавиноопасные места издали заметны очень хорошо, так как в каналах стока лежат белые лавинные снежники, а у подошвы горных склонов располагаются белые конусы лавинных выносов. Однако этими наблюдениями ограничиться нельзя, так как нет гарантии, что все лавины, которые падают в районе, сошли в данную зиму. Только дальнейшее тщательное опознавание лавинных мест по геоморфологическим и геоботаническим признакам может позволить окончательно решить, все ли места, опасные в отношении схода лавин, зарегистрированы.

Лучше всего карту лавинной опасности составлять по отдешифрированным на местности аэроснимкам, на которых очень хорошо видны все нужные контуры.

В настоящее время мы широко используем для этих целей не только черно-белые аэроснимки, но и снимки, сделанные на специальной спектрозональной пленке. Очень хороший материал для составления лавинных карт дает фототеодолитная съемка. При отсутствии аэроснимков и фототеодолитных стереопар вполне целесообразно производить панорамные фотосъемки аппаратом с широкоугольным объективом.

Программа описания лавин. Чтобы унифицировать сбор материалов о лавинной опасности горных районов СССР, нами была выработана программа описания лавин, включающая следующие необходимые сведения: 1) порядковый номер лавины и название долины; 2) местное название лавины; 3) дата обследования; 4) дата и час падения лавины (указать, от кого получены сведения); 5) местоположение конуса лавины, его высота над уровнем моря. Разница высот между гребнем хребта и дном долины; 6) положение конуса выноса лавины относительно трассы дороги или

строительного объекта: а) какая часть лавины пересекает трассу (лоток, конус выноса), длина завала по трассе, примерный объем конуса выноса; б) с какой стороны упала лавина (нагорная или с противоположного склона); в) длина завала и примерная его мощность (определяют по следам на деревьях и скалах); г) сколько раз и как часто (периодичность) падала лавина (многие из этих сведений заполняются по опросным данным); 7) состояние снегосборного бассейна и лога (определяют при помощи бинокля): а) сохранность следов оторвавшейся массы снега в области питания лавины; наличие порогов отрыва; форма линии отрыва в плане; примерный процент площади схода снега из снегосборного бассейна; б) описание поверхностей скольжения в лотке (наличие обледенелых поверхностей, борозд и пр.); 8) состояние погоды в момент падения лавины; 9) экспозиция лавиноопасного склона относительно стран света; форма лавиноопасного склона (вогнутый или выпуклый), крутизна его (в градусах). Экспозиция лавиноопасного склона относительно снего-ветровых потоков; 10) породы, которыми сложен склон, и их залегание; 11) описание снегосборного бассейна, лотка и конуса выноса: а) морфологический тип; приблизительные размеры и микрорельеф лавиносбора; поперечные и продольные профили через лавиносбор; растительность; б) форма канала стока (лотка) в плане и в поперечном сечении; наличие участков отвесного падения; продольный профиль лога; растительность (видовой состав, ярусность, высота); в) конус выноса, его площадь и размеры; поперечные разрезы через конус; плотность и структура снега; величина отдельных глыб. Фенологические фазы развития растительности и тип растительных ассоциаций на конусе и вокруг него. Результаты шурфования конуса (встречены ли погребенные горизонты почв, число горизонтов, тип почв). Особенности залегания обломков на моховых подушках и на растительности; 12) граница дальности выброса лавины, определяемая математическим путем (по формуле ТНИИС): совпадает ли граница, установленная по геоморфологическим и геоботаническим признакам, с границей, определенной математическим методом; 13) разрушения: а) следы разрушений от удара снега; б) следы разрушений, причиненных воздушной волной. Результаты опроса местного населения о катастрофах прошлых лет; 14) наличие противолавинных сооружений и их эффективность; 15) предложе-

ния по борьбе с лавиной. Возможность использования особенностей рельефа. Предполагаемые методы защиты; 16) номера фотоснимков, зарисовок и планшета топографической съемки; 17) типы лавин; 18) фамилия и должность производившего описание.

На основании собранных сведений о каждой лавине составляется кадастр лавин, прилагаемый к карте прогноза лавинной опасности.

ЛАВИНЫ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Лавины в СССР падают во всех горных районах, где устанавливается устойчивый снежный покров. Основные лавиноопасные территории СССР см. на вклейке III к стр. 54.

Невозможно подробно описать в данной книге каждый лавинный район. Поэтому после кратких указаний на случаи падения лавин в Карпатах, на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Урале, Чукотке, Камчатке и Сахалине мы сначала подробнее расскажем о таких известных лавиноопасных районах, как Кавказ и Хибины, а затем дадим сравнительную характеристику лавинной опасности Кавказа и Хибин с Северо-Байкальским нагорьем, которое значительно отличается от «классических» лавинных территорий — Альп и Кавказа. Кстати, напомним, что многим казалось, будто бы на Северо-Байкальском нагорье лавин вообще быть не может. В настоящее время географы, геологи, изыскатели и проектировщики хорошо знают о лавинах на Кавказе, в Хибинах, горах Средней Азии, Алтае. Однако очень мало известно о лавинной опасности Северо-Байкальского нагорья.

Региональные характеристики снежнолавинного режима Кавказа, Хибин, Северо-Байкальского нагорья, северо-востока Сибири и Памира по объему различны, что связано со степенью исследованности районов. В результате работ, проводившихся на Кавказе, была установлена характеристика снежнолавинного режима Большого Кавказа. В Хибинах нами в течение нескольких лет изучалась микроструктура снега, созревающего в лавиноопасных горизонтах, а также исследовалась морфология лавиносборов.

На Северо-Байкальском нагорье были обнаружены бесспорные геоморфологические и геоботанические призна-

ки лавин и произведена оценка лавинной опасности на значительной территории — между реками Леной, Витимом, Чарой и полосой межгорных котловин (Верхне-Ангарская, Муйско-Куандинская, Чарская), обрамляющих Северо-Байкальское нагорье с юга.

Лавины встречаются в самых различных горных районах Советского Союза. Известны они, например, в Украинских (Восточных) Карпатах, обрамляющих юго-западную часть Европейской территории СССР (высота Полонины Руна — 1482 м, горы Говерлы в верховьях Прута — 2058 м). На горе Говерла в летнее время сохраняются навеянные снежники, а зимой с ее склонов обрушиваются снежные лавины. В 1937 г. здесь от лавин погибло двенадцать польских лыжников. Г. С. Курилов (1954) пишет, что в феврале 1947 г. группа горнолыжников Черновицкого университета наблюдала сход лавин со склонов Говерлы.

На Земле Франца-Иосифа и на Северной Земле лавины падают с крутых склонов ледниковых щитов. 26 марта 1897 г. экспедиция Джексона чуть не погибла от лавин, сошедших с ледникового щита. Объем лавинных выносов был столь значительным, что морской лед треснул и из трещин выступила морская вода. Г. А. Ушаков в своей книге «По нехоженой земле» (изд. 1953 г.) приводит фотографии, на которых видны следы лавин (фото на стр. 160), а также пишет о лавинах, встреченных им в ущельях при пересечении Северной Земли.

Даже на Урале, на Вавиловской дистанции Уфимской железной дороги, на 754-м километре перегона Вавилово — Миньяр, в ноябре падают лавины, и пути не раз засыпались четырехметровым слоем лавинного снега. С. Виноградов (газ. «Гудок», 1953, 19 ноября) писал, что за последние две зимы на этом перегоне из-за снежных обвалов движение прерывалось 57 раз. На этом косогоре даже успели сформироваться отчетливые воронки и лотки, по которым сходят лавины.

На Чукотке в конце лета часто встречаются лавинные снежники, но неопытные люди принимают их за остатки зимних сугробов.

На Камчатке и Сахалине также падают лавины. И. И. Лагунов писал в журнале «Природа» (1948, № 9), что в результате обильных снегопадов в горах юго-восточной Камчатки в апреле и мае 1947 г. были большие снежные обвалы.

Остановимся на характеристике лавинной опасности некоторых горных районов Советского Союза.

Лавины Большого Кавказа. Это район значительной лавинной опасности. Сочетание глубоко расчлененного рельефа и большого снегонакопления на склонах создает предпосылки для возникновения лавин огромных объемов.

Лавинная опасность на Кавказе определяется климатом и рельефом.

Влияние климата. Закономерность в размещении лавин и объемы их конусов выноса в значительной степени отражают климатические различия отдельных частей Большого Кавказа. Лавиноопасность уменьшается к востоку, сильно различаются южные и северные склоны.

Влияние рельефа склонов. Кавказ испытал несколько эпох древнего оледенения, которые сменялись межледниковыми периодами. Во время оледенения бывшие речные долины были превращены ледниками в широкие троговые долины с плоским дном и с крутыми склонами. В последовавшее за этим межледниковое время в дно троговых долин усиленно врезались реки, создавая глубокие эрозионные долины, на склонах которых частично сохранились скалистые террасы — плечи трогов, представляющие собой остатки древних днищ ледниковых долин. Если эти террасы широкие, то они останавливают лавины, с узких же лавины, как с трамплина, прыгают на дно долины.

Подобие террас на склонах создают также полосы древних каров, которые, благодаря тому что их боковые стенки полностью разрушились, слились в единые денудационные поверхности.

На Кавказе очень широко развиты каньонообразные долины. Дно их зимой полностью забивается лавинным снегом мощностью несколько десятков метров, и лавины перелетают с одного склона на другой. Так как склоны каньонов почти отвесны, лавиноопасность их очень большая.

Не ставя задачи описать сколько-нибудь полно лавины Кавказа, мы ограничимся характеристикой двух пересечений: западного, по дороге Сухуми—Черкесск, и более восточного, по Военно-Грузинской дороге. Эти пересечения не только типичны для Западного и для Центрального Кавказа; по ним собран особенно богатый и разнообразный материал.

Лавины на дороге Сухуми—Черкесск. Дорога пересекает Главный Кавказский хребет на Клухорском перевале. На высоте около 1000 м, в долине р. Клыча, начинается лавиноопасная зона, которая прослеживается после Клухорского перевала до 158-го километра (высота над ур. моря — около 1600 м). Общая длина этой зоны 56 км. Нами здесь зарегистрировано более 175 крупных лавин (рис. 52 и 53).

От 96,8 до 100,3-го километра (устье р. Очапари) низвергаются три лавины, остатки которых лежат до середины июня. От устья р. Очапари число лавин резко возрастает; большинство из них относится к типу прыгающих. Выше Южного Приюта мощность лавинного снега заметно увеличивается. Поэтому в первой половине июня здесь еще остаются обширные лавинные снежники. Несмотря на относительно широкое дно долины, лавины перебрасываются через реку до подошвы противоположного склона. От 106-го километра до устья р. Нахари (111-й километр) долина имеет V-образную форму, переходя в верхней части в каньон р. Клыча. В связи со значительными высотами над уровнем моря мощность снежного покрова здесь возрастает, и поэтому объем падающих лавин резко увеличивается.

Некоторые мощные лавины вместе со снегом выносят много обломков скал. Особенно велика лавина Тетригуба. Остатки ее в виде лавинного снежника лежат до августа, а отдельные части, погребенные под мощным слоем облочного материала, превратились в перелетовывающий снежник. В момент падения лавина ударяется в противоположный склон и летит вверх и вниз по течению реки, образуя в плане тело в форме буквы «Т». Лавина несет с собой обломки скал размером до 2 м. Отрезок долины р. Южного Клухора от 111-го до 126-го километра (устье р. Нахари — Клухорский перевал) — наиболее лавинный и снегозаносимый. Он делится на две части: нижняя часть, хотя и шире Клычского ущелья, носит отчетливые следы эрозионной V-образной долины; верхняя часть представляет собой типичный трог с широким дном и крутыми скалистыми склонами. Склоны долины на всем протяжении заваливаются мощными лавинами.

Участок дороги от устья р. Нахари до места слияния рек Махарки и Южного Клухора тоже весьма лавиноопасен. Здесь образуется глубокий снежный покров, который из-за большой высоты дна долины над уровнем моря стан-

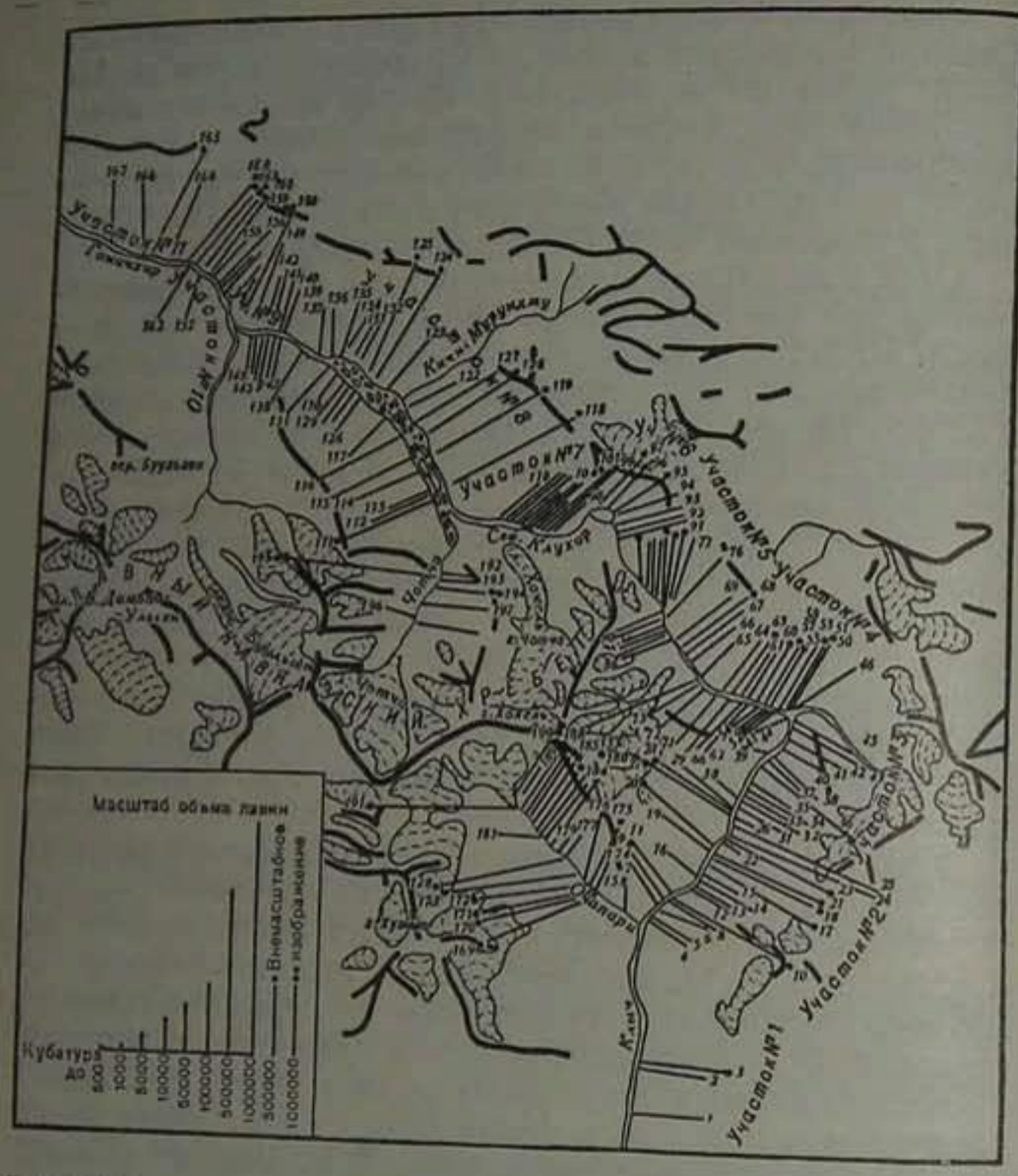


Рис. 52. Схема распространения лавин по дороге Сухуми—Черкесск
Составил *Г. К. Тушинский*

вает лишь в июне. Остатки зимних снегов в виде больших полей и лавинных снежников лежат до августа. Древесной растительности здесь нет, дно и склоны долины заняты альпийскими лугами. Склоны прорезаны неглубокими логами многочисленных лавин. Их объемы несколько меньше, чем на предыдущих участках, так как амплитуда рельефа между дном долины и вершинами окружающих гор по мере подъема к перевалу уменьшается, что влечет за собой и уменьшение площади лавиносборов.

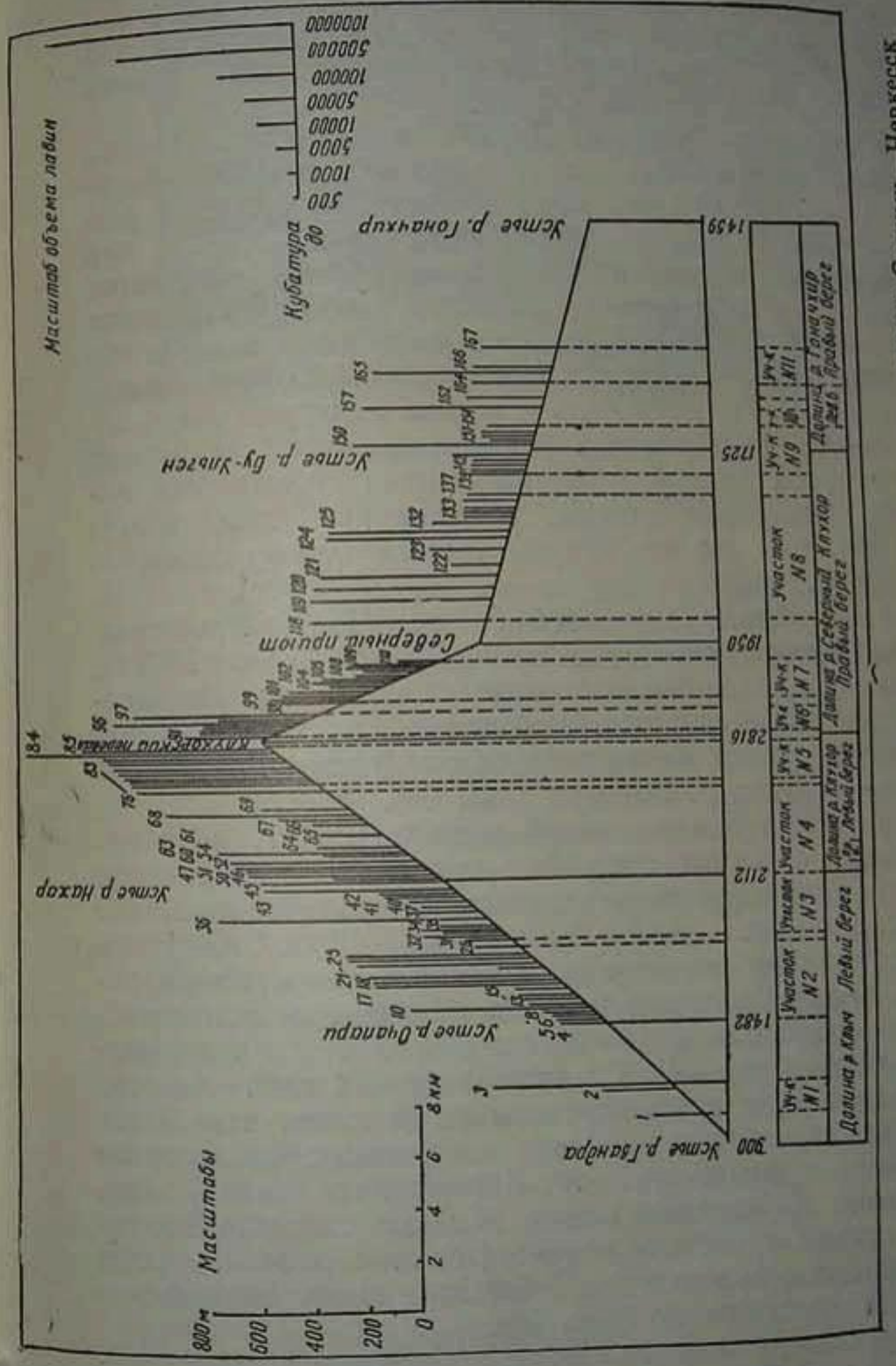


Рис. 53. Профиль пересечения Главного Кавказского хребта по трассе дороги Сухуми—Черкесск
Составил *Г. К. Тушинский*

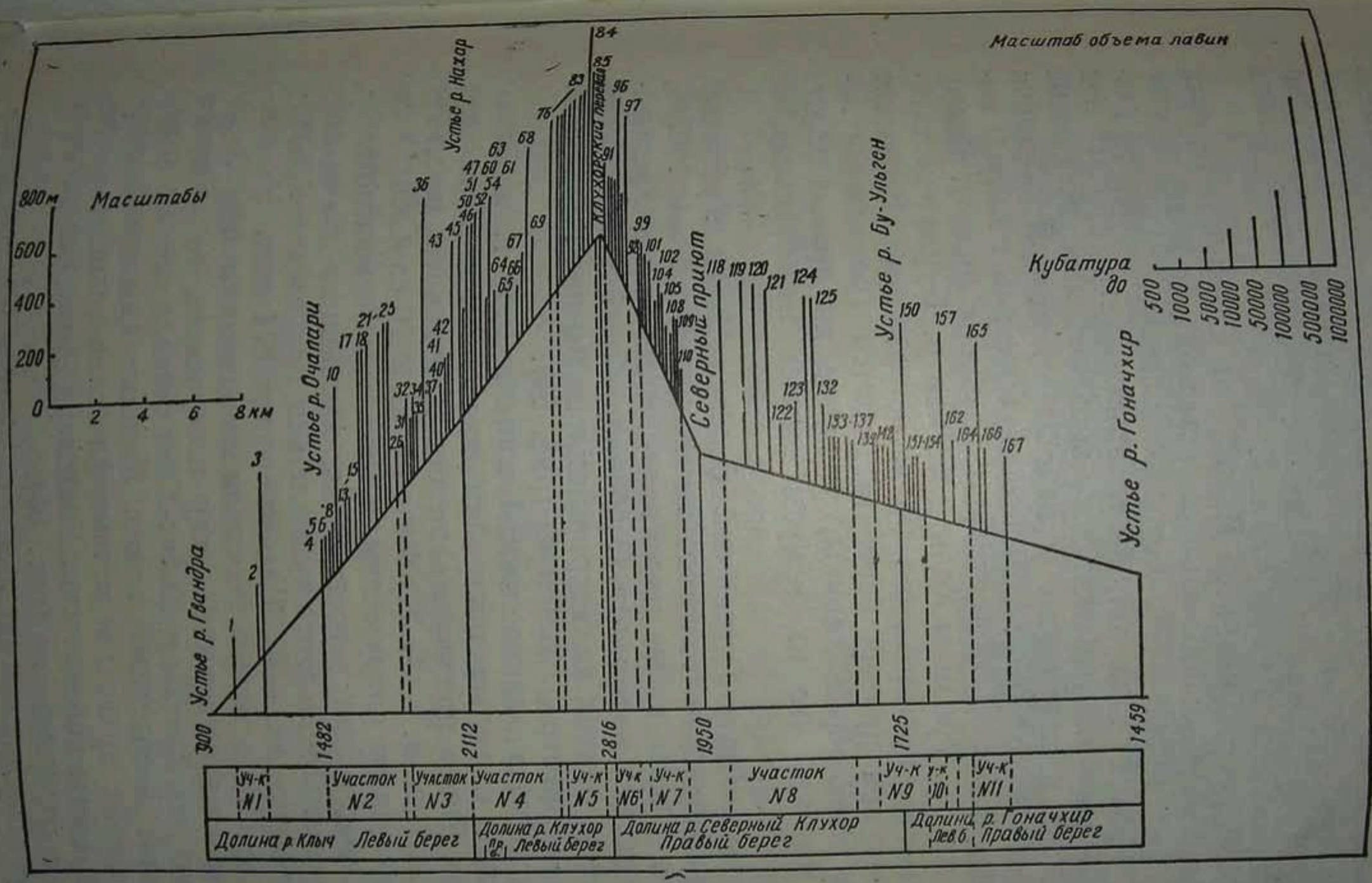


Рис. 53. Профиль пересечения Главного Кавказского хребта по трассе дороги Сухуми—Черкесск
Составил *Г. К. Тушинский*

Перевальное седло служит местом скопления переду-того ветром снега. Лавин на самом перевале нет, но снежные заносы зимой и навеянные снежники летом достигают большой мощности. Между истоком р. Северный Клухор и Северным Приютом с крутого травянистого склона падают многочисленные лавины.

В долине р. Северный Клухор от Северного Приюта до района оз. Туманлы-Кель склоны изобилуют неглубокими логами лавин, часть которых достигает больших размеров. Оба склона долины лавиноопасны, причем при падении многих лавин возникают сильные воздушные волны. На этом участке у подошвы косогора снежники сохраняются до июня. В многоснежные зимы конусы выноса отдельных лавин достигают середины долины. Между районами оз. Туманлы-Кель и устьем р. Буульгена с левого склона низвергаются большие лавины. В долине р. Гоначхира правый берег засыпается громадными лавинами. Некоторые лавины, упавшие на правый берег, столь велики, что их конусы выноса перебрасываются через реку.

Лавины Военно-Грузинской дороги. Через Крестовый перевал колесное почтовое сообщение существовало с 1807 г., однако в зимнее время из-за падения лавин оно прерывалось на несколько месяцев. Особенно неблагоприятен в этом отношении участок на северном склоне Военно-Грузинской дороги — ущелье р. Байдары (рис. 54).

Для обхода лавиноопасной зоны в 1855 г. начались изыскания с целью постройки туннеля под перевалом Садзели. Длина предполагавшегося туннеля (мы называем его Садзельским. — *Г. Т.*) была равна 2610 саж. Стараясь сократить длину сооружения, в 1856 г. было решено изыскивать трассу бортового туннеля, обходящего лишь главные завалы. Длина этого туннеля (мы называем его бортовым Байдарским. — *Г. Т.*) составляла 874 саж. На южном склоне Крестового перевала лавин почти нет. Здесь располагается обширный центр извержения, из которого в долины рек Арагвы и Ходис-Хеви стекали потоки лавы, слагающие Базалетское плато. Мощные андезито-базальтовые потоки прикрыли метаморфические сланцы, создав платообразные поверхности. Благодаря этому Базалетское плато не лавиноопасно (рис. 55).

Сопоставление лавиноопасности обеих дорог, пересекающих Большой Кавказ, показывает, что на Сухумской доро-

Рис. 54. Ущелье р. Байдары и лавина, перекрывшая галерею

Фото *Л. М. Рудакова*

ге значительно больше лавин, чем на Военно-Грузинской дороге. Протяженность лавиноопасной зоны дороги Сухуми—Черкесск 56 км, причем на этом отрезке падает 170 лавин. Протяженность лавиноопасной и снегозаносимой зоны Военно-Грузинской дороги 31 км, из них на лавиноопасный участок (с густотой падения лавин, аналогичной густоте падения их на Сухумской дороге) приходится всего лишь 10 км с 40 падающими лавинами. Столь большая разница в лавиноопасности этих двух дорог объясняется тем, что климат Военно-Грузинской дороги более континентален.

На Западном Кавказе, где проходит дорога Сухуми—Черкесск, на южном склоне хребта лавиноопасная зона начинается с высот около 1000—1100 м над уровнем моря, а на северном склоне — 1600 м. Таким образом, в положении лавиноопасной зоны на южном и северном склонах Большого Кавказа наблюдается резкая асимметрия с разницей высот в 500—600 м. В связи с такой асимметрией лавиноопасность южной части этой дороги значительно больше.

На Военно-Грузинской дороге наблюдается обратное явление в расположении лавиноопасной зоны: большинство лавин находится на северном склоне хребта, а на южном они почти отсутствуют (рис. 56).

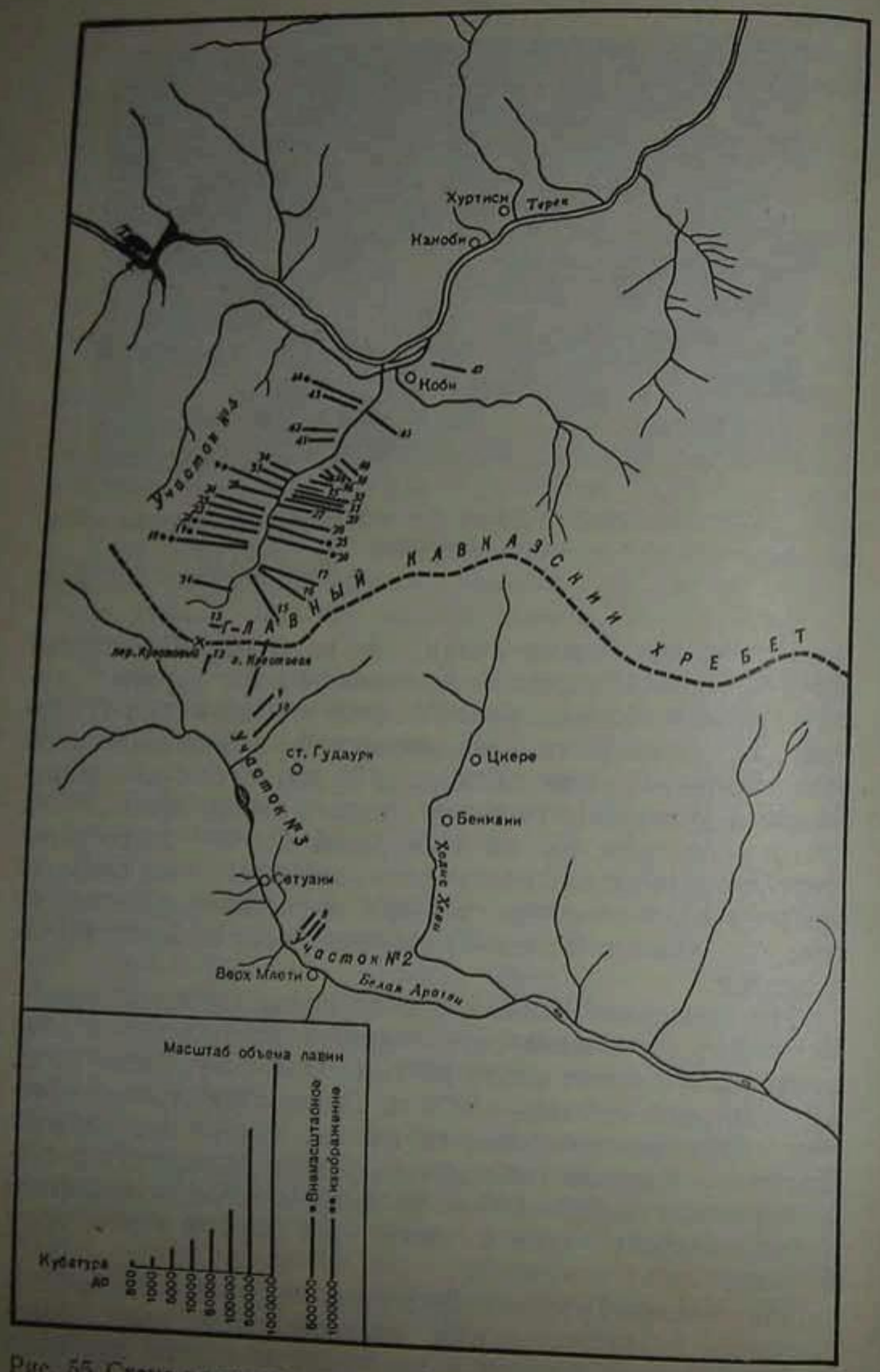


Рис. 55. Схема распространения лавин на Военно-Грузинской дороге
Составил *Г. К. Тушинский*

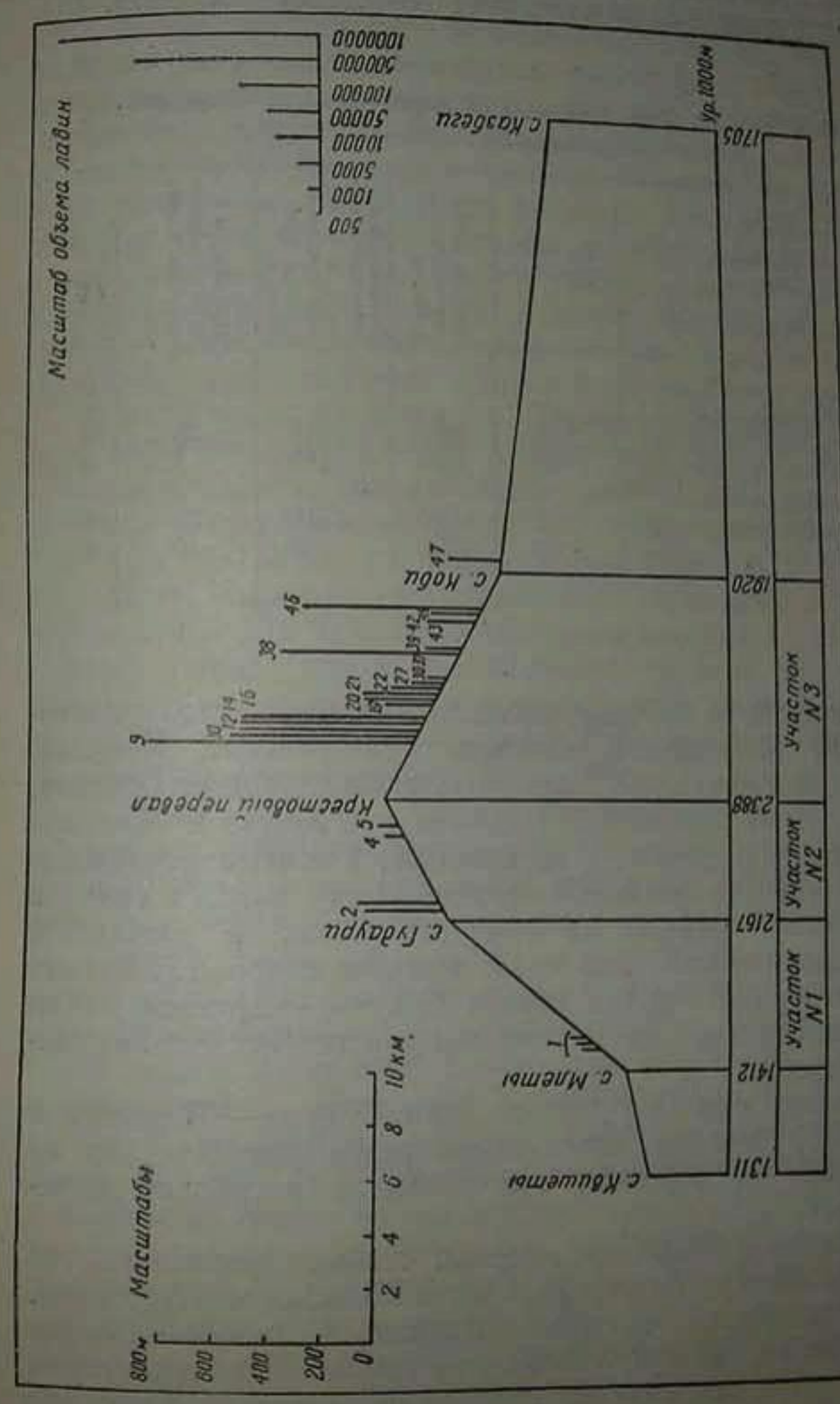


Рис. 56. Профиль пересечения Главного Кавказского хребта по трассе Военно-Грузинской дороги
Составил *Г. К. Тушинский*

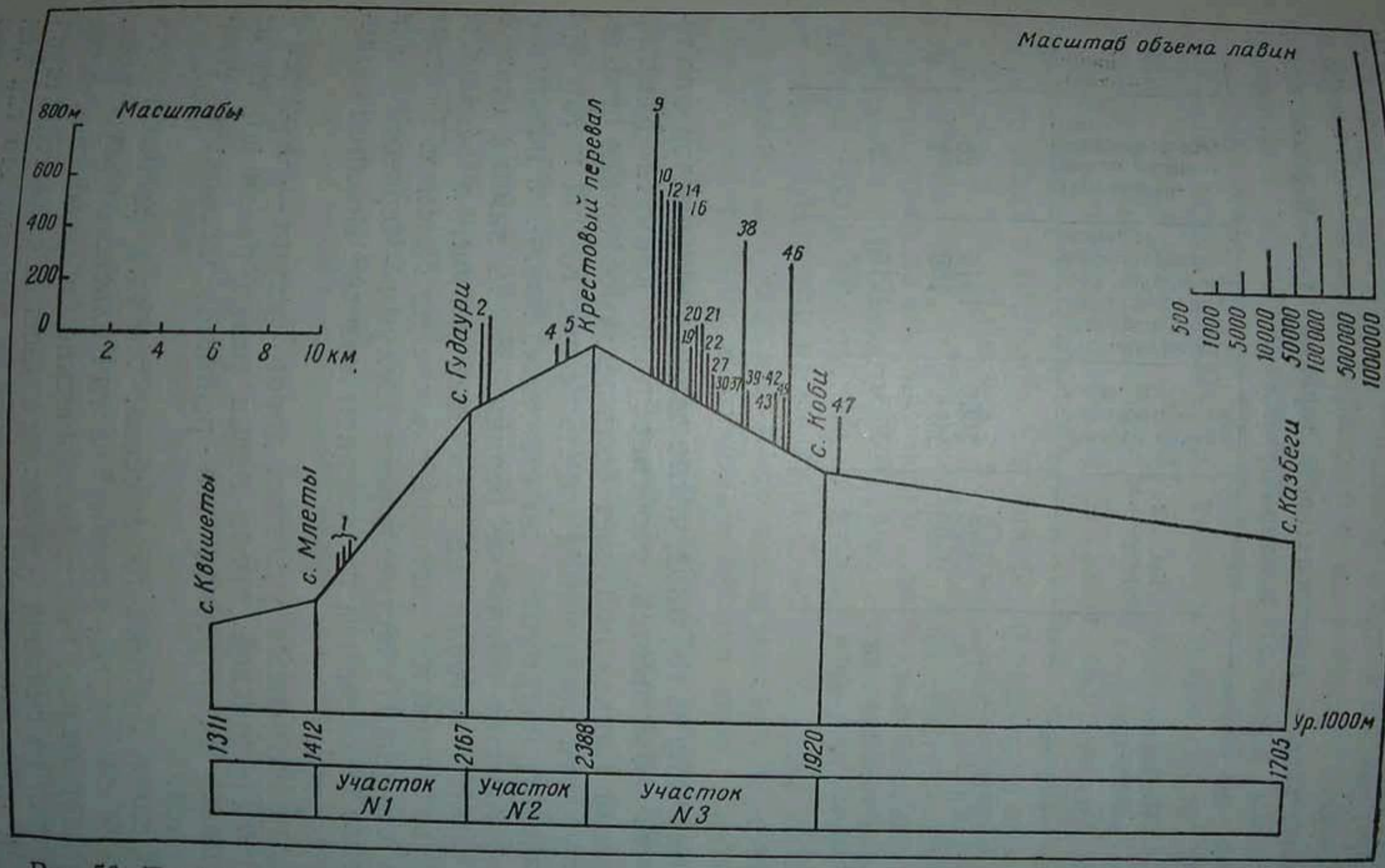


Рис. 56. Профиль пересечения Главного Кавказского хребта по трассе Военно-Грузинской дороги

Составил *Г. К. Тушинский*

Бо́льшая высота Клухорского перевала (2816 м) по сравнению с Крестовым (2388 м) также определяет значительную разницу в лавиноопасности этих двух дорог (см. табл. 34).

Таблица 34

Сопоставление лавиноопасности дорог Сухуми—Черкесск и Военно-Грузинской

Название дороги	Высота перевала, м	Высота начала лавиноопасной зоны, м	Разница между высотой перевала и отметкой начала лавиноопасной зоны, м	Протяженность лавиноопасной зоны, км	Число лавин
Южный склон					
Сухуми—Черкесск	2816	1000	1816	28	90
Военно-Грузинская	2388	2200	188	7	4
Северный склон					
Сухуми—Черкесск	2816	1580	1216	22	80
Военно-Грузинская	2388	1920	468	10	40

Как видно из таблицы, число лавин уменьшается к востоку, что объясняется особенностями климата Кавказа. Западный Кавказ получает больше атмосферных осадков. По глубоким поперечным ущельям рек Клыча и Клухора проникают, поднимаясь по склонам, влажные воздушные массы, дающие обильные осадки. Часть зимних осадков переносится ветрами на северный склон, в результате чего увеличивается снегонакопление на склонах. Поэтому и на северном участке дороги Сухуми—Черкесск лавин в 2 раза больше, чем на северном участке Военно-Грузинской дороги.

Если на южных участках дорог Сухуми — Черкесск и Военно-Грузинской число лавин резко различно, то на северных их отрезках это различие несколько сглаживается.

Лавины Хибинского массива. Хибины располагаются за полярным кругом в средней части Кольского полуострова. Многочисленные геоморфологические и геоботанические признаки на склонах Хибинского массива свидетельствуют о том, что здесь нередко проходили лавины. Но так как они падают с перерывом в 5 — 10 лет и более, за сравнительно короткие сроки деятельности разведочных партий и строительства может не сойти ни одной лавины.

Длительные перерывы в падении лавин доказаны тем, что в конусах выноса, состоящих из обломочного материала, найдено до четырех горизонтов погребенных почв. Это свидетельствует о перерывах в лавинной деятельности, измеряемых многими сотнями лет. Несмотря на такую нерегулярность, лавины при падении оставляют на склонах типичные следы; поэтому при внимательном обследовании опасные места удается оконтурить на карте. Снежные обвалы были известны оленеводам саами, которые заходили со своими стадами в Хибины. В газете «Кировский рабочий» указывалось, что старики саами помнят гибель оленьего стада в 40 голов, которое было засыпано лавиной.

Влияние климата. Из многочисленных факторов, формирующих климат Хибин, рассмотрим лишь те, которые влияют на возникновение лавин. В пределах лавиноопасной части Хибин находятся метеостанции Апатитовая гора (360 м над ур. моря) и гора Юкспор (900 м над ур. моря). Несмотря на сравнительно небольшие абсолютные высоты, для климата Хибинского массива характерны низкие температуры и продолжительная зима. По температурным условиям и по высоте снежного покрова климат плато Юкспор напоминает климат Крестового перевала на Военно-Грузинской дороге (табл. 35).

В связи с тем что Хибины расположены за полярным кругом, огромное значение приобретает экспозиция склонов. Угол падения солнечных лучей небольшой, но склоны южной экспозиции в марте и апреле получают значительное количество солнечной энергии, и поэтому на них образуются гладкие, как бы глазурованные, блестящие солнечные корки, по которым легко соскальзывает выпавший снег.

В зимнее время воздушный поток, идущий с Атлантического океана, вызывает в Хибинах снегопады, а также сильный метелевый перенос снега в лавиносборы. А. Х. Хргиан (1934) указывал, что в Европе больше всего страдают от снега горные дороги Норвегии, открытые для жестких атлантических штормов. Отзвуки этих бурь, переваливших через Скандинавский хребет, вызывают неблагоприятные явления и на нашем Кольском полуострове. Спускающиеся в районе Хибин атлантические воздушные массы вызывают иногда среди зимы неглубокие оттепели, способствующие возникновению настовых корок.

Таблица 35

Сопоставление климатических условий плато Юкспор и Крестового перевала

Климатические показатели	Ст. Юкспор, 900 м над ур. моря	Ст. Крестовая, 2380 м над ур. моря
Средняя температура января, в градусах	—11,9	—11,7
Средняя температура воздуха за I, II и XII месяцы, в градусах	—11,1	—10,8
Средняя высота снежного покрова в III декаде февраля, см	140	155,9
Средняя высота снежного покрова в III декаде апреля, см	158	162,1

Вторжения же арктического воздуха вызывают значительные понижения температур поверхности снега, что усиливает процессы перекристаллизации снега и тем самым увеличивает лавиноопасность. По температурному режиму аналогом станции Юкспор может быть станция Мамисон на Кавказе, находящаяся на высоте 2829 м над уровнем моря (табл. 36 и рис. 57).

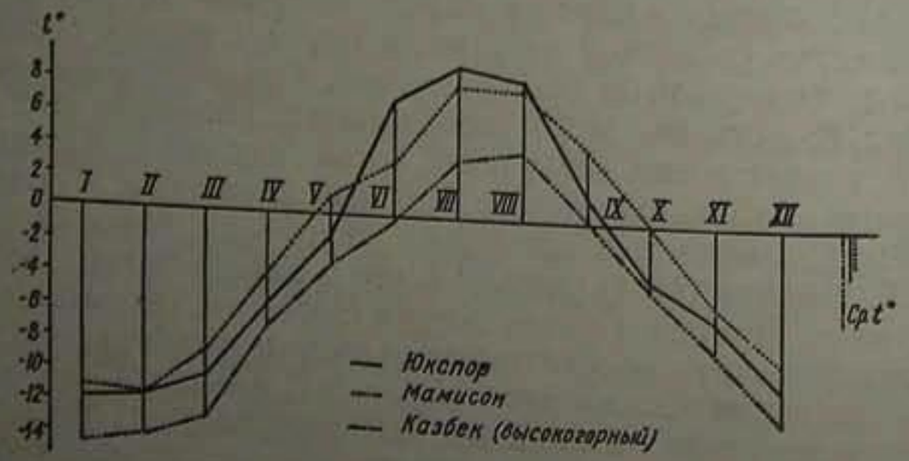


Рис. 57. График сопоставления среднемесячных температур, по данным метеостанций Юкспор, Мамисон и Казбек (высокогорный)

Таблица 36

Сопоставление температурного режима станций Крестовая, Мамисон (Кавказ) и гора Юкспор

Станция	Высота над ур. моря, м	Температура по месяцам в градусах												Среднегодовая температура в градусах
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Крестовая	2380	—11,7	—11,1	—6,7	—1,8	3,9	7,9	10,8	10,8	7,0	2,4	—5,3	—9,5	—0,3
Мамисон	2829	—11,2	—11,7	—8,9	—3,7	1,2	3,2	8,0	7,8	4,5	0,2	—4,8	—8,3	—2,0
Гора Юкспор	900	—11,9	—11,7	—10,4	—5,6	1,4	6,8	10,2	9,4	1,7	—3,4	—5,7	—9,8	—2,0

Таблица 37

Сопоставление максимальных температур, наблюдавшихся на станциях Крестовая и гора Юкспор

Станция	Высота над ур. моря, м	Максимальная температура по месяцам в градусах												Среднегодовая температура в градусах
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Гора Юкспор	900	0,6	0,6	1,0	4,6	15,3	24,8	22,7	21,8	19,1	8,6	3,5	—0,7	24,8
Крестовая	2380	3,2	7,9	12,3	14,8	18,2	22,7	26,1	26,4	25,8	17,4	10,2	3,5	26,1

На равнинах у подошвы Хибинского массива снежный покров сходит в среднем на один месяц раньше, чем в горах. Прогревшаяся поверхность земли согревает воздух, который вызывает бурное таяние снега и падение мокрых лавин со склонов.

Из сопоставления хода температур видно, что зимние температурные условия станции гора Юкспор близки к условиям станции Крестовая.

Для оценки лавинного режима средние температуры далеко не достаточны, так как огромное значение имеют и погодные условия зимы. Для Кавказа характерны глубокие оттепели, во время которых даже на больших высотах из-за западных воздушных вторжений, а также фёнов в течение длительного времени возможны положительные температуры и падение мокрых лавин. В Хибинах среди зимы тоже иногда могут быть оттепели, но их значение в возникновении лавин ничтожно. По А. П. Павлову, число дней, когда во все сроки наблюдений отмечалась только положительная температура, было очень небольшим. Но и в те дни, когда отмечалась положительная температура, в один из сроков наблюдения ее величина оставалась весьма близкой к 0°, т. е. сколько-нибудь энергичного таяния быть не могло, особенно в верхних частях горных склонов. Вот эти наблюденные максимальные температуры:

Месяцы	XI	XII	I	II	III	IV
Градусы	3,5	0,8	0,2	0,0	0,5	0,2

Из сопоставления максимальных температур станции гора Юкспор и станции Крестовой видно, что для возникновения мокрых лавин условия в Хибинах менее благоприятны, чем на Кавказе (табл. 37 и рис. 58).

Так как Хибины подобно скалистому острову возвышаются среди болотистых равнин, сильные ветры переносят снег и отлагают его на подветренных склонах, а также в карах и денудационных воронках. Устойчивый снежный покров устанавливается на плато Юкспор примерно 1 октября, но лишь через месяц после этого начинают падать сухие лавины, когда постепенно накопится снег, перенесенный ветром в лавиносборы. По кадастру, составленному на период с 1933 по 1947 г. включительно, самое раннее падение лавин отмечено 27 ноября 1934 г.

Устойчивый снежный покров на плато Юкспор сходит в среднем к 20 июня, самый поздний сход лавины отмечен

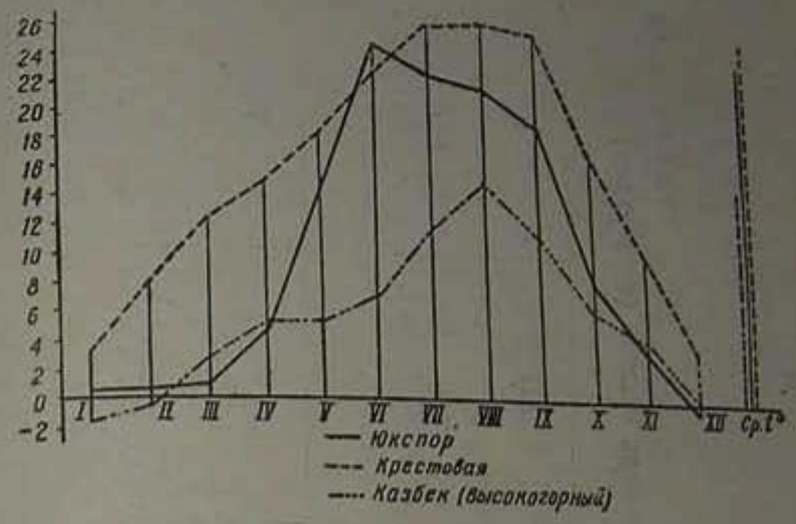


Рис. 58. График сопоставления максимальных температур, по данным метеостанций Юкспор, Мамисон и Казбек (высокогорный)

25 мая. Таким образом, падение лавин начинается на месяц позже и заканчивается на месяц раньше дат установления и схода устойчивого снежного покрова. Ежедекадная высота снежного покрова (табл. 38 и рис. 59) на плато Юкспор в общем близка к ежедекадной высоте снежного покрова станции Крестовой, недалеко от которой, как известно, возникают крупные лавины.

При сильных ветрах, скорость которых достигает на плато Юкспор 20—40 м/сек, происходит метелевый перенос снега, в результате которого мощность снежного покрова на склонах и в цирках вырастает иногда до 4—5 м. Почти весь снег сдувается с плато. При сопоставлении хода метеорологических элементов и дат падения лавин работники горнолавинной станции Юкспор И. К. Зеленой и В. П. Пузанов установили, что опасность возникновения сухих лавин наступает при скорости ветра 10 м/сек и более; кроме того, снежный покров должен быть в таком состоянии, чтобы имелась возможность переноса снега. Лавины падают чаще в дни с сильным ветром или на следующий день после метели.

Влияние рельефа. Для Хибин характерны обширные платообразные поверхности, в склоны которых врезаны лавиносборы различной формы. Сильные ветры сдувают снег с платообразных водоразделов, и он скапливается в снегосборных бассейнах. При этом в бассейнах

Таблица 38

Сопоставление высоты снежного покрова на станциях Крестовая и гора Юкспор (по декадам)

Станция	IX			X			XI			XII			I		
Гора Юкспор	0	1	1	5	8	28	39	51	69	90	105	106	115	129	135
Крестовая	0	0,6	0,8	0,7	3,1	9,6	15,6	25,0	43,6	76,8	85,5	101,7	111,4	120,2	121,7

Станция	II			III			IV			V			VI		
Гора Юкспор	138	139	140	140	139	145	149	150	158	155	142	120	88	24	—
Крестовая	126,7	134,6	155,9	157,7	165,5	178,4	177,3	180,6	162,1	148,0	109,7	46,5	11,6	0,7	0,06

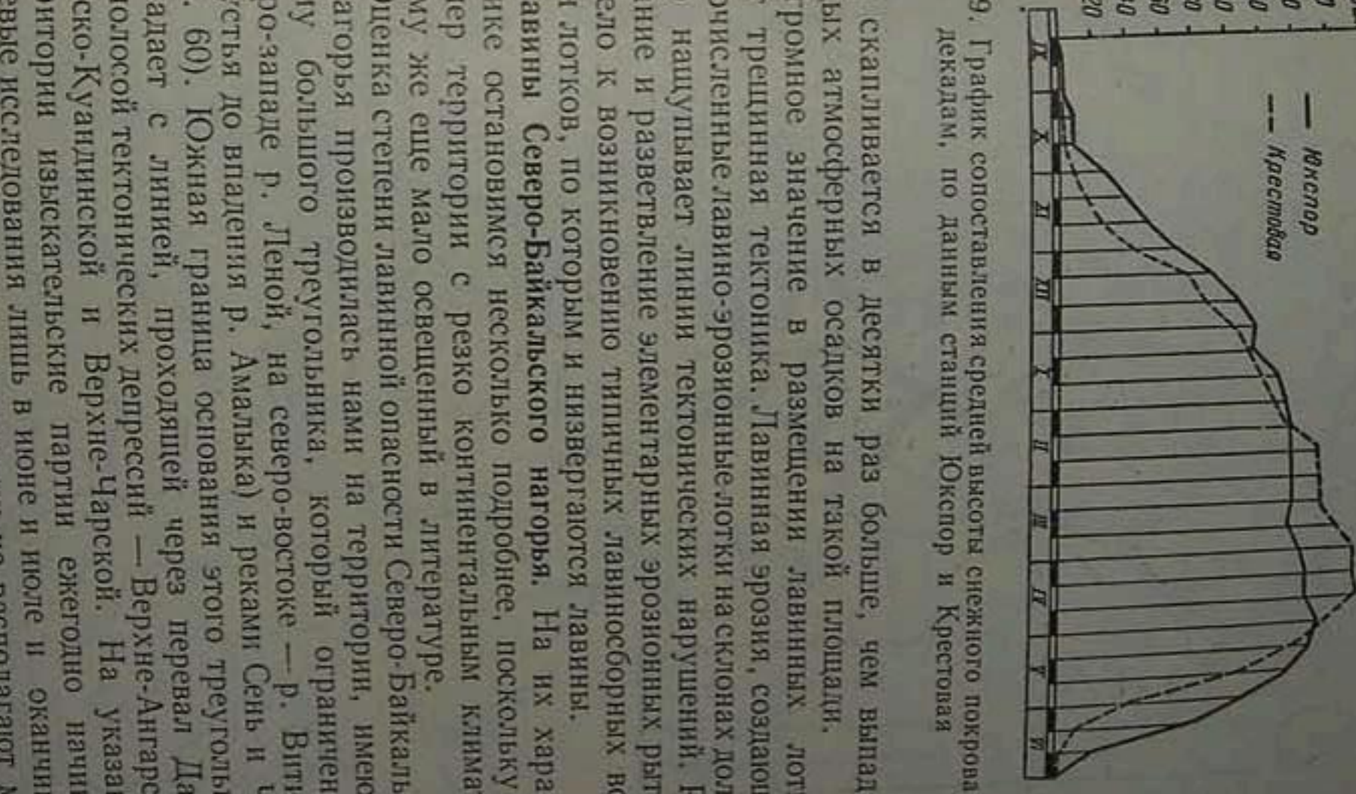


Рис. 59. График сопоставления средней высоты снежного покрова по декадам, по данным станций Юкспор и Крестовая

снега скапливается в десятки раз больше, чем выпадает твердых атмосферных осадков на такой площади.

Огромное значение в размещении лавинных лотков имеет трещинная тектоника. Лавинная эрозия, создающая многочисленные лавино-эрозионные лотки на склонах долин, часто нащупывает линии тектонических нарушений. Разрастание и разветвление элементарных эрозионных рытвин привело к возникновению типичных лавиносборных воронок и лотков, по которым и низвергаются лавины.

Лавины Северо-Байкальского нагорья. На их характеристике остановимся несколько подробнее, поскольку это пример территории с резко континентальным климатом, к тому же еще мало освещенный в литературе.

Оценка степени лавинной опасности Северо-Байкальского нагорья производилась нами на территории, имеющей форму большого треугольника, который ограничен на северо-западе р. Леной, на северо-востоке — р. Витимом (от устья до впадения р. Амалыка) и реками Сень и Чара (рис. 60). Южная граница основания этого треугольника совпадает с линией, проходящей через перевал Даван, и с полосой тектонических депрессий — Верхне-Ангарской, Муйско-Куандинской и Верхне-Чарской. На указанной территории изыскательские партии ежегодно начинают полевые исследования лишь в июне и июле и оканчивают их в октябре. Естественно, что они не располагают материалами зимних и весенних обследований, т. е. наиболее лавиноопасного периода года. Поэтому для выделения характера лавин в этом районе приходилось прибегать к опросу местного населения.

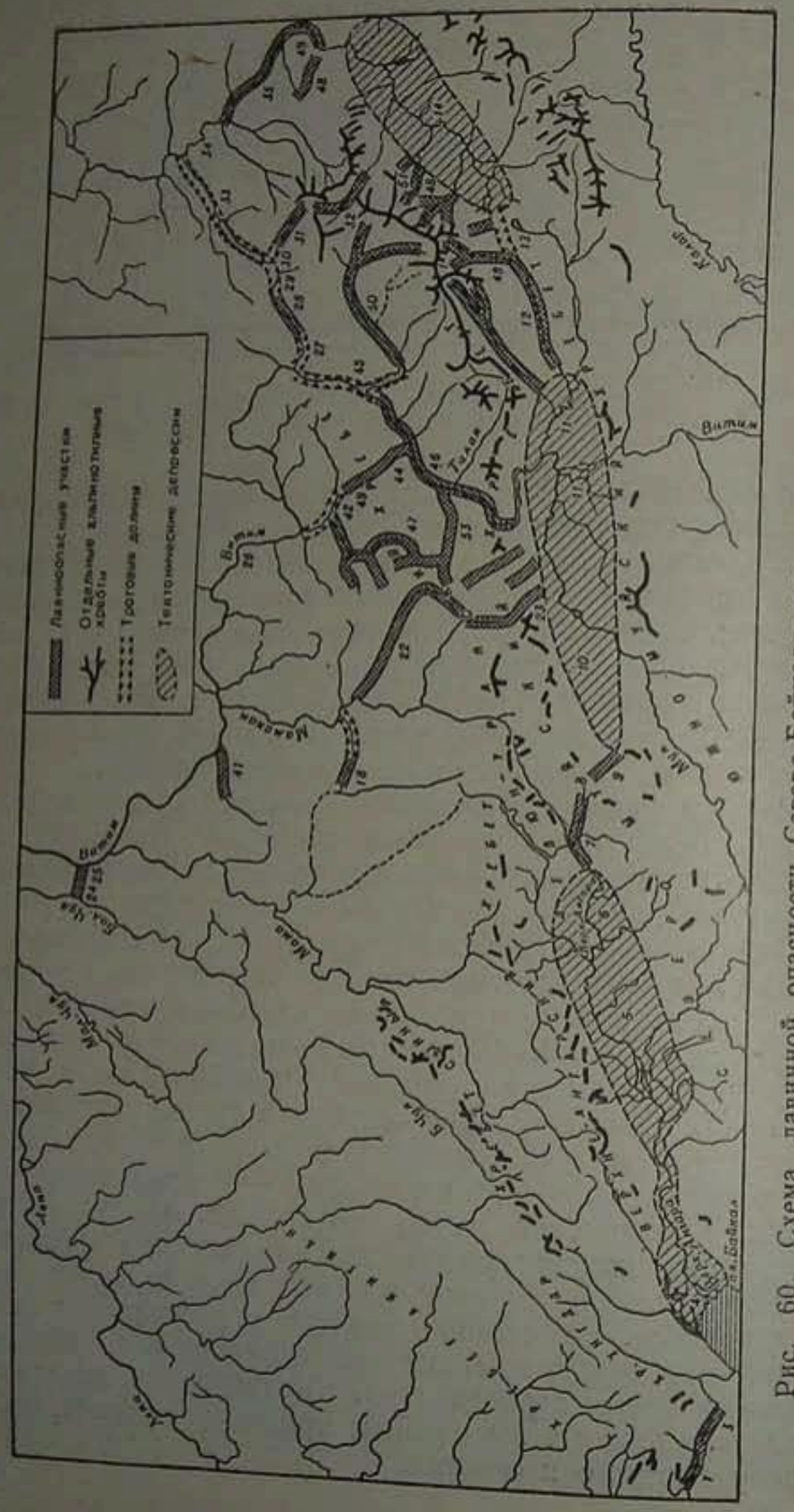


Рис. 60. Схема лавинной опасности Северо-Байкальского нагорья
Составил Г. К. Тушинский

Климатические условия. При сопоставлении данных байкальских и хибинских метеорологических станций можно убедиться в том, что, учитывая ряд показателей, на Байкальском хребте должны падать бóльшие лавины, чем в Хибинах. Несмотря на антициклональный климат Северо-Байкальского нагорья, скорость ветра здесь нередко превышает критическую скорость 10 м/сек, при которой в Хибинах объявляется о наступлении лавинной опасности. При очень низких зимних температурах, свойственных Северо-Байкальскому нагорью, и больших скоростях ветра происходит усиленный метелевый перенос снега в лавиносборы.

Важнейший фактор в возникновении лавинной опасности на Северо-Байкальском нагорье — низкая температура воздуха, способствующая усиленной перекристаллизации снежной толщи. Абсолютный минимум колеблется от —43,8 до —58,5°, а среднемесячная температура воздуха достигает в январе на станции Даван (990 м) —30,4° и на станции Прииск 11-го Октября (1300 м) —36,2°. Среднемесячные отрицательные температуры держатся с октября по май, что создаст благоприятные условия для перекристаллизации снежной толщи, которая усиливается на широко распространенных здесь каменных осыпях и россыпях. Абсолютные максимумы температур в марте и апреле поднимаются выше 0° и могут способствовать возникновению мокрых лавин лишь в эти месяцы. За весь же

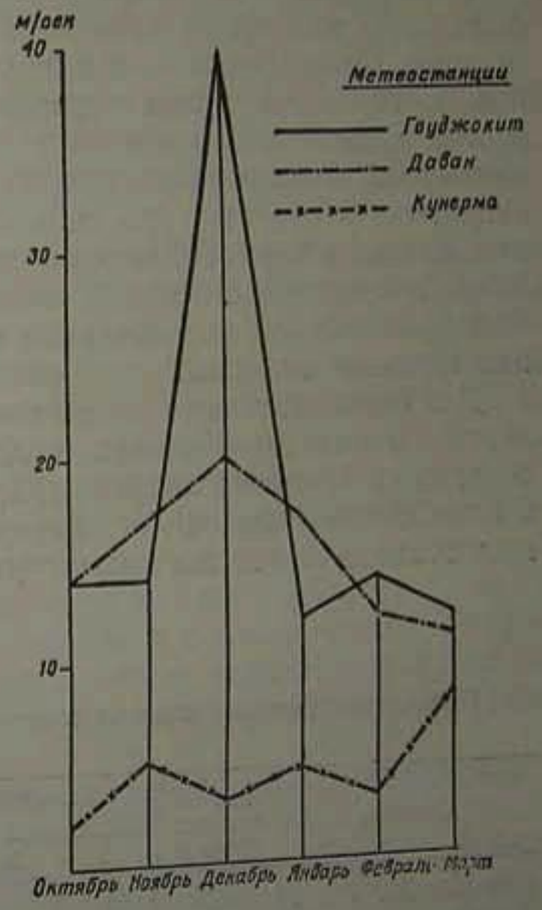


Рис. 61. График скоростей ветра на Северо-Байкальском нагорье, по месяцам для холодного периода года, по данным метеостанций

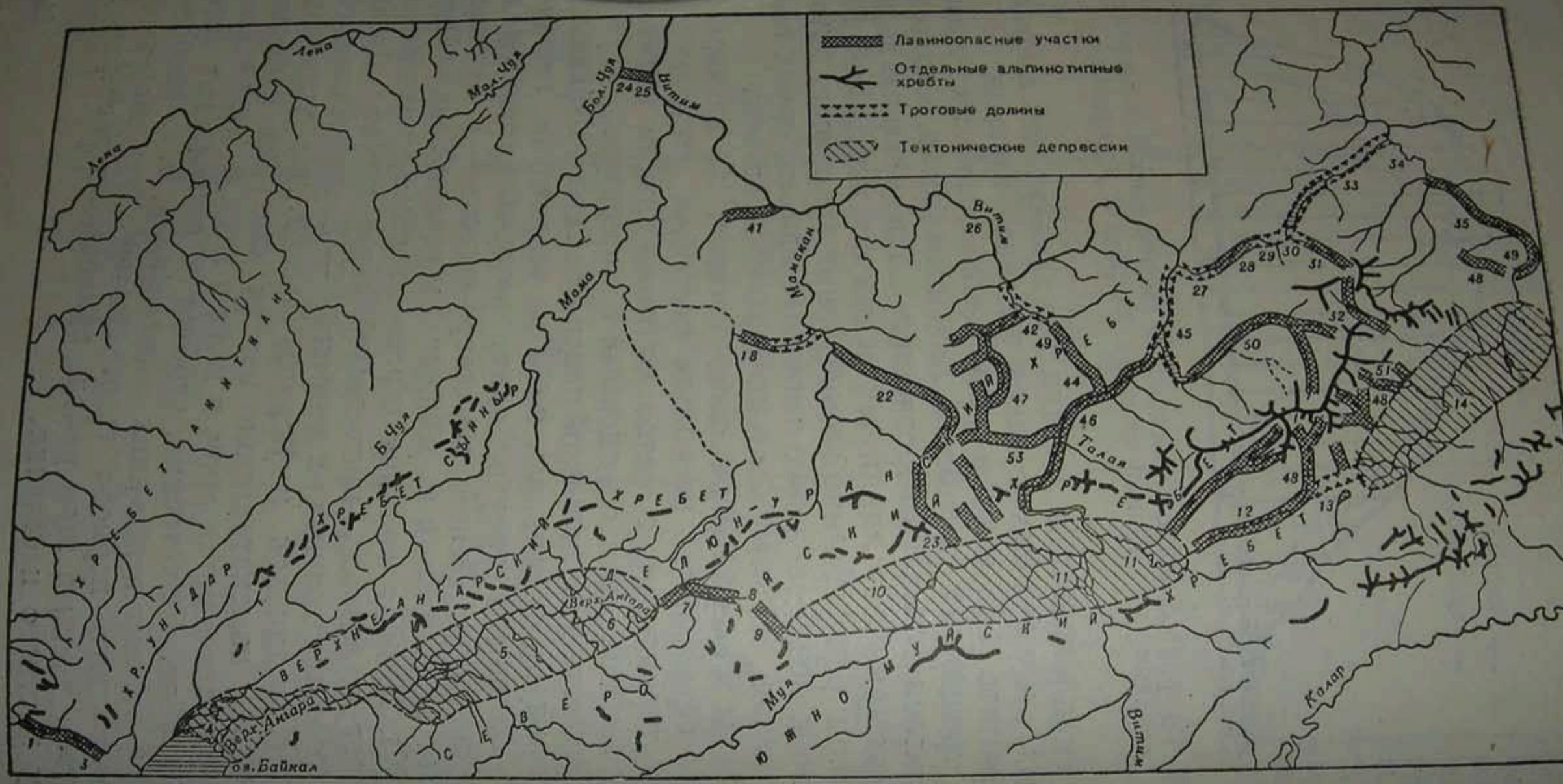


Рис. 60. Схема лавинной опасности Северо-Байкальского нагорья
Составил *Г. К. Тушинский*

зимний период (с 20 октября по 15 апреля) в среднем бывает около 20 дней с оттепелями. В высокогорье продолжительность зимы до 10 месяцев.

По данным трех станций Байкальского хребта, зимой преобладают юго-западные и западные ветры, к востоку же от Байкала на большинстве станций отмечены ветры северо-западных румбов (рис. 61). Максимальные скорости ветра значительно превосходят предел, принятый в Хибинах за показатель лавинной опасности. Самые сильные ветры, по данным станций Байкальского хребта и станции Нижне-Ангарск, приходятся на декабрь, что имеет большое значение для метелевого переноса снега и его аккумуляции в лавиносборах. По данным остальных девяти станций, максимальная скорость ветра наблюдается в марте и апреле.

Лавиноопасность возрастает от взаимодействия двух факторов: рельефа и сравнительно большого количества осадков. Их особенно много на склонах хребтов, обращенных к господствующим ветрам; например, на западном склоне Байкальского хребта в 1946—1947 гг. за 9 месяцев выпало 923,5 мм осадков, а на станциях Гоуджокит, на подветренном восточном его склоне,— только 426,1 мм. На метеостанции Чара (707 м) осадков выпадает в среднем лишь 318,3 мм: господствующие ветры, переваливая хребет Кодар, оставляют значительное количество влаги на его наветренных склонах.

Для сопоставления значения твердых осадков в снежно-лавинном режиме Кавказа и Хибин нами взяты суммы осадков за 5 зимних месяцев (XI, XII, I, II, III). Поэтому и для Северо-Байкальского нагорья приводим сумму твердых осадков за эти же месяцы (табл. 39).

Таблица 39

Количество твердых осадков в зимние месяцы в Прибайкалье

Станции	Высота над ур. моря, м	Выпадение твердых осадков по месяцам, мм					Сумма осадков, мм
		I	II	III	XI	XII	
Кунерма	635	15,8	36,7	40,6	32,3	89,7	215,1
Даван	990	1,6	36,0	34,2	62,6	74,4	208,8
Гоуджокит	718	36,0	9,4	28,8	27,9	50,3	152,4
Прииск 11-го Октября	1300	4,0	0,8	7,0	8,9	6,8	27,5
Тында	550	5,7	1,6	5,3	12,1	7,5	32,2

Оказывается, сумма осадков за 5 зимних месяцев на Байкальских станциях близка к таким же величинам на кавказских станциях (табл. 40).

Таблица 40

Сопоставление количества твердых осадков в зимние месяцы в Прибайкалье и на Кавказе

Байкальские станции	Сумма осадков за 5 зимних месяцев, мм	Кавказские станции	Сумма осадков за 5 зимних месяцев, мм
Кунерма	215,1	Мамисон	251
Даван	208,8	Ванели	205
		Пассанаури	232
		Теберда	162
		Джава	193
		Заромаг	162
		Коби	253
		Пуй	143

Высота снежного покрова на Северо-Байкальском нагорье меняется и в значительной степени зависит от рельефа. Распределение снега на склонах благоприятно для возникновения лавин.

В пределах горных хребтов часто можно встретить снежный покров толщиной до 2—3 м и более. По данным равнинных станций, на участке Усть-Кут—Нижне-Ангарск максимальной высоты снежный покров достигает к I декаде марта; здесь она составляет в среднем около 46—48 см. На станциях Байкальского хребта высота снежного покрова значительно больше — она достигает максимума (Кунерма — 155 см; Даван — 21; Гоуджокит — 64) во II декаде апреля. Продолжительность снежного покрова колеблется от 161 дня (Чара) до 209 дней (Прииск 11-го Октября), а на уровне перевалов в среднем около 200 дней в году. Такая продолжительность снежного покрова для Кавказа соответствует высотам над уровнем моря около 2500 м (195—222 дня).

При сравнении величины среднедекадных данных в Хибинах и на двух станциях Байкальского хребта (рис. 62) установлено следующее: наибольшая высота снежного покрова наблюдается на перевале Даван; на втором месте находится станция Юкспор (Хибины), хотя среднедекадный максимум высоты снежного покрова на этой станции ниже, чем на станции Кунерма; на станции Апатитовая гора

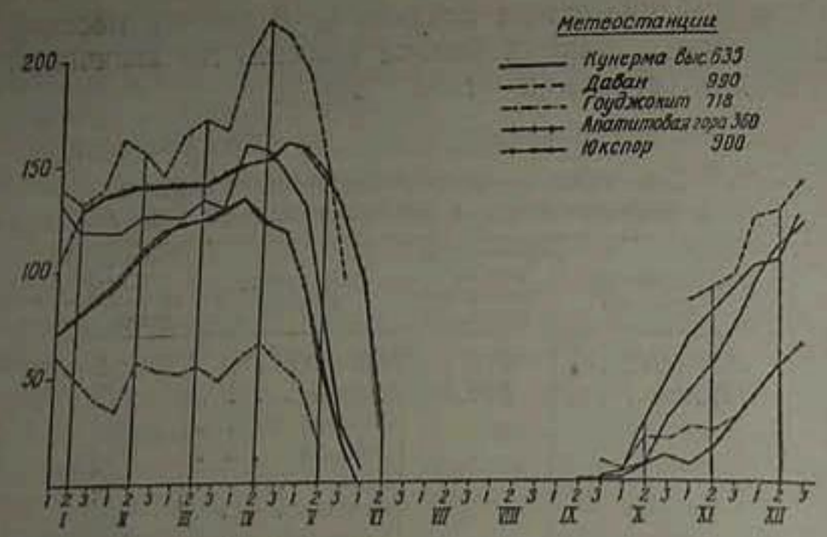


Рис. 62. График сопоставления среднедекадных значений высоты снежного покрова на Северо-Байкальском нагорье (станции Кунерма, Даван и Гоуджокит) и в Хибинах (станции Апатитовая гора и Юкспор)

(Хибины) она значительно меньше, чем на станции Кунерма; наименьшая высота наблюдается на станции Гоуджокит. Максимальная высота снежного покрова на станциях Байкальского хребта даже несколько больше, чем в Хибинах (табл. 41).

Таблица 41

Максимальная высота снежного покрова на станциях Байкальского хребта

Станция	Высота снежного покрова, см	Дата максимума высоты снежного покрова, см
Кунерма . . .	155	II декада апреля
Даван	216	II " "
Гоуджокит . .	64	II " "
Апатитовая гора	132	I " "
Юкспор . . .	158	II " "

Высокий снежный покров и крайне низкие температуры, свойственные Северо-Байкальскому нагорью, обусловливают большую разность температур внутри снежной толщи. Это вызывает усиленную перекристаллизацию снега, в результате которой возникает горизонт глубинного инея. Температурным режимом можно объяснить, что уже к февралю глубинный иней в районе станции Даван достигал

мощности 55 см. Таким образом, антициклональный климат Северо-Байкальского нагорья значительно увеличивает лавинную опасность.

Влияние рельефа Северо-Байкальского нагорья. Границу лавинной опасности необходимо провести по уступу Северо-Байкальского нагорья. П. М. Преображенский (1910) так характеризует резкое изменение морфологии долины р. Чая при переходе с приленского пенеплена в пределы Северо-Байкальского нагорья: «Сразу поднимаются крутые, засыпанные каменными осыпями, склоны ближайших к р. Чаю гольцов — «Окуня» и «Дранского» — с вершинами, заходящими за 600 саж.». В долине р. Кунермы этот переход знаменуется первыми крупными лавинами, возникающими на крутых склонах Северо-Байкальского хребта.

К востоку от приленского пенеплена лежит горная страна, состоящая из системы веерообразно расходящихся хребтов альпийского типа, вытянутых с юго-запада на северо-восток. На северо-востоке они подходят к р. Витиму и р. Чаре, а на юге обрамлены цепочкой межгорных котловин. Горные хребты служат естественными барьерами для воздушных масс. Большинство хребтов (табл. 42) имеют отчетливые альпийские формы. На их склонах много лавинных лотков, в которых скапливается снег, низвергающийся в виде лавин, питающий современные ледники. Крутые склоны долин изобилуют рыхлым обломочным материалом.

Таблица 42

Хребты Северо-Байкальского нагорья

Хребет	Ширина хребта, км	Высота хребта, м	
		средняя	максимальная
Байкальский . . .	30—40	2000	2673
Акиткан	20	1500	2150
Унгдар	15—20	1500	2085
Сынныр	18—20	2500	2468
Верхне-Ангарский	20	1800	2000
Делюн-Уранский .	10—15	1800	2280
Северо-Муйский .	30—40	1800	2280
Кодар	50—70	2500	3000

Встречаются также хребты со сравнительно ровными водораздельными поверхностями, в края которых врезаны кары. Морфология водоразделов чрезвычайно благоприят-

ствует накоплению мощных снегов в лавиносборах во время метелей. Дадим краткую характеристику лавинной опасности отдельных хребтов.

Байкальский хребет служит западной границей Северо-Байкальского нагорья и круто обрывается к приленскому пенеплену. Хребет вытянут почти в меридиональном направлении и достигает у берегов оз. Байкал, в верховьях р. Куркула (на широте Горячинской губы), высоты 2673 м. Наиболее низкий перевал Даван, ведущий в Верхне-Ангарскую котловину, имеет отметку 1029 м. Этот перевал — древняя сквозная ледниковая долина с отчетливой формой трога, на дне которого расположены озера. Гребень хребта с альпийскими формами, склоны его изобилуют карами и эрозионными бороздами с ясно выраженными следами лавин.

Чуйско-Витимский водораздел образует узкую гряду с крутыми склонами и с гольцовым ландшафтом вершин, прорезанную глубокими ущельями притоков рек Большой Чуи и Витима. Западный склон водораздела разрезан глубокими, скалистыми ущельями с крутыми лавиноопасными косогорами. На восточном склоне, образующем левобережье р. Витима, на участке от устья р. Мамы до о. Шляпин, имеются глубокие ущелья, заходящие своими верховьями в гольцовую область, где много скальных лавиноопасных косогоров.

Хребет Сыннырна водоразделе между реками Большой Чуи и Левой Мамы имеет среднюю высоту около 2000 м, достигая в отдельных точках 2500 м. Это типично альпийский хребет с карами и глубокими ущельями, на склонах которых имеются следы лавин.

Верхне-Ангарский хребет, обрамляющий с севера Верхне-Ангарскую котловину, поднимается над ней на 1500 м. Гребень хребта резко расчлененный, а со склонов спускаются обширные осыпи; часть из них может быть связана с деятельностью лавины.

Делюн-Уранский хребет начинается на левобережье р. Чуро и идет в северо-восточном направлении, образуя водораздел между притоками бассейна рек Витима и Верхней Ангары. Река Витим, огибая хребет, образует широкую дугу. Склоны Делюн-Уранского хребта лавиноопасны. Долины верховьев рек Мамакана и Среднего Мамакана представляют собой глубоко врезанные ущелья. Здесь следует ожидать падения лавин. Долина р. Киляны —

скалистое, глубоко врезанное ущелье, со склонов которого падают лавины. На пересечении Делюн-Уранского хребта по долине безымянного левого притока в бассейне рек Нерпо и Каралона, а также на северном склоне располагаются узкие ущелья, склоны которых покрыты на значительном протяжении глыбовыми осыпями, спускающимися до самого дна долины. Ущелье Каралон имеет такой же характер. Склоны его почти на всем протяжении покрыты осыпями и лавиноопасны. В долине р. Янгуды склоны местами отвесны, и с них соскальзывает снег.

Водораздел рек Мама и Мамакан представляет собой плоскогорье с высотами до 1250 м, разрезанное глубокими долинами притоков р. Кункудери. Склоны нижней части долины р. Кункудери на протяжении первых 15 км покрыты густыми лесами. В среднем течении река на протяжении 65 км имеет широкую долину с плоским дном и пологими склонами. Лишь на подходах к Кункудери-Мамаканскому водоразделу долина превращается в скалистое, крутостенное ущелье длиной 7 км с лавиноопасными склонами. Перевал из долины правого притока р. Малой Кункудери в долину р. Икабзяка (приток р. Мамакана) пологий, безопасный от лавин. Спуск в долину р. Мамакана идет по широкой троговой долине р. Икабзяка с пологими склонами, которая сменяется нижним участком долины р. Икабзяка, представляющей собой узкое ущелье, густо заросшее лесом. Второе сечение Мама-Мамаканского водораздела по рекам Красной и Верхней Брызгуний начинается с широкой долины р. Красной, а затем переходит на гольцовый водораздел, покрытый каменными россыпями. Спуск с водораздела выводит в широкую заболоченную долину р. Верхней Брызгуньи. Этот безопасный участок в нижнем течении реки сменяется глубоко врезанным лесистым ущельем с крутыми склонами, покрытыми на большом протяжении осыпями. Со склонов ущелья возможно падение лавин.

Северо-Муйский хребет отделяет Верхне-Ангарскую котловину от Муйско-Куандинской. Средняя высота хребта достигает 1800—2000 м, максимальная — 2280 м. Облик хребта альпийский. На его склонах встречаются лавинные лотки, доходящие до водораздельных гребней. У подошвы хребта наблюдаются лавинные конусы выноса. Зимой охотники непосредственно наблюдали, как лавины падают со склонов Северного и Южного Муйских хребтов.

На пересечении Северо-Муйского хребта по долинам рек Ангаракана и Муякана условия благоприятны для падения лавин. Трог долины р. Ангаракана в нижнем ее течении сначала довольно широкий, но к верховьям сужи-вается. Крутые склоны трога изобилуют осыпями. По характеру морфологии долина р. Ангаракана напоминает долину р. Кунермы, что заставляет считать этот участок лавиноопасным. Перевал через Северо-Муйский хребет с отметкой 1068 м представляет собой широкую сквозную ледниковую долину и не лавиноопасен. Спуск с перевала идет по ущелью р. Муякана с крутыми открытыми осыпями и, несомненно, лавиноопасен. Далее к востоку Северо-Муйский хребет разрезан глубоким ущельем р. Витима, которое на отрезке от устья р. Парамы до оз. Орон лишено поймы и террас. Склоны покрыты осыпями высотой до 600 м и нередко переходят в отвесные обрывы высотой до 1000 м. Весь этот участок следует считать лавиноопасным. Река Витим лишь ниже оз. Орон протекает по дну широкого трога, который, по-видимому, был создан большим ледником, спускавшимся с северного склона хребта Кодар по долине р. Сыгыкта. Ниже устья р. Амалыка долина р. Витима приобретает V-образную форму, пойма почти отсутствует. Склоны долины часто отвесны и разрезаны лавинными логами.

Хребет Кодар — продолжение Северо-Муйского хребта. Это наиболее высокий и труднодоступный хребет нагорья. Облик его альпийский, склоны изъедены глубокими карами, гребневая линия имеет зазубренный контур. Средняя высота хребта 2500 м, максимальная — 3000 м. На нем существуют современные ледники, которые питаются главным образом за счет падающих лавин. На фотоснимках, сделанных с самолета после выпадения первого снега, на дне долин уже были видны первые конусы осенних лавин. Из долины р. Бургая через перевал с отметкой 1760 м можно пройти в долину р. Апсата. Ущелье р. Бургая с крутыми склонами покрыто осыпями и лавинными выносами. Аналогичный характер имеет ущелье р. Апсата с глубиной вреза 1000—1500 м. На всем своем протяжении склоны хребта Кодар лишены растительности и покрыты осыпями. Пересечение хребта по долине р. Сыгыкта в ущелье р. Среднего Укокана изобилует местами чрезвычайно большой лавинной опасности. Крутые склоны ущелья р. Сыгыкта покрыты конусами выноса, а отвесные скалы возвышаются над дном

долины до 1100 м. Ущелье р. Среднего Укокана лишено растительности, а у подошвы склонов лежат скальные обломки, вынесенные лавинами.

На всех склонах левых притоков р. Чары в пределах Чарской котловины имеется много конусов выноса лавин. В верховьях долин осыпи спускаются с больших высот до самого их дна, например до дна р. Саламата. Водораздел между Муя-Куандинской и Верхне-Чарской котловинами имеет отметку 1019 м и представляет собой остаток древней сквозной ледниковой долины, поднятый новейшими тектоническими движениями. Окружающие склоны хребтов Южно-Муйского и Кодар достигают 2500 м. К перевалу путь из Муя-Куандинской котловины идет по долине р. Сюльбана. В нижнем течении на протяжении 30 км долина широкая, но затем река протекает в ущелье, склоны которого поднимаются выше 2500 м, и здесь возможно падение лавин. Река Чара прорезает хребет Кодар в глубоком каньоне с лавиноопасными осыпными склонами. Ниже устья р. Большой Торы долина р. Чары сразу расширяется и имеет пологие склоны.

Витимо-Чарский водораздел — плато высотой 1500—1750 м. Ландшафт наиболее высоких частей гольцовый. Долины крупных рек имеют форму трогов. Например, долина р. Амалыка (Эмалык) в нижнем течении типично корытообразной формы (участок № 27), вверх по течению она переходит в ущелье (участок № 28) с крутыми склонами, с которых возможно падение лавин.

Межгорные котловины. На юге нагорья располагается цепочка тектонических котловин с холмистым моренным рельефом, широкими поймами рек, пойменными озерами. Реки, текущие по дну долины, образуют меандры.

Межгорные котловины — Верхне-Ангарская, Муйско-Куандинская и Верхне-Чарская, в отличие от разделяющих их горных перемычек (Байкальского и Северо-Муйского хребтов и отрогов Кодара), лавинной опасности не представляют. Она резко увеличивается в северо-восточной части района (хребты Делюн-Уранский и Кодар) по следующим причинам: 1) абсолютные и относительные высоты возрастают к северо-востоку, в связи с чем увеличивается количество хребтов альпийского типа; 2) морфология долин притоков рек Витима и Чары благоприятствует возникновению лавин; 3) западные, северные и северо-западные склоны хребтов наиболее лавиноопасны, поскольку на них

выпадает значительная часть атмосферных осадков, приносимых ветрами, господствующими в зимнее время.

Лавины Северо-Востока СССР. В понятие «Северо-Восток СССР» входит огромная территория, расположенная между реками Леной и Алданом и Беринговым проливом. В этих пределах лежат бассейны крупных Сибирских рек Яны, Индигирки, Колымы, Анадыря, верхняя часть которых находится в среднегорных и высокогорных районах. В 1960 г. в книге «Защита автомобильных дорог от лавин» нами опубликована схема лавинных районов СССР, на которой горные и прибрежные территории Северо-Востока Сибири отнесены к лавиноопасным.

В 1962 г. появилась работа Н. К. Клюкина «О снежных лавинах на Северо-Востоке СССР», в которой уже дается характеристика лавинной опасности с указанием мест схода лавин.

В бассейне р. Колымы отмечены лавины на Тенькинской автодороге, в долинах рек Вакханки, Верины, Колымы. В бассейне р. Индигирки известны лавины в долинах рек Агаякана и Петрушки. На побережье Охотского моря лавины падают на острове Спафарьева и п-ове Старицкого; есть они и в бассейне р. Дукчи.

Н. К. Клюкин указывает, что зимы на Северо-Востоке весьма многоснежные (до 300 мм твердых осадков). Наиболее многоснежны среднегорные и высокогорные районы в верховьях рек Колымы, Индигирки, гор Охотского побережья, восточные склоны Корякского нагорья и юго-восточные склоны Чукотского нагорья. Средняя из наибольших высот снежного покрова достигает 70 — 90 см.

Сильные ветры вызывают перераспределение снега и его концентрацию в благоприятных условиях рельефа.

Н. К. Клюкин отмечает возникновение горизонтов снегаплывуна, ветровых досок, а также появление в весеннее время радиационных корок, по которым легко сходит свежевыпавший снег. Все это обусловливает образование мощных лавин.

Сухие лавины обычно сходят в период максимального снегонакопления (март — апрель), а мокрые в марте и апреле. Часто толчком к падению лавин служат обвалы снежных карнизов, возникающих на подветренных склонах, поэтому Н. К. Клюкин рекомендует учитывать направление господствующих зимних ветров при выборе строительных площадок, прокладке дорог и линий электропередач.

Лавины Памира. Мы изучали лавины по дорогам Ош—Хорог и Хорог—Душанбе[1]. Рекогносцировочное обследование было проведено в период с 29 июля по 10 августа 1955 г. Разумеется, за столь короткий срок можно было составить лишь общее представление о лавинной опасности.

Кроме обычных причин, вызывающих падение лавин, лавинообразованию на Памире способствует сейсмичность территории.

Лавиноопасный участок № 1 на дороге Ош—Хорог начинается с 70-го километра и протягивается до сел. Гульча (рис. 63). На этом отрезке зарегистрировано 13 лавин. Многие из них сходят по лоткам с обоих склонов долины. Часть лавин — осовы. Чаще всего лавины падают в феврале и марте. Опасный участок № 2 располагается в районе перевала Талдык, где серпантины ежегодно перекрываются лавинами. После перевала лавины падают с обеих сторон в узком V-образном ущелье, забивая его дно снегом. В пределах участка № 2 лежит перевал Хатын-Арт, на подходах к которому также падают лавины. Лавиноопасный участок № 3 прослеживается от 669-го километра почти до Хорога. Перед Хорогом имеется так называемый Бидурский косогор, с которого ежегодно сходят лавины, часть из них относится к лавинам прыгающего типа.

Лавины падают и на Западном Памире по дороге Хорог—Душанбе. Мощность завалов обычно достигает 8—10 м, но есть и куда более мощные. Например, в устье р. Бартанга мощность завалов, перекрывающих реку, достигает 60 м. Очень часто лавинный снег перемешан со скальными обломками, что затрудняет расчистку мест, подвергшихся завалу.

ЗАЩИТА ОТ ЛАВИН

Все меры по защите от лавин разделяются на две категории — профилактические и инженерные.

Профилактические меры позволяют в процессе изысканий и проектирования выбрать безопасные площадки для строительства, а также рекомендовать систему горнолавинной службы, призванной обеспечить круг-

[1] В обследовании дороги Ош—Хорог принимали участие также Г. В. Белобжеский, Д. И. Каменский, В. Б. Нефедова, Л. М. Рудаков и Е. Н. Тушинская.

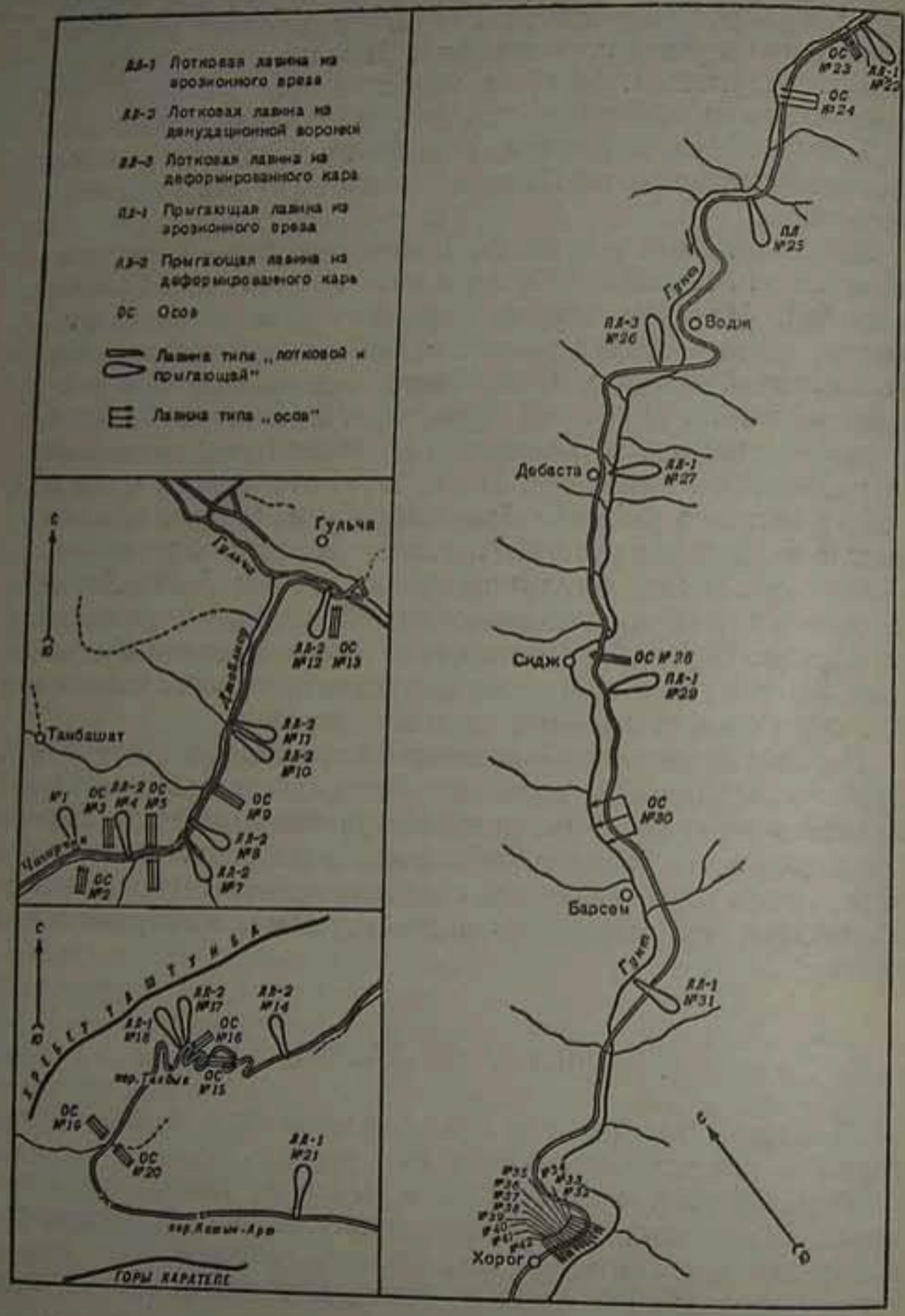


Рис. 63. Схема распространения лавин на Памирском тракте
Составили *Г. К. Тушинский*, *В. Б. Нефедова* и *Л. М. Рудаков*

логодичное безопасное проведение строительных работ. К профилактическим мерам защиты относится и искусственное сбрасывание лавин.

И н ж е н е р н ы е м е р ы применяются в тех случаях, когда нет возможности избежать строительства вне опасных мест или же когда постройки были возведены без учета лавинной опасности. Защитное строительство требует больших средств, и поэтому выбор того или иного сооружения определяется как значением нуждающегося в защите объекта, так и сроками (сезонностью) его эксплуатации.

Меры по защите от лавин могут быть сгруппированы в следующем порядке (табл. 43).

ПРОФИЛАКТИЧЕСКИЕ МЕРЫ ЗАЩИТЫ

Служба дозора и предупреждения. В СССР с 1936 г. создана снежнолавинная служба для обеспечения безопасности работ в пределах промышленной и жилой зон комбината «Апатит» (Кольский полуостров, Хибины).

За границей в связи с тем, что в зимнее время Альпы посещает много туристов (туризм в альпийских районах — важная статья государственного дохода ряда стран), были введены различные лавинные службы. Самая крупная организация, изучающая лавины, пожалуй, швейцарская: это Институт по исследованию снега и лавин в Давосе, издающий «Лавинный Бюллетень». Зимой 1937/38 г. создана служба предупреждения схода лавин; она предупреждает о лавинной опасности в печати и по радио.

Безопасность эксплуатации промышленных и жилых сооружений, а также проведения спортивных мероприятий может быть обеспечена только горнолавинной службой, имеющей право закрывать доступ в лавиноопасные районы. Эта же служба должна определять максимальное число людей, которые могут одновременно пользоваться тем или иным лыжным районом, чтобы можно было обеспечить их безопасность. Такие права имеет, например, американская лавинная служба.

Лавинная станция и *горнолавинная служба.* На важных объектах в наиболее лавиноопасном районе следует создать лавинную станцию и горнолавинную службу, задача которых — давать прогнозы наступления опасных периодов и схода лавины, а также вести спасательные работы.

В программу работ лавинной станции входят:

Классификация мер защиты от лавин

Таблица 15

Профилактические меры защиты				Инженерные меры защиты			
служба лавин и предупреждения о лавинах	искусственное сбрасывание лавин	использование естественных защит (особенностей рельефа)	предупреждение снегонакопления в лавиносборах	предупреждение сползания снега со склонов	терассирование застройки	отклонение пути движения лавин	пропуск лавин над защищаемым объектом
Составление карт прогноза лавинной опасности	Сброс лавин минометным огнем	Естественные скальные террасы и выступы	Каменные стенки	Облесение склонов	Бетонные клинья	Лавинорезы	Навесы
Лавинная станция и горно-лавинная служба	Подпиливание снежных карнизов		Деревянные щиты	Застройка склонов снегосборных бассейнов			Галереи
Организационные мероприятия							

1) наблюдения в общем метеорологической станции II разряда, которые должны помочь установить взаимосвязь между изменением метеорологических элементов и сходом лавин;

2) наблюдения за высотой снежного покрова на пунктах станции, склонах и снегосборах лавин. Цифру снежного покрова определяют (лицу опасности полезно на опасном участке иметь рейки);

3) наблюдения за структурой снежного покрова и изменение метаморфизма снега в связи с метеорологическими факторами. Следует наблюдать: а) перекристаллизацию снега и изменение его микроструктуры; б) плотность снега; в) ход температуры внутри снежной толщи. Эти наблюдения должны помочь определить влияние метаморфизма снега на степень устойчивости снежного покрова и на образование горизонтов скольжения; г) структурных типов снега, составляющих наблюдаемую лавинную опасность; д) динамику изменения опасности, определяемых по изменению микроструктуры;

4) изучение процесса таяния снежного покрова: время, ход воды в снеге и образование горизонтов скольжения. Это позволит выяснить закономерности образования мокрых лавин;

5) геоморфологическая съемка лавиносборов: описание связи между морфологией лавиносборов, путями движения лавин, их режимом и энергией удара;

6) опыты применения активных методов борьбы со снежными лавинами, их искусственное обрушение (минометный обстрел);

7) определение наступления лавинной опасности и служба ее оповещения.

Организационные мероприятия. На основании карты прогноза лавинной опасности и инвентаризации всех лавин (реестра лавин) проводятся все организационные мероприятия с целью обеспечить движение транспорта и проживание людей в лавиноопасном районе. Мероприятия проводятся в следующем порядке:

1. Определяют на местности границы безопасных от лавин строительных площадок для поселения жилых, производственных и бытовых зданий и сооружений. Все документации по выбору площадок и перенесение их границ

Классификация мер защиты от лавин

Таблица 43

Профилактические меры защиты				Инженерные меры защиты			
служба дозора и предупреждения о лавинах	искусственное сбрасывание лавин	использование естественных защит (особенностей рельефа)	предупреждение снегонакопления в лавиносборах	предупреждение соскальзывания снега со склонов	тормозящие постройки	изменение пути движения лавин	пропуск лавин над защищаемым объектом
Составление карт прогноза лавинной опасности	Сброс лавин минометным огнем	Естественные скальные террасы и выступы	Каменные стенки	Облесение склонов	Бетонные клинья	Лавинорезы	Навесы
Лавинная станция и горно-лавинная служба	Подпиливание снежных карнизов		Деревянные щиты	Застройка склонов снегосборных бассейнов			Галереи
Организационные мероприятия							

на местность должны быть оформлены актами специальной компетентной комиссии.

2. Оповещают водителей транспорта и пешеходов о лавинной опасности, устанавливая по границам опасных зон участков предупредительные знаки: яркие для дневного времени и световые для ночного. Всю лавинную зону не позднее чем за 15 дней до начала лавиноопасного сезона ограждают общими предупредительными знаками. Около ярких предупредительных знаков ставят щиты с предельно кратким изложением основных советов, специфичных для данной зоны. Все предупредительные знаки выставляют в 50 м от границ зоны и ее отдельных участков.

3. Создают систему постов противолавинного наблюдения с круглосуточным дежурством. В задачи наблюдательных постов входят: а) систематические наблюдения при помощи бинокля за ходом накопления снега в лавиносборах по рейкам, установленным с осени; б) контроль за соблюдением правил передвижения в лавиноопасной зоне всех пешеходов и транспорта, независимо от того, подчиняются они или нет в административном порядке организации, которой выставлен пост; в) учет передвижения пешеходов и транспорта в лавиноопасной зоне путем регистрации в журналах установленной формы прихода их в лавиноопасную зону и ухода из нее; г) оповещение соседних постов, а через них всех лиц, связанных с передвижением в лавиноопасной зоне, о наступлении времени схода лавин; д) наблюдения за исправностью средств связи в лавиноопасной зоне; е) регистрация всех случаев схода лавин: название или номер лавины на карте прогноза; дата и час схода лавины; признаки, предшествовавшие сходу лавины; приблизительная скорость движения лавины; состояние погоды в момент схода лавины; длина засыпанного участка; характер снега и примерный объем конуса выноса; попутные явления, связанные со сходом лавины (например, подпруживание реки, возникновение озерного басейна, время его опорожнения и последствия этого); разрушения, причиненные лавиной; способы расчистки завала; время, потраченное на расчистку завала.

4. Посты наблюдения обеспечивают телефонной связью с объектами работы и с конторой дорожного участка. Каждый пост оборудуют звуковой и световой сигнализацией на случай нарушения телефонной связи.

5. Близ опасных мест организуют аварийные кладовые, в которых должно находиться следующее оборудование:

а) средства для маркирования площади, где находятся засыпанные люди; контрольные флаги (красные, оранжевые) — 50 шт., факелы — 20 шт.;

б) средства для поисков и откапывания людей;

в) транспортные средства.

Категорически воспрещается использовать спасательные средства и материалы не по назначению.

6. Организуют спасательные команды из работников данного объекта.

7. На особо опасных участках в скальных нишах на случай длительной задержки автомобилей из-за бурана или схода крупных лавин, закрывших движение по дороге, создают небольшие кладовые с продовольствием и медикаментами.

8. На крутых склонах оборудуют обходные пешеходные пути с веревочными перилами, закрепленными на железных штырях.

9. В местах, часто посещаемых водителями транспорта и населением (столовых, клубах и т. п.), вывешивают яркие плакаты с указанием лавиноопасных участков. Во всех служебных и бытовых помещениях дороги обязательно вывешивают схемы распространения лавинных мест с общепринятой нумерацией.

10. Оповещают служащих и рабочих всех предприятий о лавинной опасности. Направляемые на горные дороги должны пройти специальное медицинское освидетельствование, чтобы определить их пригодность для работы на больших высотах.

Каждый вновь принятый работник в течение пяти дней должен быть ознакомлен с сущностью лавинных явлений, с правилами поведения в лавиноопасном районе и на местности с участками возможного схода лавин.

Искусственное сбрасывание лавин. Чтобы не допустить скопления больших масс снега, способных вызвать катастрофические лавины, стремятся заблаговременно спускать небольшие лавины. Для этого в настоящее время чаще других средств применяют минометный обстрел лавиносборов.

При организации минометного обстрела следует учитывать особенности морфологии лавиносборов; например, очень выгодно обстреливать денудационные воронки со

сложной сетью второстепенных логов. Чтобы предохранить от лавины жилой поселок или промышленный объект, порой приходится заранее спустить ее на дорогу, а затем, расчистив завал, пропустить транспорт. Обстрелом боковых притоков главного лотка вызывают лавины, которые и создадут в главном лотке снежную запруду для главной лавины. Таким приемом можно спустить снег со склонов в боковых лавиносборах, а затем из главного лавиносбора и тем самым не допустить падения лавины на дорогу.

Обстрелы особенно эффективны в то время, когда в толще снега появляются горизонты разрыхления и снежные доски, в этом случае для того, чтобы вызвать сход лавины, иногда достаточно 1—2 минут.

Подпиливание снежных карнизов. Часто причиной схода лавин служит обрушивание многотонных снежных карнизов. В этом случае для предотвращения схода лавины нужно проникнуть на гребень хребта или на бровку плато и подпилить часть карниза.

Карниз распиливают 50-метровым металлическим тросом, к которому через каждые 2,5 м привязаны гайки.

ИНЖЕНЕРНЫЕ МЕРЫ ЗАЩИТЫ

Стандартного решения системы инженерных сооружений по защите объектов от лавин рекомендовать невозможно. По-видимому, правильным принципом решения инженерных мер защиты важнейших дорог СССР будет сочетание короткого перевального туннеля со сравнительно легкими галереями на подходах к нему или системы галерей легкой конструкции со снегоудерживающими щитами на склонах. При проектировании галерей очень важно, чтобы сооружения полностью вписывались в рельеф; это способствует значительному облегчению конструкции. Защита отдельных промышленных объектов еще более индивидуальна.

Использование естественной защиты. Прежде чем возводить отдельные здания в лавиноопасной зоне, необходимо обследовать склоны, чтобы выяснить возможность использования естественных средств защиты. Скальный выступ или одинокая скала могут защитить небольшое здание: в данном случае они будут выполнять роль лавинореза.

Предупреждение снегонакопления на лавиносборах. Ветровая концентрация снега в лавиносборах имеет исключительное значение в возникновении лавин. При изменении

места аккумуляции снег не будет скапливаться в лавиносборе, и лавина не упадет. Поэтому для выяснения возможности применения указанного метода защиты необходимо обследовать летом не только лавиносборы, но и поверхности водоразделов и гребни хребтов.

Для изменения места аккумуляции снега на платообразных поверхностях можно рекомендовать установку над дорогой, в некотором удалении от бровки плато, деревянных щитов, аналогичных щитам, применяемым от снежных заносов.

Предупреждение соскальзывания снега со склонов. В эту группу входит ряд искусственных мероприятий. Одно из них — облесение склонов. На сплошь залесенных склонах, заросших взрослым лесом, лавины не возникают, так как снежный пласт прочно опирается на стволы деревьев.

Если выше верхней границы леса имеются безлесные участки альпийских лугов или скальные поверхности, сорвавшаяся лавина свободно ломает лес, как бы прочесывает его. Поэтому, составляя карту прогноза лавинной опасности, необходимо указывать высоту склонов и уклоны выше верхней границы лесов.

Изыскатель должен не только отмечать залесенность склонов, но и внимательно знакомиться с составом леса. Например, лес из березы, рябины или саблевидной формы бука с подлеском из рододендрона — верный показатель лавинной опасности, так как перечисленные породы выносливы и лишь прогибаются при сходе лавины. В то же время пихта, кедр, ель и сосна не сохраняются на лавиноопасных склонах, так как их корневая система поверхностная, и при первом же падении лавин эти деревья уничтожаются. Поэтому полосы лиственных лесов среди пихтарников и ельников свидетельствуют о том, что здесь падали лавины.

Чтобы защитить объекты от лавин при помощи залесения склонов, требуются десятки лет. Молодые саженцы в первые годы не только не препятствуют скольжению снега, но сами нуждаются в защите. Поэтому при обследовании склона с целью посадки защитных лесов требуется установить, какие местные строительные материалы можно использовать для сооружения защитных изгородей, плетней, стен и пр. Эти ограждения должны быть очень прочными.

Застройка склонов снегосборных бассейнов. Чтобы воспрепятствовать соскальзыванию снега, т. е. сделать невозможным падение лавины, склоны

снегосборных бассейнов застраивают различными сооружениями, которые удерживают снег.

Склоны застраивают сверху; если их застраивать снизу, то здания, находящиеся внизу, при падении лавины могут быть разрушены. Упорами для удержания снега на склоне могут служить канавы, террасированные склоны, сооружения, выступающие над линией склона (щиты на рельсах, подпорные стены) и др. В числе таких тормозящих построек видное место отводится бетонным клиньям. В Австрии на лавиноопасном склоне их сооружают в шахматном порядке. Такие бетонные клинья предназначены рассекать движущуюся лавину и бросать ее отдельные части друг на друга. Взаимные удары частей лавин и появление снежных бугров, которые уплотняются в результате режеляции, предотвращают движение лавины. Такие тормозящие постройки были сооружены на окраинах Инсбрука и других городов в 1935—1941 гг. и вполне оправдали себя: ими были задержаны четыре большие лавины.

Изменение пути движения лавин. Меры, предупреждающие соскальзывание снега со склонов, ослабляют действие лавин, но не всегда полностью предотвращают их падение. Поэтому, чтобы отвести лабину в сторону, необходимо возводить также противолавинные направляющие сооружения.

Лавинорезы. Чтобы разделить снежный поток, пользуются лавинорезами из дерева, камня или бетона. Они представляют собой треугольную дамбу, две грани которой обращены к лавине под углом 30—40°. Угол между гранями больше 40° не делают, так как лавина может разрушить сооружение или перекатиться через него.

Пропуск лавин над защищаемым объектом. Укрытие участков дороги в галереи и навесы — вполне надежный способ обеспечения эксплуатации дороги зимой.

Можно рекомендовать следующие типы навесов и галерей:

Деревянные навесы для пропуска осовов состоят из подпорной стены бутовой кладки на цементном растворе. Деревянные перекрытия ригельно-подкосной системы ставят с интервалом 2—4 м. Кровлю покрывают листовой сталью.

Железобетонные галереи с подпорной стеной обычно предназначены для пропуска лотковых лавин. Подпорная стена сооружается из бутовой кладки на цементном растворе. Железобетонные перекрытия состоят из рам, расположенных с интервалом в 3—4 м. Рамы перекрывают плитами. Бетонную плиту, служащую кровлей, покрывают сверху кровельным железом.

Тяжелые железобетонные галереи строят для пропуска прыгающих лавин: они состоят из П-образных рам, поставленных с интервалом в 5 м. Рамы перекрывают железобетонными плитами.

Сводчатые каменные и железобетонные галереи строят для защиты от прыгающих лавин с большим количеством скальных обломков.

Важный момент при проектировании галереи — сопряжение ее кровли с уклоном склона, а также рациональное использование застройки склона, расположенного выше галереи. Крайне желательно направить лавины на кровлю галереи узким потоком, для чего необходимо построить направляющие дамбы. Это позволит соорудить галерею небольшой длины, а также предохранить ее порталы от завала снегом. В случае невозможности защитить дорогу перечисленными сооружениями приходится строить туннель. Так, например, в США, после того как в Каскадных горах, в штате Вашингтон, лавинами на дно глубокого каньона было сброшено три поезда, стали сооружать туннели.

* * *

Дальнейшее развитие исследований лавин и разработки мер защиты от них должно идти в трех направлениях:

1. Районирование лавинной опасности СССР в целях оценки территории для строительства. Для этого необходимо разработать теоретические принципы лавинного районирования и методы определения границ лавиноопасных зон для крупных масштабов карт. Это позволит научно обосновать размещение строительства в зависимости от выявленных опасных контуров.

2. Теория устойчивости снежного покрова на склонах и прогнозирования времени схода лавин. В этот раздел входит изучение физики снега и процессов лавинообразования на склонах, исследование деформации снеговетровых потоков орографическими препятствиями и аккумуляции снега в различных формах рельефа.

Это позволит создать теорию возникновения лавин и установить критерии для прогнозирования времени схода лавин, определения момента профилактического сброса снега со склонов, а также научно обосновать меры по закреплению снежного покрова на склонах.

Важно создать также дистанционные приборы для предупреждения о возникшей лавинной опасности.

3. Стандартизация типов противолавинных сооружений и создание теории рационального размещения их на местности в различных географических условиях. Разработка типов сооружений должна совмещаться с изучением механизма движения лавин и взаимодействия их с естественными и искусственными препятствиями методами стереофотограмметрии.

В результате этих исследований важно получить формулы скоростей движения лавин, перемещения их фронта во времени и пространстве, обоснования параметров противолавинных сооружений, взаимосвязей между параметрами движения и рельефом местности и свойствами снега. Важной частью этого раздела должен быть учет особенностей географической обстановки для выбора материала из которого будут возводиться сооружения.

РИТМЫ В ОЛЕДЕНЕНИИ И СНЕЖНОСТИ

ПРИ ИЗЛОЖЕНИИ материала основных глав книги мы неоднократно сталкивались с фактами, свидетельствующими о былом, более широком распространении ледников и снежников, или с проявлениями отмирания, отступания современного оледенения.

Троговые долины, выпаханные древними ледниками, гигантские кары, скопления конечноморенного материала, многочисленные участки мертвых льдов — все это далеко не полный перечень свидетельств динамики оледенения. Рыхлые отложения, лежащие у подошвы склонов, также хорошо отражают ритмичность в увлажненности, которая доказывается тем, что в лавинных конусах мы находим по нескольку горизонтов погребенных почв, перекрытых лавинными отложениями, состоящими из скальных обломков и органических остатков. Например, в Хибинах на конусе выноса вскрыто четыре горизонта погребенных почв.

В статье «О горных обвалах и лавинах в Альпах»[1] А. Рапп приводит результаты исследований Фромме по геохронологии осыпных склонов в Карвенделе, который указывает на тесную зависимость между ритмами изменения климатических условий и ритмами накопления обломочных толщ на склонах.

Поскольку речь идет об одной из важнейших черт природы нашей страны, да еще тесно связанной с хозяйствен-

[1] «Imera», 1958, № 2, стр. 112—131.

ной деятельностью человека, естественно, нас не может не интересовать прогноз этого явления.

Мы считаем, что нет достаточных оснований предсказывать повсеместное исчезновение ледников. Речь идет о циклических изменениях.

Установлено, что изменение размеров ледников и снежников, усиление или ослабление деятельности лавин тесно связаны с изменчивостью увлажненности материков.

В периоды, когда увлажненность увеличивается, мощность снежного покрова возрастает, снег сходит гораздо позднее, образуются снежники, консервирующие сезонную мерзлоту, возникают условия, благоприятные для развития перигляциальных явлений. Бóльшая увлажненность способствует накоплению твердых атмосферных осадков в бассейнах питания ледников, их продвижению по долинам.

Исследования ритмов увлажненности имеют непосредственное отношение к вопросам правильного использования водных ресурсов крупных территорий. А. В. Шнитников (1957) считает, что необходимо предвидеть с доступной точностью на десятилетия и даже на столетия вперед возможную природную увлажненность территории, намеченной для освоения.

Причины смены ритмов уменьшения и значительного увеличения увлажненности материков Б. Мультановский (1926) связывает с определенным взаиморасположением Земли и Солнца в перигелии и Луной. Когда они находятся в одной плоскости и на одной прямой, т. е. в положении констелляции, наступает максимум увлажненности. Такое взаиморасположение повторяется с интервалом в 1800—1900 лет. Поэтому максимумы увлажненности наблюдались в IV в. до н. э. и в первой половине XV в. н. э.

А. В. Шнитников (1957), ссылаясь на О. Петтерсона, указывает, что при таком взаиморасположении сильно возрастают приливы: в период констелляции приливообразующие силы Солнца и Луны складываются, суммируются.

Усиление приливообразующих сил вызывает изменения в океанической циркуляции и в климатических условиях: в атмосфере начинает преобладать меридиональная циркуляция, что в конечном итоге приводит к увеличению увлажнения и к похолоданию. И действительно, как отмечают многие ученые, суровые многоснежные зимы, благоприят-

ные для питания ледников, связаны с проявлением меридиональной циркуляции атмосферы.

Г. Л. Вангенгейм (1941) считает, что при преобладании меридиональной циркуляции атмосферы арктический воздух проникает в южные районы. Это приводит к выносу циклонических воздушных масс из области Средиземного моря в Среднюю Азию, Казахстан и Западную Сибирь. Циклонические же процессы вызывают выпадение большого количества осадков в горах, что и приводит к более обильному питанию оледенения.

Очень интересно выполненное И. В. Бутом (1962) исследование связи между общей циркуляцией атмосферы и распространением современного оледенения. Автор доказал, что распределение оледенения зависит от таких особенностей общей циркуляции атмосферы, как расположение фронтальных зон в различные сезоны года и от интенсивности циклонической деятельности в этих зонах.

В умеренной, субтропической и экваториальной зонах существование оледения обусловлено сочетанием благоприятной циклонической деятельности с рельефом местности. Огромную роль при этом играют воздушные потоки: сильно возмущенные рельефом, они дают обильные осадки. Кроме того, они делают более интенсивным перенос и перераспределение снега по поверхности, что обусловливает его концентрацию в определенных условиях рельефа.

И. В. Бут пишет, что в отдельные периоды усиленное развитие меридиональных типов циркуляции атмосферы происходит из-за возмущения зональной планетарной циркуляции, обусловленной солярными условиями. Возмущения возникают в результате:

1) развития в зимнее время циклонической деятельности над теплыми водными поверхностями океанов; эта деятельность благоприятствует установлению меридиональной циркуляции атмосферы;

2) сочетания горизонтальных потоков зональной фронтальной зоны с мощными орографическими системами, ориентированными меридионально. Анализируя соотношение между общей циркуляцией атмосферы и распределением современных ледников, И. В. Бут приходит к выводу, что в северном полушарии имеется лишь одна реликтовая область оледенения — гренландская, а существование других ледниковых областей полностью определяется общей циркуляцией атмосферы современной эпохи.

Учитывая столь тесную связь современного оледенения и общей циркуляции атмосферы, нетрудно представить, что изменение последней, безусловно, скажется на характере оледенения. Увеличение приливообразующих сил во время констелляций может вызвать потерю устойчивости горизонтальными воздушными потоками фронтальной зоны и привести к господству меридиональной циркуляции, которая всегда вызывает усиление циклонических процессов и увеличение количества выпадающих осадков, в том числе и твердых. В конечном счете это приводит к увеличению увлажненности и к разрастанию оледенения.

Многочисленные данные, полученные при изучении озер Казахстана, Западной Сибири, Средней и Центральной Азии, свидетельствуют о том, что объемы водных масс озер испытывают ритмичную изменчивость. На этом основании А. В. Шнитников различает два вида ритмичности в колебаниях увлажненности: «внутривековую» и «многовековую»; обе они имеют большое значение при исследовании ледников и снежников и при оценке лавиноопасности территории. В частности, для нас особенно важно, что не только многовековая, но и внутривековая изменчивость увлажненности очень сильно сказывается на увеличении или уменьшении снежности и тем самым резко усиливает или ослабляет лавинную опасность. Внутривековые колебания увлажненности сказываются и на динамике ледников, так как летние снегопады в более влажные и холодные годы резко уменьшают абляцию. При этом ледники переходят из состояния непрерывного отступания в стационарное положение; во время этих остановок у их языков могут образовываться невысокие (до 2—3 м) конечноморенные валы.

В настоящее время у концов большинства горных ледников наблюдаются пять-шесть невысоких конечноморенных валов; они расположены выше крупных конечноморенных валов, оставленных ледниками в период максимального наступания 1820—1850 гг.

Приведем некоторые факты, говорящие о связи периодической изменчивости увлажненности с характером оледенения.

Среди озер, в которые впадают реки со снежно-ледниковым питанием, огромный интерес представляет оз. Балхаш, поскольку его обводненность зависит от состояния современного оледенения в бассейнах стекающих в него рек.

Наука располагает интересными фактами об изменении его уровня.

Во многих работах имеются сведения о наличии старых оросительных систем и о развалинах селений вдоль южного побережья озера в районе впадения в Балхаш р. Или. По археологическим данным, население покинуло эти селения в XVII в. вследствие высыхания баканасов. Найденные при раскопках оросительные системы относятся к XVI—XVII вв.

Л. С. Берг (1904) указывает, что из баканасов было выведено большое количество каналов; очевидно, по ним текла вода, которую использовали для орошения. По берегам каналов видны следы древних сооружений, городища, развалины укреплений, найдены остатки глиняной посуды и обломки глазированных кирпичей (стр. 589—590).

А. Д. Букинич (1930) пишет, что мелиоративная экспедиция в Семиречье в 1922 г. обнаружила остатки обширной культуры, относящейся к периоду владычества калмыков (XVI—XVII вв.), со следами оросительной системы, засыпанной песками в баканасах. Проведенные экспедицией нивелировки показали, что горизонт р. Или с того времени понизился на 2,5 м.

Высокий уровень р. Или и оз. Балхаш соответствовал значительному увлажнению начала XV в., которое совпало с очень холодными снежными зимами в Средней Азии, когда реки Сыр-Дарья замерзали (А. Кларе, 1904). Интересно, что Рюи Гонзалес де Клавихо, путешествовавший по Средней Азии и Ирану в качестве посланника испанского короля, отмечал глубокие снега в зиму 1405 г.

Не только в Средней Азии, но и на Восточно-Европейской равнине в XIV—XV вв. зимы были очень холодными и многоснежными (М. А. Боголепов, 1907).

В русских летописях указывается, что именно в начале XV и XVI в. было подряд несколько зим с особенно глубокими снегами. В Тверской летописи указано: «В лето 6916 (1408 г.) ... бе же тогда зима тяжка и студено зело, снежна преизлишне» и «В лето 6920 (1412 г.) зима бысть снежна вельми, и потому на весну бысть вода велика и сильна». В Новгородской летописи сказано: «В лето 7031 (1523 г.) ... тое же весны, на Троицын день, пала туча снега велика, да лежал снег на земли 4 дни, да много мерло живота, коней и коров, и птицы мерли в лесу». В этой же летописи отмечалось долгое залеживание устойчивого снежного пок-

озер, с тем чтобы своевременно регулировать уровни озер при помощи периодических спусков воды. Однако рекомендации проф. Опенгеймера не были выполнены, и произошла громадная катастрофа.

* *
*

Такой, в общих чертах, представляется картина динамики ледников и снежников. Но естественно возникает вопрос: какова же перспектива их дальнейшего развития? Не исчезнут ли ледники и снежники полностью, как далеко зайдет наблюдающаяся в настоящее время их деградация? И какова роль в этом процессе человека?

Выяснено, что в природе, кроме многовековой, существует внутривековая изменчивость увлажненности, исследование которой имеет огромное практическое значение при изучении территорий, предназначенных для хозяйственного освоения.

Изучение внутривековых колебаний уровня степных озер позволило А. В. Шнитникову установить, что на протяжении последних 200 лет водность этих озер сильно падала, вплоть до полного их высыхания. Затем озерные котловины вновь заполняются водой. С конца XVII века до середины XX века установлено семь полных циклов продолжительностью от 29 до 45 лет, совпадающих с циклами Брикнера. В пределах таких циклов крупные озера заметно уменьшаются, а небольшие озера полностью высыхают. Хорошо передают это явление слова В. Старкова о том, что на многих озерах то видны рыбачьи боты, то сенокосы и стога сена.

В литературе девятнадцатого века много свидетельств такой динамики. Например, В. В. Зверинский (1871) писал: «Днища многих озер поросли травой и превратились в луга, на которых ставилось сено, а иные возделывались под посев хлеба и льна; с 1854 г. все высохшие озера стали наполняться водой и в 1859 г. сделались настоящими озерами».

П. А. Славцов сообщал, что озеро Щучье, достигавшее в 1804 г. окружности в 70 верст, к 1849 г. уменьшилось вдвое, а другое озеро высохло до капли и на дне оказались пни строевого леса (1884, стр. 171).

Установлено, что быстрое повышение уровня озер происходит при увеличении доли зимних осадков и, следовательно, повышенного стока талых снеговых вод. В этом

смысле существует некоторая аналогия между значением твердых атмосферных осадков в питании озер, с одной стороны, и ледников и снежников, с другой.

Более того, А. В. Шнитников (1961), сопоставляя графики внутривековых колебаний уровней озер и изменчивости горных ледников за последние 150 лет, доказывает синхронность их динамики.

Цикл внутривековых колебаний современных ледников протекает так же, как и озерный цикл; сначала следует энергичная фаза наступания ледника, потом в короткие сроки он достигает максимума, а затем начинается медленное отступание, занимающее большую часть цикла.

Известно, что колебания увлажненности зависят от колебаний климата. В свою очередь колебания климата связаны с усилением или ослаблением солнечной активности.

М. С. Эйгенсон (1957) указывает на многоцикличный характер солнечной активности, измеряемый следующими отрезками времени: 11; 22—23; 80—90; 190; 600; 1500; 1800 и 4500 лет. В период МГГ (1958) произошло наложение трех циклов: 11 летнего, векового (80—90) и сверхвекового. Максимум солнечной активности в период МГГ превысил все максимумы солнечной активности за весь период инструментальных наблюдений за солнцем, т. е. за все время наблюдения человечества (за 350 лет); не удивительно, что ледники и снежники в период МГГ интенсивно отступали.

По мнению А. А. Гирса (1960), в периоды спада солнечной активности в атмосфере особенно сильно развиваются процессы западной зональной (т. е. широтной) циркуляции, а во время увеличения солнечной активности усиливается меридиональный перенос воздушных масс.

Связи между циркуляцией атмосферы и динамикой ледников изучались В. М. Гигинейшвили, Е. А. Напетваридзе, К. И. Папинашвили (1961), которые пришли к выводам о том, что преобладание зональной циркуляции атмосферы приводит к интенсивному отступанию ледников Кавказа (периоды 1898—1910; 1940—1947; 1951—1952; 1955—1957), а при преобладании меридиональной циркуляции ледники наступают или находятся в стационарном состоянии (периоды 1911—1913; 1931—1933; 1949—1950). Внутривековая динамика концов ледников на Кавказе фиксирована конечными моренами, которые располагаются между моренами 50-х годов XIX века и современными концами ледников.

Казалось бы, связь состояния ледников с колебаниями солнечной активности говорит о невозможности активного вмешательства в динамику ледников и воздействия на них.

В то же время работами ряда исследователей установлено, что отступание ледников прекращается в случае летних снегопадов, которые резко увеличивают отражательную способность, или альбедо, поверхности ледника и тем самым прекращают таяние.

В последнее время проводятся успешные опыты по активному воздействию на облачность, причем удается искусственно вызвать осадки в виде дождя или снега. В перспективе представляется вполне реальным для уменьшения таяния ледников вызывать искусственные летние снегопады, которые изменят характер альбедо.

В то же время для усиления таяния с целью получения талых вод для орошения имеется полная возможность уменьшать альбедо поверхности ледников путем их запыления.

Есть и еще одно важное обстоятельство. В связи с широко проводимым в нашей стране орошением и обводнением засушливых территорий, расположенных к западу от крупнейших в СССР горноледниковых районов Средней Азии, увеличивается влагооборот за счет подъема грунтовых вод, транспирации воды растениями. Испарившаяся влага, подхваченная западным переносом воздуха, будет выпадать в высокогорных районах Средней Азии и питать ледники, воды которых орошают засушливые территории. Это пример того, как интенсификация внутренних влагооборотов может способствовать сохранению ледников и снежников, являющихся основным источником влаги для орошения.

Наконец, в самой природе существует определенная ритмичность в увлажненности. Все это в сочетании с возможностями искусственного воздействия на ледники и снежники приводит к уверенности, что в течение сотен лет они будут надежными естественными хранилищами воды в твердом состоянии, пополнение которых, как и расход, будут регулироваться коммунистическим обществом.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. Исследования настоящих и древних ледников Кавказа. Сб. сведений о Кавказе, т. 1. Тифлис, 1871.

Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. XIV. М.-Л., 1950.

Авсюк Г. А. Ледник Иныльчек. Сб. «Побежденные вершины». М., Географгиз, 1952.

Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. Работы Тянь-Шаньской физ.-геогр. станции. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 56. М.-Л., 1953.

Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величине метелевого переноса и температурного сжатия снега. Сб. «Вопросы использования снега и борьбы со снежными заносами и лавинами». Изд-во АН СССР, 1956.

Алешков А. А. О первых ледниках Северного Урала. «Изв. Глав. геол.-развед. упр.», вып. 23, 1931.

Альман Г. В. Деградация оледенения в Северной Швеции. «Материалы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 2. М., 1961, 2.

Алисов Б. П. Климат СССР. Изд-во МГУ, 1956.

Бажов А. Б. Характер льдообразования и строение фирново-ледяной толщи в области питания ледника Шокальского. «Материалы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 3, М., 1961.

Башлаков Я. К. Участие снежников в формировании стока рек ледникового Алтая. «Уч. зап. Бийского гос. пед. ин-та», вып. 3, 1958.

Берг Л. С. Предварительный отчет об исследованиях озера Балхаш летом 1903 г. «Изв. РГО», т. X, вып. IV. Спб., 1904.

Берзон И. С. Сейсмические исследования на леднике Туюксу. Сб. «Гляциология». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Берман Л. Л. Современное оледенение верховьев р. Индигирки. Сб. «Вопросы геогр.», 1947, № 4.

Боголепов М. А. Колебания климата в Западной Европе с 1000 по 1500 год. «Землеведение», кн. I—II, 1907.

Брудин И. Д. Снежные бури в отрогах Южного Урала. «Изв. ВГО», т. 83, вып. 2, 1951.

Будагов Б. А., Кисин И. М. Об отступании некоторых ледников Восточного Кавказа. «Докл. АН Аз. ССР». Баку, 1959, № 5.

Букинич А. Д. Общий очерк Иргиз-Тургайского района. «Тр. Тургайской мелиорат. экспед. за 1922—1923/24 гг.». Ташкент, 1930.

Бурчак-Абрамович Н. О. Ледник на г. Арагац (Алагез). «Изв. АН Арм. ССР». Ереван, 1948, № 1.

Бут И. В. О соответствии между общей циркуляцией атмосферы и современным распределением ледников в северном полушарии. Информационный сб. о работах по МГГ. «Эльбрусская экспедиция», 1962, № 9.
Буш Н. А. Ледники Западного Кавказа. «Изв. РГО», т. 34, 1905, № 4.
Буш Н. А. О состоянии ледников северного склона в 1907, 1909, 1911 и 1913 гг. «Изв. РГО», т. 1, вып. 9, 1914.
Вангенгейм Г. Я. О колебаниях циркуляции над северным полушарием. «Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.», т. X, 1946, вып. 5.
Варданянц Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского Негалдонского ледника Казбекского массива. «Изв. ГГО», т. XIV, вып. 1, 1932.
Варданянц Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. «Изв. ГГО», т. 67, вып. 4, 1935.
Великанов М. А. Задачи дальнейшего изучения селей. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними». М., 1957.
Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР. Журн. «Колыма». Магадан, 1955, № 10.
Вениери Р. Ю. Сели на Полярном Урале. «Тезисы докладов на VII науч. сессии Тбилисского науч.-исслед. гидрометеорол. ин-та» 13—14 мая 1960. Тбилиси, 1960.
Визе В. Ю. Перевалом через ледниковый покров Новой Земли. «Зап. по гидрограф. Бюро ЦУМОРа», вып. 5. Л., 1925.
Визе В. Ю. Климат Земли Франца-Иосифа. «Тр. Ин-та по изучению Севера», вып. 47. М., 1930.
Визе В. Ю. К климатологии арктических морей. «Проблемы Арктики», вып. 3, 1940.
Виленкин В. П. Маршрутные геоморфологические наблюдения в Хавском, Трусовском и Байдарском ущельях. «Уч. зап. Харьковского гос. ун-та. Тр. геогр. ф-та», т. 4, 1955.
Виноградов О. Н. Измерение поверхностных скоростей движения льда в ледниковом куполе Чурляниса. «Гляциол. исслед.» Сб. ст. М., 1961, № 6.
Висковатов А. О. О периодическом Казбекском завале. Западный Кавказ, отд. РГО. кн. 6, 1864.
Гагошидзе М. О. Понятие «сели» и их гидрологическая природа. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними». М., 1957.
Гамберг А. Hamberg A. Die Eigenschaften der Schnedeck in den Laplandischen Gebirgen. Naturwissen schaft lichen Untersuchungen des Saregebirges in Schwedisch Lapland. 1907.
Гвоздецкий Н. А. Карст, изд. 2, 1954.
Георгиевский Н. П. Исследование снежного покрова на мысе Шмидта в зимовку 1934/35 гг. «Проблемы Арктики». Л., 1938, № 3.
Герасимов А. П. Северо-Восточное подножие Эльбруса. «Изв. Геол. ком.», т. 13. Спб., 1911, № 1.
Гирс А. А. Некоторые характеристики эпох развития форм атмосферной циркуляции. «Метеорология и гидрология», 1960, № 8.
Гирс А. А. О причинах и проявлениях многолетних колебаний атмосферы. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1960, № 6.
Гигинейшвили В. М., Напетваридзе Е. А., Папинашвили К. И. Атмосферные процессы как фактор колебания ледников Большого Кавказа. «Тезисы докладов Закавказской научной конференции по изучению снежного покрова и ледников Кавказа». Тбилиси, 1960.
Глазовская М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терскей-Алатау. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1952, вып. X.
Говоруха Л. С. О высоте линии равновесия аккумуляции и абляции на ледяном куполе острова Виктории. «Материалы гляциологических исследований», № 6. М., 1962.
Голицын Б. Б. Общий Обзор деятельности экспедиции. Отчет об экспедиции Императорской Академии наук на Новую Землю летом 1896 г. «Зап. Имп. Акад. наук», сер. 8, т. 8. Спб., 1896, № 1.
Горбацкий Г. В. Ископаемые ледники Крестовой губы на Новой Земле. «Aretica», 1933, № 1.
Горбацкий Г. В. О характере береговой линии в районе мыса Желания, «Aretica», 1934, № 2.
Горбацкий Г. В. Физико-географические контуры северной части Новой Земли. «Землеведение». Сб. МОИП, нов. сер., т. 1/41. М., 1940.
Григорьев А. А. Материалы к физической географии северо-восточной части Кольского полуострова. «Тр. СОПС АН СССР», сер. Кольская, вып. 4. Л., 1932.
Громов Л. В. Осколок древней Берингии. Географгиз, 1960.
Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. «Гляциол. исслед.», сб. ст. М., 1961, № 6.
Гросвальд М. Г. Район современного оледенения Восточного Саяна. «Материалы гляциологических исследований», № 6. М., 1962.
Давидович Н. В. О роли наземного сублимационного льда в питании ледникового покрова Новой Земли. «Гляциол. исслед.», сб. ст. М., 1961, № 6.
Демченко Л. Н. Некоторые результаты применения метода ледникового стока. «Изв. АН Каз. ССР, сер. энерг.», вып. 7, 1954.
Динник Н. Н. Оштен и окружающие его части Кубанской области. «Зап. Кавказ, отд. ВГО», кн. 14, вып. 1, 1890.
Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. Сб. «Вопросы физ. геогр. Урала». МОИП. «Труды совещания по физ. геогр. Урала» 9—10 декабря 1958 г. М., 1960.
Долгушин Л. Д. Основные особенности оледенения Урала. «Матлы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 1. М., 1961.
Донченко Е. Д. Современное оледенение Шапшальского хребта. «Информ. сб. о работах МГГ». М., 1960, № 5.
Дунин-Барковский Л. В. Защита г. Алма-Ата от селевых потоков. «Гидротехника и мелиорация». М., № 7.
Дюрибаум Н. С. Защита населенных мест от грязе-каменных потоков. М.-Л., 1949.
Дюрибаум Н. С. Противоселевые мероприятия. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними». М., 1957.
Ермаков А. В. Роль различных вертикальных зон в образовании селей. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1957, № 6.
Забиров Р. Д. Оледенение Памира. Географгиз. М., 1955.
Забиров Р. Д. Оледенение хребта Терскей-Алатау. «Изв. АН Киргиз. ССР», вып. II. Фрунзе, 1956.
Загорская Н. Г. К вопросу о формировании речных долин в условиях современного оледенения (по наблюдениям на архипелаге Северной Земли). «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1960, № 1.

Зверинский В. В. Список населенных мест Российской Империи. 1871.
Зенкова В. А. Ледники Джунгарского Алатау. «Вопросы геогр. Казахстана», вып. 3. Алма-Ата, 1959.
Зингер Е. М., Энгельгардт В. В. Снегонакопление и стаивание на леднике Шокальского и прилегающей к нему части Новоземельского ледникового щита. «Материалы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 3. М., 1961.
Зубов Н. Н. В центре Арктики. М.-Л., 1948.
Ивановский Л. Н. Изучение морен ледников Алтая в период Международного геофизического года. «Исслед. ледников и ледниковых р-нов», вып. 1. М., 1961.
Иваньков П. А. Оледенение Камчатки. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1958, № 2.
Иваньков П. А. Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского нагорья. «Изв. АН Арм. ССР», т. XII, 1959, № 2.
Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. «Изв. ВГО», 1959, № 3.
Иверонова М. И. О закономерностях развития селей гляциально-высокогорного пояса Тянь-Шаня. «Тр. ин-та геогр. АН СССР», вып. X, 1950.
Иверонова М. И. Снежные обвалы в Терской-Алатау. Сб. «Географические исследования в Терскей-Алатау». М., 1953.
Кавецкий С. П. О селях в Казахстане. «Вестн. АН Каз. ССР», 1954, № 4.
Калесник С. В. О некоторых новых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-Шане. «Изв. ГГО», т. 66, вып. 3, 1934.
Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометеоиздат. Л., 1937.
Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, 1939.
Калесник С. В. Проблема снеговой границы. «Вестн. Ленинградского ун-та» сер. геол. и геогр., вып. 2. Л., 1961, № 12.
Кальянов В. П. Геоморфологические и гидрологические наблюдения на экспедиционном судне «Альбатрос». «Землеведение», т. 38, вып. 3, 1939.
Каменский А. И. К геоморфологии Южного Урала. О следах древнего оледенения на Южном Урале. «Уч. зап. Моск. гор. пед. ин-та им. Потемкина», т. XVI, вып. 5. М., 1957.
Кеммерих А. О. Важнейшие закономерности распределения снежного покрова на Приполярном Урале. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», июль—август, 1957.
Кеммерих А. О. Новый район оледенения — ледники Полярного Урала. «Природа», 1960, № 2.
Кисин И. М. Ледники Восточного Кавказа. «Тезисы докладов Закавказской научной конференции по изучению снежного покрова и ледников Кавказа 10—14 марта 1960 г. ». Тбилиси, 1960.
Кисин И. М., Тертеров А. А. Обвал ледника Муркар. «Природа», 1961, № 2.
Кларе А. Древний Отрар. «Протоколы заседаний и сообщений Туркестанского кружка любителей археологии». Ташкент, 1904.
Клебесберг Р. Klebesberg. R. Handbuch der gletscherkunde und glazialgeologie, Bd I. Wien, 1948.
Клюкин Н. К. О снежных лавинах на Северо-Востоке СССР, 1960.
Книжников Ю. Р. Стереофотограмметрическое определение поверхностных скоростей движения льда на ледниках северного склона Эльбруса. «Инф. сб. о работах по МГГ», № 7. М., 1961.
Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды. «Материалы Кавказ. экспед. (по программе МГГ)», т. 1. Харьков, 1960.
Колосов Д. М. Геоморфологический очерк центральной части Корякского хребта. «Тр. Горно-геол. ПУСМП», 1945.
Комлев А. М. Селевые паводки в Заполярье. «Метеорол. и гидрол.», 1957, № 12.
Коновалов Е. П. Селевой поток р. Тютю-Су на Северном Кавказе в 1934 г. «Изв. Гос. гидрол. ин-та». Л., 1935, № 70.
Корейша М. М. О соотношении современного оледенения и тарынов хребта Сунтар-Хаята. «Гляциол. исслед.», сб. статей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Корейша М. М. Режим современного оледенения Сунтар-Хаята «Исслед. ледников и ледниковых р-нов», вып. 1, Изд-во АН СССР. М., 1961.
Короновский Н. В., Милановский Е. Е. Новые данные о геологическом строении и истории формирования вулкана Эльбрус. «Инф. сб. о работах по МГГ, Эльбрусская экспедиция МГУ», сб. № 2. М., 1958.
Корженевский Н. Л. Ледники северного склона Алайского хребта. «Тр. Ср.-Аз. гос. ун-та», нов. сер., вып. 64. Ташкент, 1955.
Курилов Г. С., Говерла. Сб. «Побежденные вершины». Географгиз, 1954.
Кузнецов Ю. Я. Современное оледенение южной части Ферганского хребта. «Материалы по региональной геологии». Всесоюзный Аэрогеологический трест. Госгеолтехиздат. М., 1958.
Лактионов А. Ф. Северная Земля. Л., Изд-во Главсевморпути, 1946.
Ламакин В. В. Подснежно-вырезные формы рельефа на восточном крае Уфимского плато. «Землеведение, т. 36, вып. 1, 1934.
Ледник Федченко, т. I. Ак. наук Узб. ССР. Ташкент, 1962.
Леонов Л. И. Геоморфологический очерк острова Генриетты. «Проблемы Арктики». Изд-во Главсевморпути, 1945, № 1.
Любимова Е. Л. Снежники в Подмосковье. «Природа», 1960. № 5.
Макаревич К. Г. и Зенкова В. Н. Новые данные о динамике ледников Джунгарского Алатау, 1956.
Малых М. И. Современное оледенение Корякской горной системы. «Изв. ВГО», т. 90. вып. 6, 1958.
Маруашвили Л. И. Оледенение Кавказа. «Природа», 1936, № 5.
Маруашвили Л. И. О некоторых фактах изменения ледникового покрова Кавказа. «Изв. РГО», т. 69, вып. 2, 1937.
Махарадзе Л. Б. О растительном покрове и его восстановлении в районах образования селей на южных склонах Большого Кавказа. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними». М., 1957.
Менли. Роль метеорологических факторов в великом наступании ледников (1690—1720). «Материалы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения». М., 1961, № 1.
Миклухо-Маклай А. Д. О возможном происхождении некоторых мореноподобных толщ на Кавказе. «Науч. бюлл. Ленинградского гос. ордена Ленина ун-та». Л., 1949, № 2.
Мультановский Б. Загадка Арктики. «Метеорол. вестн.». 1926, № 1.

Мягков С. М. Определение количественных характеристик отступания ледника Давидова по геоморфологическим признакам. «Материалы гляциологических исследований «Тянь-Шань», вып. 2. Фрунзе, 1960.
Непорожный П. С. Защита гидроэлектростанций от селевых потоков. М.-Л., 1947.
Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометиздат, 1960.
Павлов Д. М. Искусство и старина Карачая. Махачкала, 1927.
Пальгов Н. Н. Современное оледенение в хребте Заилийский Алатау. «Изв. АН Каз. ССР, сер. геогр.», вып. 3, 1951.
Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата, 1958.
Панов Б. П. Уровни оз. Балхаш. «Исслед. озер СССР», вып. 1. Л., 1932.
Панов Г. Д. Физико-географическое районирование Арктики. «Уч. зап. Ленинградского ун-та», 1949, № 124.
Пармузин Ю. П. Горы Путорана. «Вопросы физ. геогр. СССР», изд. МГУ, 1959.
Пламм М. Я. О характере накопления снега в области аккумуляции на Эльбрусе. Сб. «Гляциол. исслед.». М., 1961, № 6.
Перов В. Ф. Первый ледник в Хибинах. «Природа», 1958, № 7.
Перов В. Ф. О классификации снежников горных стран «Инф. сб. о работах Геогр. ф-та МГУ по МГГ», № 3. М., 1958.
Поггенполь Н. В. По альпийским снегам и тропинкам. Спб., 1892.
Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. «Зап. Кавказского отд. РГО», т. XXIV, вып. 1, 1911.
Попов Ю. Н. Площадь современного оледенения на Северо-Востоке СССР. «Изв. ВГО», т. 80, вып. 2, 1948.
Попов Ю. Н. Ледники горного массива Буордах. Сб. «Гляциология», т. 4, 1954.
Преображенский П. М. Реки Большая и Малая Чуя и низовья Мамы. «Геол. исслед. в золотоносной обл. Сибири». Ленский золотоносный р-н, вып. VII, 1910.
Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). Сб. «Гляциология». М., 1960, № 4.
Пучкова Н. В. К вопросу определения режима лавин. «Тр. МГПИ им. В. П. Потемкина», т. 39, вып. 4. М., 1955.
Резниченко В. В. Ледниковая группа Мус-Тау. «Изв. РГО», вып. I—IV, 1910.
Рудовиц Л. Ф. Испарение снега. «Метеорол. вестн.», т. XXXIV, 1924.
Рычков П. И. Топография Оренбургская, т. е. обстоятельное описание Оренбургской губернии, 1752.
Рихтер Г. Д. Некоторые закономерности формирования и распространения снежных заносов и принципы организации борьбы с ними. «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1953, № 1,
Рычков П. И. Топография Оренбургской губернии. Оренбург, 1887.
Рюи Гонзалес де Клавихо. Дневник путешествия ко двору Тимура в Самарканд в 1403—1406 гг. Спб., 1881.
Сборник сведений о завалах, упавших с горы Казбека с 1776 по 1878 г. на Военно-Грузинскую дорогу. Тифлис, 1884.
Сватков Н. М. Современное оледенение острова Врангеля. «Материалы гляциологических исследований», № 6. М., 1962.

Сербенко В. И. Снежные обвалы в верховьях р. Томи. Зап.-Сибирский фил. АН СССР. «Тр. трансп.-энерг. ин-та», вып. IV—транспортный. Новосибирск, 1954.
Селиверстов Ю. П. Современное и древнее оледенение хребта Саур. «Вопросы географии Казахстана», вып. 9. 1962.
Славцов П. А. Историческое обозрение Сибири. Спб., 1886.
Солнцев Н. А. Снежники. М., Географгиз, 1949.
Спижарский Г. И. Оледенение Земли Франца-Иосифа. «Тр. Ин-та по изучению Севера», вып. 41. Л., 1936.
Спиридонов А. И. О происхождении лёссовых пород. «Вестник МГУ», сер. 5 (География), 1960, № 5.
Статковский Б. Н. О причинах происхождения Казбекского завала. Тифлис, 1887.
Степанов И. Н. Снежники Тянь-Шаня. «Природа», 1961, № 1.
Сулэквелидзе Г. К. Снежный покров Большого Кавказа и его физические свойства. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси, 1954.
Сулаквелидзе Г. К. К вопросу об образовании и движении снежных лавин. «Тр. ин-та геофизики АН Груз. ССР», т. XI, АН СССР, 1949.
Суслов С. П. Географические наблюдения в Енисейской лесотундре. «Тр. ин-та физ. геогр. АН СССР», вып. 14. М.-Л., 1935.
Суходровский В. Д. Геоморфологическая характеристика приледниковой зоны Земли Франца-Иосифа, сб. «Гляциол. исслед. М., 1961, № 6.
Толмачев И. П. К вопросу о происхождении цирков. «Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей», т. 30, № 1, 1899.
Троицкий Л. С. Некоторые особенности современного оледенения Полярного Урала. Сб. «Гляциол. исслед.», Изд-во АН СССР. М., 1961, № 6.
Троицкий Л. С. Ледники южной части Полярного Урала. «Исследования ледников и ледниковых районов», вып. 2, Изд-во АН СССР. М., 1962.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949.
Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., Географгиз, 1954.
Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.
Тронов М. В. Некоторые теоретические результаты гляциологических исследований на Алтае в период МГГ. «Мат-лы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 1. М., 1961.
Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. Сб. «Побежденные вершины», 1949.
Тушинский Г. К. и Капица А. И. Исследования географического факультета МГУ в МГГ. «Тезисы докладов научной сессии, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции». М., 1957.
Тушинский Г. К. Наблюдения на снежниках. «Основные метод. указ. по гляциол. исслед.», вып. 7. М., 1957.
Тушинский Г. К. Некоторые проблемы гляциологии, возникшие в связи с изучением Эльбруса и Хиты. Сб. «Гляциологические исследования в период МГГ», № 1. М. 1959а.
Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. «Информ. сб. о работах по МГГ». М., 1959б, № 4.

Тушинский Г. К. Защита автомобильных дорог от лавин. М., Геолтехиздат, 1960.
Ушаков Г. А. По нехоженой земле. «Молодая гвардия», 1953.
Флейшман С. М. О поддерживающей способности селевой массы структурных селей. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними», М., 1957.
Хатисян Г. С. Казбекские ледники. Тифлис, 1888.
Хмаладзе Г. Н. Редкий водо-каменный паводок. «Природа», 1955, № 10.
Хмелевский И. Ф. О предварительных результатах измерений температуры фирново-ледяной толщи на Новоземельском ледниковом щите. «Мат-лы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 3, М., 1961.
Ходаков В. Г. Метелевый перенос снега на Полярном Урале. «Гляциол. исслед.». Сб. ст. М., 1961, № 6.
Хргиан А. Х. Борьба со снегом на горных участках жел. дор. Сб. «Снегоборьба на ж.-д. транспорте», 1934.
Черкасов П. А. Грязе-каменный поток в долине Малой Алматинки. «Изв. АН Каз. ССР, сер. геол.», вып. 16, 1953, № 121.
Чижов О. П. Гляциологические исследования на Новой Земле. «Исслед. ледников и ледниковых р-нов», вып. 1, М., 1961.
Чижов О. П. Предварительные научные результаты гляциологических исследований на Новой Земле. «Мат-лы гляциол. исслед. Хрон. обсуждения», вып. 3, М., 1961.
Чураков А. Н. Кузнецкий Ала-тау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
Капитан Широкшин. Геогностический обзор берегов Кандалажской губы и Белого моря до г. Кеми в Архангельской губернии. «Горный журн.», ч. I, кн. III. Спб., 1835.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. «Зап. Геогр. об-ва СССР», т. 16, н. сер., АН. М.—Л., 1957.
Шнитников А. В. Современная фаза внутри-слоевой изменчивости горного оледенения северного полушария. «Изв. ВГО», 1961, № 1.
Штебер Э. А. Ледниковые обвалы в истоках Геналдока на Кавказе. Екатеринославское науч. об-во, год. 2-й. 1902, № 7.
Шульц В. Л. Таяние снежников (на примере района Б. Чим-гана). Ташкент, 1952.
Шульц В. Л. Испарение и конденсация на поверхности снежников в период их таяния. «Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР», т. II. Ташкент, 1955.
Шумский П. А. Гляциологический и геоморфологический очерк острова Генриетты. «Изв. ГГО», т. XXI, вып. 9, 1939.
Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., Географгиз, 1947.
Шумский П. А. Современное соединение Советской Арктики, т. II, «Тр. Арктического научно-исследовательского ин-та». Главсевморпуть, 1949.
Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов, 1957.
Юрьев А. А. К вопросу о современном оледенении в верховьях р. Сох. «Изв. Узб. фил. геогр. об-ва СССР», т. II. Ташкент, 1955.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абано, леди. 154, 155
Абая, леди. 106
Абишира Ахуба, хр. 273
Абхазские Альпы 140
Абыйская низм. 97
Абыл-Оюк, леди. 127
Аварское Койсу, р. 160
Австрия 264
Авсюка, леди. 63, 84
Агаякан, р. 254
Адиш, леди. 157
Адриатическое море 272
Азау Большой, леди., долина 149, 150, 152, 175, 217
Азау Малый 152
Азия 135
Азия Малая 141
Айланыш, сел. 115
Академии Наук, хр. 163, 167
Ак-Босага, мет. ст. 105
Ак-Бура, р. 162
Акиткан, хр. 249
Аккемский леди. 34, 128
Аксай, р. 110, 112
Аксаут, р. 145, 146
Аксу, басс. 105
Актру Большой, леди. 22, 33, 124, 277
Актру Малый, леди. 124, 131
Ак-Шийрак, массив 102, 117, 118, 119, 120
Алайская долина 45
Алайский хр. 161, 162
Алаколь, оз. 104
Алахинский центр 126, 127
Алдан, р. 87, 254
Алешкова, леди. 84
Алибек, леди. 146, 276
Аличурский Южный хр. 170
Алматинка Большая, р. 109, 110, 111, 112
Алматинка Малая, р. 108, 109, 110, 111, 180, 182
Алматы, бассейн 112
Алтай 17, 22, 31, 32, 33, 53, 122, 123, 124, 126, 128, 129, 131, 209, 280; Восточный 123; Западный 17; Южный 124, 126, 127
Алтынсарина, леди. 106
Алукский хр. 102
Альпы 28, 96, 140, 175, 209, 226, 267, 272, 274, 275, 276, 278, 279, 282, 283, 284
Альпы Алазанские 141
Альпы Самурские 141
Амалык, р. 242, 252, 253
Аманауз, леди. 146
Амдерма, мет. ст. 85
Амилишка, р. 180, 182
Анадырский хр. 53, 98
Анадырско-Пенжинская низина 98
Анадырское плоскогорье 87
Анадырь 254
Ангараканн, р. 252
Андийское Койсу, р. 160
Анды, горы 286
Апатитовая Гора 237, 247, 248
Апсата, р. 252
Араван-Сай, бассейн 162
Арагац (Алагез), массив, вулкан 141, 160
Арагва, р. 232
Аргун, р. 160
Ардон, р. 156
Арктика 26, 54, 55, 61, 71, 114, 201, 285
Арктический басс. 55
Армения 151
Армянское нагорье 21, 141, 160
Артура, о-в 59

Архыа, сел., ущелье 272, 273, 276, 279, 284
Асса, р. 160
Асы, р. 109, 112
Ательский, леди. 174
Атлантика 122
Атлантический океан 19, 28, 56, 70, 72, 78, 237
Ангара, р. 145

Баба-Даг 141
Базалетское плато 232
Базар-Дюзи, вершина 158, 174
Байдара, р. 232
Байкал, оз. 246, 250
Байкальский хр. 245, 246, 247, 249
Баксан, р. 143, 179
Балтийское море 272
Балхаш, оз. 104, 271, 285
Барельский Малый леди. 128
Баренцево море 65, 69, 177
Баритовая балка 273
Безымянные горы 78
Безымянный леди. 144
Белая, р. 144
Белая Арагва, р. 158
Беленги, леди. 159
Белецкого пик 167
Белорецк, город 185
Белуха, г. 123, 126, 127, 128
Белый о-в 64
Бен-Невис, вершина 27
Беннетта о-в 76, 77
Берга, леди. 106, 107
Берингов, прол. 254
Берингово море 98, 99, 101, 137
Берисские Альпы 174
Бессонова леди. 107
Бжедух, вершина 155
Бзыбь, р. 147
Биен, басс. 105
Бирджалысу, р. 179
Бирджалычиран, леди. 152, 179
Бис, леди. 174
Биш-Иирду 126, 127
Благополучия зал. 70
Блота, р. 188
Богатырь, леди. 110, 112
Богатырь, пик 108
Богдановича леди. 112
Богосский хр. 158, 159
Бокан, р. 121
Боковой хр. — Кавказ 141
Большая Лиахва, р. 158
Большая Хадата, р. 182
Большая Чуя, р. 250
Большевик, о-в 72, 73
Большеземельская тундра 197
Большой Барельский леди. 128
Большой Баксан, 104, 105, 106
Большой Бухтарминский леди. 127
Большой Лево-Люнкидэнский и Право-Люнкидэнский леди. 97
Большой леди. (Алтай) 131
Большой Машей, леди. 127
Борзова леди. 84
Боронг, хр. 97
Бороталы, р. 104
Борло, р. 105
Бортала, басс. 105
Боч, леди. 84
Британский канал 57
Бузулганский басс. 112
Буордах, р. 96
Буордахский р-н, массив 17, 91, 96, 97
Бургая, р. 252
Бурхан, басс. 105
Буульген, леди., р. 146, 232
Бырранга, г., хр. 53, 72, 75, 199
Брянская обл. 203
Бытантай, р. 91

Вавилово-Миньяр, участок ж. д. 209, 227
Вайгач, о-в 65, 197
Ванели, мет ст. 247
Вакханка, р. 254
Ванчский хр. 163, 170
Ваханский хр. 162
Вашингтон, штат 265
Верина, р. 254
Верхне-Ангарская котловина 227, 253
Верхне-Ангарский хр. 249, 250, 251
Ангара Верхн., р. 250
Верхнеуральск, мет. ст. 85
Верхне-Чарская котловина 253
Верхняя Брызгунья, р. 251
Верхоянский хр. 14, 89, 91
Верхоянско-Колымские горы 53, 87, 90, 91
Ветвистая, р. 199
Виктория, о-в 46, 53, 64, 65
Вилькицкого прол. 72, 76
Виспарская долина 175
Витим, мет. ст. 85
Витим, р. 227, 242, 249, 250, 252, 253
Витимо-Чарский водораздел 253
Воейкова леди. 84
Военно-Грузинская дорога 43, 173, 180, 181, 188, 228, 232, 234 236, 237, 277, 278
Волго-Мокшинский водораздел 189
Восточное Верхоянье 89, 91
Восточно-Европейская равн. 122, 271
Восточно-Тувинское нагорье 131
Восточный хр. Камчатки 137, 138
Восточный Тянь-Шань 102
Воямполка, р. 139
Врангеля о-в 53, 78, 189, 198, 199
Вуонемиок, дол. 202

Галля, о-в 57
Гамалган, басс. 112
Гамнепхево, пос. 175
Гандо, леди. 164
Гарабаши, леди. 152
Гармо, леди. 45, 164, 170
Геналдон, р. 173, 174, 175
Генриетты о-в 76, 77, 78
Географического общества леди. 170
Гергета, сел. 180
Гизельдон, р. 156, 173
Гималчинская горная гряда 90
Гиссарский хр. 161
Главный леди. 110, 112
Главный хр., Нов. Земли 65
Глубокая, р. 199
Говерлы, г. 227
Говорухина, леди. 84
Гондук, р. 162
Горного института леди. 112
Городецкого леди. 110, 112
Городкова леди. 84
Горячинская губа 250
Гоуджокит, мет. ст. 246, 247, 248
Гофмана о-в 59
Гохматтен, леди. 174
Грампианские, г. 27
Грандиозный пик 131
Гренландия 56, 272, 275, 284
Губистая, р. 197
Гукера о-в 58, 59, 60, 62, 63
Гулеты, сел. 180
Гуль, леди. 157
Гульча, мет. ст. 165
Гунт, р. 203
Гыдан, хр. 87, 90
Гытхинней, г. 98

Даван, пер. 242, 245, 246, 247, 248
Давос, гор. 257
Дагестан 159, 174
Дальстрой, горн. цепь 91, 97
Дара, р. 121
Дара-Аба, леди. 122
Дарвазский хр. 163, 170
Дарьяльская теснина, ущелье 154, 173, 174
Даут, р. 146
Девдоракский леди. 153, 155, 156
Дежнева м. 87
Де-Лонга о-в 35, 53, 76, 77
Делюн-Уранский хр. 249, 250, 251, 253
Делькю-Охотская р. 91
Джава, мет. ст. 247
Джаман-Су, р. 120
Джамбула леди. 106
Джардан, р. 91
Джексона купол 61, 62, 63
Джеты-Огуз, р. 114
Джею, леди. 127
Джигалга (Зигальга), хр. 280, 281
Джугджур, хр. 136
Джунгария 105
Джунгарский Алатау, хр. 102, 104, 105, 106, 107
Диоскурия 277
Дмитриева, леди. 110, 113
Догдо-Чималгинский хр. 97
Долгушина леди. 84
Долра леди. 157
Домашний о-в 74
Домбай, долина 276
Домбайская поляна 276, 284
Домбай-Ульген, хр. 140
Дукчи, р. 254
Дых-Тау, верш. 141
Дянушка, р. 91

Евразия 18, 54, 75
Елены ледн. 60
Енисей, р. 131

Жангырык, р. 110, 112
Жаннетты о-в 76, 77
Жданова, р. 76
Желания м. 65, 68, 69
Желтый, ледн. (Камчатка) 139
Жохова о-в 76

Заалайский Алатау, хр. 17, 31, 102, 108, 109, 110, 111, 113, 166
Забайкалье 14, 133, 209
Закавказье 53, 140, 141
Западно-Сибирская низм. 82
Западный Тянь-Шань 102, 104
Заполярье 21, 26, 202
Заромаг, мет. ст. 247
Зеленчук, р., басс. 272, 273
Земля Александры, о-в 56, 59
Земля Бунге, о-в 76
Земля Вильчека, о-в 56, 57
Земля Георга, о-в 56, 64
Земля Франца-Иосифа, архип. 17, 35, 44, 45, 48, 53, 56, 57, 58, 59, 62, 64, 75
Земляной хр. 197
Зеравшанский, ледн., хр. 40, 45, 161
Зигальга хр. 82
Зигитан, ледн. 159
Зонблик, мет. ст. 28
Зои Космодемьянской ледн. 110
Зоркуль, оз. 164
Зулумарт, хр. 163, 167

Ивановский хр. 124, 129
Или, р. 271
Илинь-Тас, хр. 89, 91, 97
Ингур, ледн. 157, 158
Ингури, р. 143, 147, 157
Инд, р. 176
Индигирка, р. 93, 95, 181, 254
Инсбрук, гор. 264
Иныльчек, Северный, Южный, Центральный 40, 45, 113, 117, 118, 119
Иран, гос. 141, 271
Ирбис-Ту, ледн. 127
Иремель, г. 82, 280
Ирик, ледн. 152
Ирикчат, ледн. 25
Иркут, р. 131
Исландия, о-в 275, 276, 284
Иссык-Куль, оз. 102, 112, 114, 116
Исфайрам-Сай, р. 162
Исфара, р. 162
Иська-Тень, г. 98
Ичинская сопка 137

Кабахи, р. 180
Кавказ, хр. 17, 20, 21, 22, 23, 31, 42, 44, 96, 123, 140, 141, 142, 143, 147, 155, 200, 209, 217, 240, 246, 272, 276, 277, 279, 282, 289
Кавказ Восточный 31, 158, 159
Кавказ Зап. 31, 143, 144, 145, 146, 228, 279
Кавказ Малый 141, 160
Кавказ Северный 179
Кавказ Центральный 16, 31,
Кавказский Главный хр. 140, 141, 144, 145, 146, 147, 157, 179, 229
Кавказский перешеек 140
Казахская ССР 104, 269, 270, 285
Казбеги Верхняя, Нижняя, мет. ст. 149
Казбек, верш. 43, 140, 141, 147, 151, 153, 154, 158, 238, 239, 241, 277
Казырский хр. 132
Каинды, ледн., р. 117, 120
Калесника ледн. 84, 110, 112
Калиок, р. 81
Кальалматы, басс. 112
Камбальная сопка 139
Камень, г.(вершина Путорана) 87
Камчатка, р. 137
Камчатка, п-ов 26, 43, 53, 98, 136, 137, 139, 209, 226, 227
Камчатская Центральная впад. 137
Канасский ледн. 127
Кандалакшские горы 281
Канин п-ов 196
Канинско-Печерские тундровые равнины 196
Канское белогорье 131
Капыджик, верш. 160
Карабаткак, ледн. 114
Карадарья, р. 162
Кара-Койсу, р. 160
Каракол, р. 114
Каракорум, хр. 176
Каралона, р. 251
Карасай, р. 120
Карасай Южный, ледн. 120
Кара-Тау, хр. 102
Кара-Чаул, ледн. 152, 153
Каргалинка, р. 112
Карлсен, м. 65
Кармадон, курорт 173
Карпаты, горы 209, 226
Карпаты Восточные 227
Карские Ворота, прол. 65, 197
Карское море 65, 69, 197
Каскадные горы 265
Каскелен, басс. 112
Каспийское море 140, 141, 284, 286
Катунская обл. 124, 126, 128
Катунский хр. 17, 31, 128
Катунский Геблера ледн. 128
Кашкасу, леди. 112
Кебнекайся, горн. массив 284
Кендекты-Куль, оз. 129
Кендерлык, р.
Кигилях, мет. ст. 77
Кизир-Казырский хр. 131, 132
Киляны, р. 250
Кировск, гор. 80
Кистинка, р. 181
Китайская Народная Республика, Китай 102, 104, 105, 120
Кичиккемин, басс. 112
Кичкинекол, р. 146
Клухор, р. Северный, Южный 23, 227, 229
Клыч, р. 23, 229, 236, 237
Ключевская сопка 43, 139, 141
Кмра-Айры, ледн. 127
Коби, мет. ст. 247
Когратибинская волость 260
Кодар, хр. 17, 53, 132, 133, 136, 246, 249, 252, 253
Кодарский ледн. 132
Кодарское высокогорье 134
Кодарский ледн. р-н 132
Кодори, р. 147
Коколбулак, басс. 112
Коксу, р. 106
Коксу-Казан, р. 105
Коксу-Караарык, басс. 105
Коктал, басс. 105
Кокшаал-Тау, хр. 102, 118
Колгуев, о-в 197
Колосова Дмитрия, ледн. 134
Колпаковского, ледн. 115
Колыма, р. 254
Колхидская низм. 141
Колымский хр. 87, 90, 136
Кольский п-ов 18, 19, 53, 54, 79, 80, 202, 236, 237, 257, 284
Комарова ледн. 84
Коммунизма пик 163, 167
Комсомолец, о-в 46, 72, 73, 75, 113
Коигор, р. 91
Кондратьева р. 198
Константинов камень, г. 82
Конституции ледн. 110, 112
Конурлен, р. 114
Кора, басс. 105, 106
Кора Каратальская, р. 106
Коргонский ледн. 124
Коргонский хр. 128
Корженевского ледн. 110, 112, 166
Короленко ледн. 106
Корымда, р. 280
Корякский хр. 17, 31, 53, 98, 99, 100, 101, 102, 282
Косайрык, р. 121
Кос-Айрык, ледн. 121, 122
Котельный о-в 76
Коштан-Тау, верш. 141
Красная, р. 251
Кресга зал. 98
Крестовая губа 68
Крестовая, мет. ст. 239, 240, 242, 244
Крестовый перевал 232, 237, 238, 239
Кроноцкая сопка 139
Кроноцкий зал. 137
Кроноцкий п-ов 137, 138, 140
Кручена, р. 139
Крымская Яйла 200
Кубань, р. 146, 147, 156
Кузнецкий Алатау, хр. 188
Кукисвум, дол. 80
Кукисвумчорр, массив 80
Кунгей-Алатау, хр. 102, 114
Кунерма, р. 249
Кунерма, мет. ст. 246, 247, 249
Кункудери, р. 251
Кункудери-Мамаканский водораздел 251
Куньявр, оз. 81
Кура-Араксинская низм. 141
Курайский ледн. 124

Курайский хр. 128
Курило-Камчатское течение 137
Куркула, р. 250
Куртка, р. 121
Курумду, ледн. 127
Курусай, ледн. 128
Куруш, сел. 174
Кусов Нос, мыс 65
Кюкюртлю, ледн. 152

Лаба Большая, р. 144
Лаба Малая, р. 144
Лаба, перевал 145, 146
Лагерный Второй, ледн. 106
Лагерный Первый, ледн. 106
Ладожское оз. 283
Ледкова, р. 198
Ледниковая, р. 76, 100
Ледяная г. 99, 100, 101
Ледовая База, мет. ст. 149
Ледораздельная, мет. ст. 70, 71
Лекзыр, ледн. 157
Лена, р. 87, 89, 91, 227, 242, 254
Ленина, пик 163, 166
Лено-Чаунская дуга 89
Лепса, р. 104, 105, 106
Лепсинская кора, р. 107
Листвяга, хр. 128
Литке, мыс 198
Ловозерские тундры 209
Ломоносова, ледн. 97
Люнкидэ, р. 96, 97
Лявочорр, массив 81
Ляховские о-ва, Б. и М. 76

Майлийский, Майли, ледн. 153, 174
Майманджи, р. 89
Малиновского, хр. 101, 102
Малка, р. 156
Малоземельская тундра 197
Малые Кармакулы 198
Малый Баксан 104, 105, 106
Малыш, ледн. 84
Мама, р. 250
Мамакан, р. 251
Мамисон, мет. ст. 149, 238, 241, 247
Манское белогорье 131
Маркова ледн. 84
Маруха, р. 145
Марухский ледн. 145
Маточкин Шар, прол. 65, 67, 70
Матч-Алайский хр. 161
Махарка, р. 229
Машковцева, ледн. 112
Маяковского, ледн. 110
Медвежий, ледн. 84
Междушарский, о-в 65
Менсу, ледн. 128
Меридиональный хр. 118, 119
Мерцбахера оз. 118
Метеллург, пик 18
Мечигменская губа 98
Микальчиран, ледн. 152, 153
Мна, ледн. 153
Мокрые горы 21
Молодежный ледн. 111
Мома, р. 96, 97
Момский хр. 90, 97
Моренный ледн. 111
Музтау, р. 121
Муйско-Куандинская депрессия, котловина 227, 242, 251, 253
Мунку-Сардык, массив, верш. 131
Муркар, ледн. 159, 174
Мус-Хая 93, 94
Мусат-Чери, плато 217
Мустау, верш. 120, 121
Мутный ледн. 111
Мухр-Оюк, ледн. 127
Мушкетова ледн. 117
Муякан, р. 252
Муя-Куандинский водоразд. 252, 253
Мюшту-Айры, ледн. 128

Нагайская дорога 280
Нагеб, ледн. 157
Назалыкол, р. 279
Назалыкольский цирк 279
Нань-Шань, г. 172
Народная, г. 82
Нарын, р. 119, 120
Нахари, р. 229
Невьянск, мет. ст. 85
Нейдеглетчер, ледн. 27
Ненецкая гряда 194
Неожиданный, ледн. 76
Неройка, г. 82
Нерпо, р. 251
Нижне-Ангарск 246, 247
Ниткан, р. 91
Новая Земля, архип. 15, 17, 35, 44, 45, 48, 53, 54, 56, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 197, 209, 226
Новая Земля (Южный остров) 198
Новая Сибирь, о-в 76
Новоземельский ледниковый покров 26, 29
Новороссийск, гор. 140
Новосибирские о-ва 76, 77
Норильск, гор. 202

Обал, р. 121
Обир, мет. ст. 28
Оденсай, р. 109
Оймякон, мет. ст. 95
Ока, р. 131
Октябрьской Революции, о-в 47, 73, 75
Оловянный мыс 74
Олюторские горы 102
Онежское оз. 283
Они, мет. ст. 149
Оньоло, хр. 97
Орджоникидзе ледн. 110
Орон, оз. 252
Орта-Бокан, ледн. 122
Ортлер, горная группа 175
Орулган, хр. 17, 91
Орулганское Верхоянье 89
Орцвери, ледн. (Георгиевский) 153, 155, 188
Охота, р. 93, 95
Охотское море 89, 137, 254
Охотское побережье 99
Очапари, р. 23, 24, 229
Очапари, мет. ст. 24
Оче-Нырд, хр. 84
Ош, мет. ст. 165
Ош—Хорог, дорога 255

Пай-Ер, г. 82
Пай-Хой, хр. 82
Пальгова ледн. 84
Памир, горная система 255, 162, 163, 164, 165, 166, 171, 203, 209
Памир Восточный 44, 163, 167, 170, 204
Памир Западный 44, 53, 164, 165
Памиро-Алай, хр. 53, 140, 160
Памирский тракт 256
Парама, р. 252
Парус, ледн. 84
Пассанаури, мет. ст. 247
Пекульней, хр. 89, 91, 98
Перикительский, хр. 158
Песчанка, р. 197
Петра Первого хр. 163, 170
Петрова, ледн. 119, 120
Петрушка, р. 254
Пионер, ледн. 113
Пионер, о-в 46, 72, 73
Поачвумиок, долина 202
Победа, верш. 90
Победы пик 102, 117
Подмосковье, 190
Полонина Руна, г. 227
Полярный басс. 70
Поной, р. 79
Порожный, хр. 97
Преградная, р. 76
Предкавказье 142
Предуралье Южное 199
Прибайкалье 246
Прибалхашье 104
Приволжская возв. 199
Приск 11-го Октября, мет. ст. 245, 246, 247
Приленский. пенеплен 249
Приют Южный 229
Пролетарский, мыс 198
Птыш, ледн. 146
Пуй, мет. ст. 247
Путорана, г. 53, 87
Пяндж, р. 162

Райнера, о-в 59
Рамзая, ущелье 80
Ргайты, басс. 105
Рионн, р. 147, 158
Рионская низм. 141
Рихтера, ледн. 84
Росбоден, ледн. 174
Рохаров, мет. ст. 165
Рофенская долина 175
Рубихинская гряда 62
Рудольфа, о-в 62
Русская Гавань, мет. ст. 65, 67, 69, 70
Русская равн. 189, 195, 199, 204
Рушанский хр. 163

Саблинский хр. 82
Сабля, г. 82
Садзели, перевал 232
Сайлюгем, хр. 126
Сакен, р. 145
Сакукан Верхний, р. 132, 133; Средний 133, 135
Саламата, р. 253
Самур, р. 160

Сапожникова, ледн. 112
Сарекские горы 27
Сарканд, басс., р. 104, 105, 106
Сарыджас, р., хр. 119, 120
Сарыкольский хр. 163, 165, 170
Сары-Таш, мет. ст. 165
Сасыкколь, оз. 104
Сатпаева, ледн. 106, 107
Саукадара Б., ледн. 167
Саур, хр. 17, 53, 120, 121, 122
Сахалин, о-в 209, 227
Саяно-Тувинское нагорье 53, 130, 131
Саяны, горн. массив 22, 131
Сванетия 157
Северная Земля, архип. 14, 35, 44, 52, 72, 73, 74, 209, 227
Северный, о-в 65, 67, 68
Северный Ледовитый океан 65, 75, 196
Северный ледн. 112
Северный полюс 28
Северо-Байкальское нагорье 226, 227, 242, 245, 246, 247, 249, 250
Северо-Восток СССР 89, 254
Северо-Муйский хр. 249, 251
Северо-Центральный хр. 104, 106
Северо-Чуйский хр. 31, 124, 127
Седова, ледн. 58, 62, 63, 64
Седова, пик 65
Сельда, р. 174
Семенова, ледн. 117
Семенова-Тян-Шанского, верш. 104
Семиречье 271
Сентис, мет. ст. 28
Сень, р. 242
Сибирь 88, 90; Сев.-Вост. 226, 270; Западная 269, 270, 285; Восточная 96, 133, 211; Южная 122
Силяпский хр. 97
Симли Мипари, р. 23
Симплон, перев. 174
Симплонская дорога 174
Скалистый хр. 19, 129
Скандинавия 272
Скандинавский хр. 237
Сланцевый, или Верхний, Дагестан 158
Снеговой, хр. 102
Снежный, цирк 80, 82
Советская Арктика 72
Советская, г. 78
Советский Союз 104, 117, 120, 189
Сомнений, барьер 67, 69
Софийский ледн. 127
Софьинский Большой ледн. 145
Сох, р. 162
Спафарьева, о-в 254
Средиземное море 269
Срединный хр. Камчатки 137, 138, 139
Средняя Азия 26, 29, 34, 40, 102, 140, 141, 170, 171, 201, 209, 211, 269, 270, 271, 284, 285, 290
Средне-Русская возв. 199
Средне-Сибирское плоскогорье 87
Средний Талгар, р. 110
Ставропольская возв. 199
Стальнова, ледн. 131
Становое нагорье 132
Старицкого, п-ов 254
Староватого, ледн. 112
Столбовой, о-в 76
Суатиси, ледн. 153, 155
Субарктика 54, 79
Сулденфернер, ледн. 175
Сунтар, р. 91
Сунтар-Хоята, хр. 17, 91, 92, 93, 94, 95, 96
Суртал, басс. 105
Сухуми—Черкесск, дорога 228, 229, 234, 236, 237
США 205, 265
Сыгыкта, р. 252
Сыгыкта Левая, р. 135, 136
Сынныр, хр. 250
Сыр-Дарья, р. 271
Сюльбан, р. 132, 253

Табын-Богдо-Ола, горн. узел 122, 126, 127
Таганай, г. 85
Таганай Большой, г. 281
Таганай, мет. ст. 85
Тайгонос, п-ова 87
Таймыр, п-ов 72, 75, 199, 202, 209
Талгар, р. 11, 112
Талгар Южн., ледн. 109
Талгар Левый, р., басс. 110
Талгарский горн. узел 108, 109
Талгарский, пик 108
Талдуринский, ледн. 33, 124, 127

Талдык, перевал 255
Тарагибулак, басс. 112
Тарбагатай, г. 120
Тас-Хаятах, гряда 90
Тауэри Высокий, массив 272
Твибер, ледн. 157
Теберда, р. 143, 145, 146, 147, 276
Теберда, мет. ст. 247
Теберда (р-н Кавказа) 217, 287
Тебердинский заповедник 279
Тебулос-Мта, массив 158
Тегирментысу, басс., р. 109, 112
Телецкое оз. 129
Терек, р. 147, 154, 156, 160, 173, 188
Теректа, р.
Терентьева, ледн. 84
Терскей-Алатау, хр. 31, 102, 113, 114, 115, 116, 117
Терскол, пик, мет. ст. 149, 152
Тетригуба, лав. 229
Танкет, басс. 105
Тикицар, ледн. 159
Тимано-Канинская равн. 197
Тимашева Евгения, ледн. 135
Тихая, бухта 62
Тихий океан 79, 98, 99
Тменикау, сел. 175
Тогузак, ледн. 112
Токинская котловина 133
Токты, басс. 105
Толбачик Острый 139
Толля, р. 76
Томь, р. 217
Топографов, пик 131
Тора Большая, р. 253
Тронова, ледн. 106
Туапсе, гор. 140
Туманлы-Кель, оз. 232
Тумары-Саккырырская, р. 91
Тургень, басс. 112, 113
Туристов, ледн. 111
Туркестанский, ледн. 161
Тушинского, ледн. 84
Туюкалматы, басс. 112
Туюк-Су, ледн. 180
Тында, мет. ст. 246
Тырныауз, гор. 179
Тыры, р. 91
Тышкан, басс. 105
Тюменькоу, аул 174
Тютюсу, р. 179
Тянь-Шань, горн. система 16, 17, 21, 53, 102, 103, 104, 114, 115, 117, 189; Центральный 102, 103; Северный 102, 104, 108
Тянь-Шаньская физ. геогр. ст. 119

Уаскаран, г. 286
Ужба, ледн. 155, 157
Узункал, р. 146
Узункаргалы, р. 109
Уймонская степь 124
Уквушвуйнен, горы 102
Укокский, ледн. 127
Ккэлаят, р. 100, 101, 102
Улахан-Чистай, горн. гряда 90, 96
Уллуозень, р. 146
Уллучиран, ледн. 152, 153
Улькун-Бокан, ледн. 122
Улькун-Уласты, р. 121
Ульта Малая, мет. ст. 123
Унгдар, хр. 249
Урал, хр. 17, 20, 21, 53, 82, 83, 85, 86, 87, 189, 226, 227, 280
Урал, р. 82
Урал Полярный 21, 35, 54, 79, 82, 83, 84, 85, 86, 202; Северный 22, 82, 83, 85; Южный 284
Урал Полярный, мет. ст. 86
Урух, р. 156
Уруштен, р. 144
Усек, басс. 105
Усойский завал 164
Усть-Кут 247
Усть-Нера, пос. 181
Уфимская возв., плато 189, 199
Учкулан, р. 146

Фаддеевский, о-в 76
Федченко, ледн., мет. ст. 165
Ферганский хр. 102
Фернагтфернер, ледн. 175
Ферсмана, г. 80
Фиагдон, р. 156
Фишт, верш., массив 144
Фредена, о-в 59

Хадаранья, хр. 97
Хадатинские озера 84
Хамсарам, р. 131
Хан-Тенгри, горн. узел 102, 117, 118
Хараулахское Верхоянье 89

рова весной 1127—1128 гг. « ... от жестокого холода вымерзли озими, снег лежал до 30 апреля, следствием чего был голод».

В то время как в России отмечались зимы с большой снежностью, в Гренландии с XIII в. началось надвигание льдов на поселения, а к середине XIV в. из-за похолодания на острове перестали заниматься земледелием и скотоводством. А. В. Шнитников пишет, что с середины XIV в. из-за тяжелой ледовой обстановки у берегов Гренландии нарушилась морская связь между нею и Скандинавией. В XIV—XV вв. отмечались случаи замерзания Адриатического моря и всей поверхности Балтийского моря.

Есть и непосредственные данные об изменении мощности горных ледников. Например, в 1570 г. в Альпах, в массиве Высокий Тауэрн, надвинувшиеся ледники закрыли рудники по добыче золота, которые существовали с начала нашей эры. К XVIII в. мощность этих ледников увеличилась до 100 м, а затем они стали утоняться, и в 1875 г. толщина льда составляла всего 40 м.

Ледники чутко реагировали на увлажнение климата в XIII—XIV вв. и в результате, по мере накопления в фирновых бассейнах больших запасов вещества, в XVII в. начали наступать, разрушив несколько деревень, расположенных в верхних частях долин.

В фазу, предшествующую интенсивному их наступанию, размеры ледников были значительно меньше, чем в настоящее время. Тогда селения, обработанные земли и верхняя граница леса располагались выше, чем теперь.

Для оценки значения ритмов в снежности и оледенении особенно важно свидетельство о том, что перевалы, которые сейчас заняты ледниками, были в V—XI вв. легко проходимыми.

А. В. Шнитников (1957), ссылаясь на Х. Кинцла, пишет, что в XIV—XV вв. альпийские ледники были меньше современных. Затем они стали наступать и в период с XVI по XIX в. продвинулись далеко вниз по долинам. Наступание ледников в Альпах было столь значительным, что этот период стали называть «малым ледниковым периодом».

В результате детальных исследований, проведенных на Кавказе по программе Международного геофизического года, мы пришли к выводу, что и в этом районе наблюдалась аналогичная картина. В бассейне р. Зеленчука, в урочище Архыз, или «Старое жилище», нами были обсле-

дованы многочисленные развалины построек аланов (предков осетин). Их селения когда-то находились на конусах выноса древних лавин, что, естественно, привлекло наше внимание. Оказалось, что у подошвы хребта Абишира Ахуба на конусах выноса двух балок — Баритовой и Церковной—располагался город. Кварталы, площади, улицы и оросительные системы его были построены на конусах выноса лавин. В настоящее время по ним сходят крупные снежные лавины, в некоторые годы достигающие селения Архыз. Как нам сообщили местные жители (Я. А. Эбзеев и др.), во многих долинах и на перевальных частях района Архыза следы древних построек встречаются на таких высотах и в таких условиях, где в настоящее время селиться невозможно. В этих местах еще 60—80 лет назад находились фирновые поля, а в настоящее время сезонный снежный покров сходит лишь на два месяца.

При осмотре старинных христианских храмов в долине р. Зеленчука, построенных в X в., мы обратили внимание на то, что один из них был частично поврежден селевым конусом, вытекшим из глубокого лога, в верховьях которого имелся большой водосбор. Найденные здесь могилы аланов перекрыты конусом выноса, а некоторые из них находятся и в самом конусе. Следовательно, селевый вынос возник не позднее XIII в.

На основании археологических раскопок установлено, что в долине р. Зеленчука находилось также крупное селение аланов. Обследовав развалины селения, мы пришли к выводу, что оно было разрушено снежными лавинами.

Между современным селением Архыз и конусами выноса лавин в районе так называемой Церковной поляны проходит древняя дорога, пересекающая крупный лавинный конус в его средней части. По обеим сторонам дороги видны остатки фундаментов домов. В средней части одного из конусов выноса находится каменная кладка в виде амфитеатра, ниже которого лежат развалины крупного здания диаметром 15 м и с толщиной стен 3 м. Среди развалин растут многочисленные одичавшие плодовые деревья (рис. 64).

На всех обследованных развалинах видно, что со стороны схода лавин кладка разбита, а материал ее разбросан вниз по скату конуса. Толщина стен некоторых зданий достигала 1—1,3, но чаще равнялась 1,8 м. Наиболее часто встречаются здания общей площадью около 150 кв. м, дли-

Хатын-Арт, перевал 255
Хибинская географ. ст. 202
Хибины, г. 15, 17, 18, 19, 21, 29, 34, 35, 63, 68, 80, 81, 189, 190, 193, 202, 209, 226, 236, 237, 240, 245, 246, 247, 257, 267, 281
Ходис-Хеви, р. 232
Хокель, ледн. 146
Холзун, хр. 124
Холонит, р. 87
Хончаар, массив 131
Хоргос, басс. 105
Хорог, гор. 255
Хорог—Душанбе, дорога 255
Хумара 277

Центральная Азия 104
Центральная Арктика 18
Центральный Туюксуйский ледн. 110, 112, 113
Центральный хр. (Вост. Саян) 131
Церковная балка 273
Цхенис-Цкали, р. 158
Цюрихское оз. 282

Чалаат, ледн. 157
Чара, р., мет. ст. 227, 242, 246, 247, 253
Чаринкол, р. 145
Чарская котлов. 132, 133, 227
Часначорр, массив 80, 81
Чатыштау, ледн. 155
Чачский ледн. 153
Чая, р. 249
Чегем, р. 156
Челюскин, мыс 72
Чен, верш. 90, 97
Черек-Балкарский, р. 156
Черек-Безингийский, р. 156
Чернова, ледн. 84
Черное море 140, 141
Черный, ледн. 110
Черского, хр. 89, 90, 91, 96, 97
Чибагалахский хр. 97
Чижа, басс. 105
Чижан, басс. 105
Чижанский ледн. 106
Чилик, р. 108, 109, 110, 112
Чихачева, хр. 122, 124, 128
Ченгкешин, р. 109
Чотча, ледн., р. 146, 208
Чу, р. 108
Чуйская степь 124, 126
Чуйско-Витимский водораздел 250
Чукотка, п-ов 53, 78, 98, 99, 202, 209, 226, 227
Чукотское нагорье 254
Чунгурчатчиран, ледн. 152
Чурляниса, купол 58, 61,62,63, 64
Чуро, р. 250
Чхалта, р. 31, 145, 147
Чхери, р. 175, 186, 188

Шалауров, мыс, мет. ст. 77
Шапшальский хр. 126, 129
Шахимардан, р. 162
Шведская Лапландия 27
Швейцария 214
Швеция 27, 284
Шови, мет. ст. 149
Шокальского, ледн. 71, 72
Шотландия 27
Шивелуч, сопка 139
Шляпин, о-в 250
Шмидта, мыс 27
Шнитникова, ледн. 110, 112
Шпицберген, архип. 27, 64, 65
Шпицберген Западный, о-в 285
Шугнанский хр. 163, 170
Шумского, ледн. 84
Шхара, ледн. 157
Шхельда, верш. 155; ледн. 157

Щучьи озера 84, 288

Эгген, деревня 174
Эдельштейна, пик 131
Эльбрус, г. 21, 22, 43, 51, 140, 141, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 154, 156, 169, 179, 202, 277
Эрикит, р. 97
Эрикитский хр. 97

Юго-восточный ледн. (Б. Кавказ) 159
Югорский Шар, прол., мет. ст. 85, 197
Юдома, р. 93
Южная Сульменевая губа 67
Южно-Чуйский хр. 17, 31, 124, 126, 127
Южно-Центральный хр. 104, 106
Южное Верхоянье 89
Южный, ледн. (Заилийский Алатау) 112
Южный, ледн. (Урал) 84
Южный, ледн. (реки Киль) 159
Южный, остров (Нов. Земли) 65
Юкспор, г., плато 18, 19, 20, 80, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 244, 248
Юрия, ледн. 63
Юсенги-Баши, верш. 155

Ядринцева, ледн. 127
Язгулемский хр. 163
Яма, р. 89
Ямантау, г. 280, 281
Яна, р. 89
Янгуда, р. 251
Ярганольат, р. 98
Яшилькуль, оз. 164

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Ледники

Условия возникновения и существования ледников . 11
Хионосфера и «уровень 365» 11
Накопление метелевого снега и ледники . . . 20
Лавинное питание горных ледников 22
Питание ледников за счет конденсационной влаги 26
Взаимодействие факторов оледенения 30

Классификация ледников 33
Морфологическая классификация ледников . . . 33
Горные ледники 33
Покровные ледники 45
Программа и общие указания для сбора кратких сведений о ледниках 48

Ледниковые районы СССР 51
Гляциологическое районирование 51
Покровное оледенение 55
Советский сектор Арктики 55
Атлантико-Арктическая область 55
Западносибирская арктическая область . . . 72
Восточносибирская арктическая область . . 76
Тихоокеанская арктическая область 78
Горноледниковые районы 79
Горы Субарктики 79
Атлантико-Субарктическая область 79
Сибирская субарктическая область 87
Тихоокеанская субарктическая область . . . 98
Горы умеренного пояса 101
Горы Средней Азии 102
Горы Южной Сибири 122
Континентальная восточносибирская область . 132
Горы тихоокеанской области 135
Горы субтропического пояса 140
Горы Кавказского перешейка 140
Горы юга Средней Азии 160
Значение ледников для народного хозяйства . . . 171
Регулирование таяния ледников 171
Ледниковые катастрофы 172
Гляциальные сели 176

Снежники

Условия образования и существования снежников. . 187
Классификация снежников 191
Навеянные снежники 191
Лавинные снежники 193
Программа сбора сведений о снежниках . . . 195
Распространение снежников в СССР 195
Снежники тундровой и лесотундровой зоны . . 196
Снежники лесостепной зоны 199
Снежники горных районов 199
Значение исследования снежников 200

Лавины

Условия образования лавин 207
Причины возникновения лавин 211
Признаки лавинной опасности 214
Геоморфологические признаки 214
Геоботанические признаки 218

Классификация лавин 220
Программа и общие указания для сбора сведений о лавинах 223

Лавины Советского Союза 226
Лавины Большого Кавказа 228
Лавины Хибинского массива 236
Лавины Северо-Байкальского нагорья . . . 243
Лавины Северо-Востока СССР 254
Лавины Памира 255

Защита от лавин 255
Профилактические меры защиты 257
Инженерные меры защиты 262

Ритмы в оледенении и снежности 267
Литература 291
Указатель географических названий 299

Рис. 64. Стены сухой кладки на конусе выноса лавин выше жилых кварталов древнего селения Архыз

Фото *Г. К. Тушинского*

ной около 13 м и шириной 12 м. Ширина улиц составляла примерно 4 м. Стены зданий выложены из плоских скальных обломков, а промежутки между ними заполнены мелкими камнями. При ударе лавин часть кладки была выброшена во внешнюю сторону. Особенно интересно, что выше главной улицы, за окраиной, обнаружены стены толщиной 3 м и шириной 2 м; они расположены кулисами и представляют собой как бы отбойные противолавинные дамбы, при помощи которых жители пытались, по-видимому, защищать постройки от лавин (рис. 65).

Вблизи селений встречаются радиально расходящиеся остатки оросительных каналов шириной 2 м, а также земляные террасы — следовательно, здесь было развито поливное земледелие. Все перечисленные факты позволяют сделать вывод, что селение могло возникнуть на конусе выноса лишь тогда, когда было очень сухо и когда зимы были малоснежными. Можно предположить, что селение было построено в эпоху пониженной увлажненности 1-го тысячелетия н. э., когда в северном полушарии повсеместно наблюдались уменьшение снежности и отступание горного оледенения. Действительно, и в Альпах в 1-м тысячелетии н. э. заселялись высокогорные участки долин, ныне непригодные для жилья. Именно в это время в связи с малой

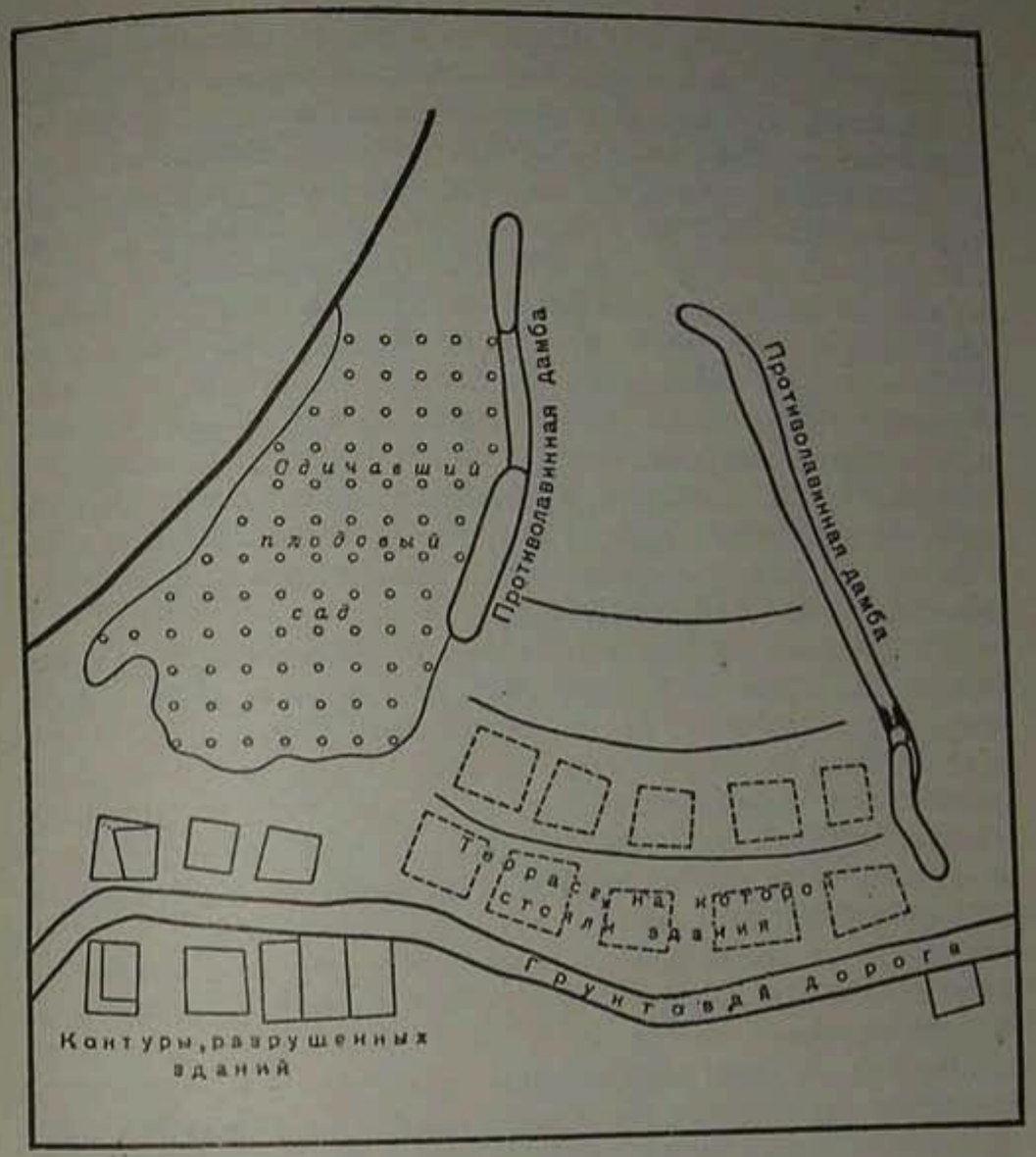


Рис. 65. План селения аланов, разрушенного лавинами

ледовитостью Северной Атлантики возникли поселения норманов в Исландии и Гренландии.

В это время потепление охватило обширные территории, что сказалось и на характере оледенения. Значительно уменьшились ледники в Альпах, а на многих перевалах они вообще исчезли, благодаря чему сообщение через горные перевалы улучшилось. Особенно интересны сведения из истории Исландии, где происходила усиленная норвежская колонизация. В тот период ледниками были заняты меньшие площади, чем теперь. А. В. Шнитников, ссылаясь

на Ш. Рабо, пишет, что вплоть до X в. в Исландии возделывались те земли, которые в настоящее время еще заняты ледниками. Именно к 1-му тысячелетию н. э. относится освоение аланами высокогорных долин Кавказа.

Следы древних поселений человека обнаружены, например, в бассейне р. Теберды. На Домбайской поляне П. А. Утяков нашел остатки аланской земледельческой культуры на высоте до 1900 м над уровнем моря. В настоящее время постоянное население живет лишь до высоты 1323 м (курорт Теберда). В долинах Алибека и Домбай Ульгена сохранились остатки старых мощеных дорог и фундаментов построек. На Домбае работниками заповедника найдены бронзовые вещи, принадлежавшие аланам. В нижней части долины Алибека встречаются большие площади, с которых полностью убраны скальные обломки и сооружены подпорные стенки высотой 0,8 м.

Повышение увлажнения, начавшееся в XIII—XIV вв., также охватило обширные районы Европы. Оно способствовало увеличению снежности зим. В XIV в. в Исландии климат стал более суровым, поэтому заниматься сельским хозяйством было невозможно. В Альпах надвинувшиеся горные ледники уничтожили несколько золотых рудников и селений. Так как на многих перевалах возникли ледники, сообщение по ним прекратилось. По нашему мнению, именно в это время в Архызе резко увеличилась снежность зим и лавинами были уничтожены постройки аланов на конусе выноса.

При повышении увлажненности лавины и ледники ведут себя различно. Увеличение высоты снежного покрова сразу приводит к массовому сходу лавин. Для наступания же ледников требуется длительное накопление снега в бассейнах питания. На Кавказе в XIII в. увеличение влажности и снежности зим привело к резкому усилению лавинной деятельности. Возникновение же многих каровых ледников и значительный рост долинных ледников наступили позднее — лишь в XVII и XVIII вв.

В настоящее время оледенение повсеместно сокращается. Установлено, что отступающие ледники и снежники освобождают поверхности, которые в сухую и теплую эпоху 1-го тысячелетия н. э. были освоены человеком. В Альпах из-под отступивших ледников появились мощеные римские дороги, фундаменты разрушенных зданий. На Кавказе, на Клухорском перевале, П. А. Утяков обнаружил остатки

древней дороги, которая долгие годы была перекрыта ледником, к настоящему времени очень сильно отступившим.

В долине р. Северного Клухора, в месте слияния рек Северного Клухора и Буульгена, Д. М. Павлов (1927) обнаружил остатки населенных пунктов, лежавших на древней дороге из Диоскурии в Хумару, которая проходила через Клухорский перевал.

На Кавказе почти во всех горных долинах недалеко от концов современных ледников сохранились высокие валы конечных морен, имеющие облик хорошо заметных гряд. Эти морены возникли к середине XIX в. и были названы моренами 50-х годов XIX в., или моренами стадии фернау. На аэроснимках и в натуре такие морены очень хорошо заметны, так как они не задернованы и имеют более светлый тон.

Несколько ниже по долине находятся более древние гряды морен, поверхность которых хорошо задернована и на них уже поселился лес. Эти морены относят обычно к так называемой исторической стадии оледенения, или к стадии эгессен, т. е. ко II в. до н. э.

Нами специально изучалось взаимное расположение морен 1850 г. и более ранней исторической стадии как в Центральном и Западном Кавказе, так и на Эльбрусе. В этом последнем районе морены середины XIX в. надвинуты на потоки андезито-дацитовых лав, сохранивших детали лавового потока, не затронутого воздействием оледенения исторической стадии (рис. 66). Это доказывает, что последнее излияние андезито-дацитов на Эльбрусе произошло в интервале между исторической стадией оледенения (200 г. до н. э.) и стадией 1850 г. н. э. (Г. К. Тушинский, 1959).

В начале XIX в. на Кавказе повсеместно отмечалось интенсивное наступание ледников. К 1850 г. ледники подвинулись далеко вниз по долинам и вторглись в лесную зону. Так, в 1849 г. Г. Абих застал ледник Большой Азау на Эльбрусе в состоянии наступания. Он отметил, что одни сосны, низверженные ледником, лежат на льдинах и на упавших обломках, другие всем стволом вмерзли в ледяную массу, а их зеленые ветви торчат из-под надвинувшегося ледника.

В материалах того времени, относящихся к эксплуатации Военно-Грузинской дороги, часто упоминаются ледяные обвалы с Казбека. Эти обвалы порой делали невозмож-

Рис. 66. Боковая морена ледника Бирджалычиран, прислоненная к голоценовому андезито-дацитовому потоку Эльбруса

Фото *Г. К. Тушинского*

ным проезд по Военно-Грузинской дороге (Сборник сведений о завалах, 1884).

Это было время «малого ледникового периода», когда возникли многие каровые и небольшие долинные ледники, исчезнувшие в настоящее время, но которые имелись на картах в каталоге ледников Кавказа В. И. Подозерского. Эти ледники не являлись остатками вюрмского или более позднего — бюльского — каракельского (Тушинский, 1949) — оледенения: они возникли в результате более интенсивного метелевого и лавинного питания в период между XIV и XIX вв.

Следы самостоятельного каракельского оледенения, возникшего после вюрма, нами впервые были найдены в Тебердинском районе (Западный Кавказ). Там же удалось обнаружить более молодые морены, для которых была определена депрессия снеговой границы.

Сопоставление абсолютных величин депрессий для Кавказа и Альп позволяет провести корреляцию оледенений и указать положение архызского перерыва (табл. 44).

Таблица 44

Сопоставление оледенений Кавказа и Альп

Оледенение Кавказа	Оледенение Альп	Депрессия снеговой границы, м
Каракельское	Бюль	800—900
Гоначхирское	Гшниц	550—600
Аманаузское	Даун	350—400
Историческое	Эгессен (историческое)	240
Архызский перерыв		
Алибекское (оледенение 50-х годов XIX в.)	Фернау	130

Таким образом, увеличение увлажненности на Кавказе в XIII—XIV вв. сказалось на увеличении снежности, что вызвало более интенсивное падение лавин, уничтоживших крупные населенные пункты в Архызе (Западный Кавказ). В конечном итоге это послужило и причиной продвижения ледников, которые в 1820—1850 гг. вторглись в лесную зону.

В промежутке между оледенением 200 г. до н. э. и оледенением 1820—1850 гг. многие средние и мелкие ледники полностью исчезли. Их полное исчезновение доказывается тем, что морены стадии 1820—1850 гг. местами перекрывают морены исторической стадии (200 г. до н. э.), находившиеся в верхних участках современных цирков и каров.

На территории Тебердинского государственного заповедника (Западный Кавказ) в верховьях долины р. Назалыкола нами установлены следующие убедительные факты продвижения ледников. В устьевой части Назалыкольского цирка, на его дне и склонах, сформировались почвы с хорошо выраженными горизонтами. Поверхность склонов заселена растительностью. Вал конечной морены исторической стадии оледенения (200 лет до н. э.) перегораживает нижнюю часть цирка, и выше его располагается озеро, полностью занесенное флювиогляциальными отложениями, среди которых блуждают многочисленные русла. Правая (орографически) часть озерной поверхности идеально ровная и частично задернована, а левая перекрыта надвинувшимся языком крупного ледника XVII—XIX вв. (стадии фернау, или алибекской).

Вся правая часть побережья и склон над ней покрыты альпийской растительностью, а левая часть и склон над ней представляет собой осыпающуюся морену светло-серого тона. Эта недавно отложившаяся толща надвинута и ссыпана в озерный бассейн. Особенно четко заметен контакт между старой, выветрившейся поверхностью скал, покрытых растительностью, и надвинувшимися молодыми моренами стадии фернау на правом склоне над древним озером. У мощной дернины конечная морена стадии фернау оканчивается отвалами, похожими на свежие железнодорожные насыпи. Такое соотношение молодых морен и озерной поверхности еще не доказывает полного исчезновения ледников исторической стадии. Но если подняться в верхнюю часть цирка, то можно увидеть, что среди фирнового поля высятся останцы скальных поверхностей, на которых также развита мощная дернина и почвенные горизонты. К основанию этих останцов морены стадии фернау не прислонены вплотную. Между склоном и свежими моренами имеется глубокий ров. Таким образом, вплоть до верховьев ледникового цирка среди свежих морен в виде одиноких пятен встречаются островки поверхностей, представляющих собой остатки днища и склонов долины, полностью освобожденных от льдов в промежуток времени от начала нашей эры до XIII—XIV вв.

Аналогичная картина наблюдается и в других горных районах Советского Союза. Например, Л. Н. Ивановский (1961) установил, что на Алтае в долине р. Корымду в результате наступания ледников в XVII в. (стадия фернау) молодые моренные валы надвинуты на более древние, которые к XVII в. успели зарасти лесом, имевшим возраст до 500 лет. Эти древние морены следует отнести к исторической стадии. Совершенно очевидно, что распространение леса до высоты, где сейчас найдены конечные моренные валы, отложенные в XVII в., свидетельствует о том, что до их образования и выше по долине располагались леса. Следовательно, в верховьях долин в отрезок времени между стадиями исторической и фернау, т. е. в архызский перерыв, ледники полностью исчезали.

«Малый ледниковый период» сказался и в невысоких горных массивах. Даже на Урале в 1762 г. П. И. Рычков (1887) наблюдал вечные снега на Иремеле, Яман-Тау и Джигалге (Зигальге). Он писал: «Ирямли Тау, знатнейшая и высочайшая в Урале, на Нагайской дороге в Каратабинской волости. Она видна с Бухарской стороны для ее высоты дни за два, и местами снег с нее не сходит ... Яман Тау, то есть Худая, или злая гора, на Нагайской дороге, на которой также всегда снеги лежат. Джигалга, или Джигала, Сибирской дороги, в Кунаканской волости, меж рек Илина и Инзеры, где также снеги лежат во все лето» (часть I, стр. 243). Скопления снега, дававшие питание каровым ледникам, возникли, по-видимому, также в фазу увлажнения.

А. И. Каменский (1957) описывает следы оледенения на Большом Таганае. Мы считаем, что именно эти ледники еще застал П. И. Рычков. Можно думать, что они не были остатками крупного древнего оледенения, а возникли за счет накопления вещества в «малом ледниковом периоде».

В Хибинах нами обнаружены многочисленные следы уменьшения мелких ледничков, которые еще существовали в середине XIX в. В период увеличения оледенения на Кавказе в Кандалакшских горах (Кольский полуостров) сезонный снежный покров сходил не каждый год, а Хибины были покрыты большими перелетовывающими снежниками, и там имелись каровые ледники. Об этом сообщил капитан Широкшин (1835), который бывал в этих районах в 30-х годах XIX в. Он пишет: «Бывают годы, в которые Кандалажские горы не снимают с себя снежного покрова зимы. Хибины же тундры покрыты вечным снегом (стр. 419)».

В Хибинах встречается много следов мерзлотных явлений, относящихся ко времени, когда здесь были ледники. На склонах здесь широко развиты каменные «барханы». В условиях современного климата «барханы» уже не движутся и состоят из крупноблочного материала, сползающего по склону.

При картировании лавин в Хибинах удается нанести контуры древних конусов, размеры которых были значительно большими в фазу увлажнения. Горизонты погребенных почв, встречающиеся в этих конусах, свидетельствуют о перерыве в деятельности лавин в результате иссушения климата во время архызского перерыва.

Следы совсем недавно исчезнувших ледников и крупных снежников, существовавших в Хибинах в середине XIX в., хорошо опознаются на аэроснимках: их контуры имеют более светлый тон. Ледники еще недавно лежали во всех цирках Хибин у задних стенок северной экспозиции; они питались лавинами и метелевым снегом. При этом чем боль-

ше была площадь плато, с которого снег сносился ветром, тем больше были размеры ледника.

Большинство исследователей, изучавших современные ледники и снежники, признают их деградацию. Но часть ученых считает, что современные ледники — это остатки древнего оледенения. Например, эту точку зрения высказывает А. А. Юрьев (1955), поддерживающий мнение известного гляциолога Н. Л. Корженевского.

Наши исследования, проведенные в период Международного геофизического года на Кавказе, позволяют привести факты не только полного исчезновения многих ледников, но и появления новых. Мы также вполне разделяем точку зрения Д. М. Колосова (1945), который считал, что современное оледенение Корякского хребта не является реликтом древнего оледенения, а представляет собой новообразование, обусловленное сравнительно недавними климатическими изменениями. Отступание древнего оледенения закончилось полным исчезновением былых ледников.

А. В. Шнитников установил изменчивость горного оледенения в поствюрме, а также ее ритм и абсолютную хронологию стадий. Основной его вывод сводится к тому, что на фоне устойчивого уменьшения горного оледенения в поствюрме наблюдалось кратковременное и быстрое наступание ледников, сменявшееся медленным их отступанием.

Многовековой ритм увлажненности материков и динамика оледенения и снежности

Периодизация ритмов увлажненности установлена А. В. Шнитниковым. Используя эту периодизацию и факты, приводимые А. В. Шнитниковым, мы дополняем их результатами наших наблюдений.

I, а. Эпоха повышенной увлажненности, на рубеже 5-го и 6-го тысячелетий до н. э. Увлажненность способствовала:

1) горному оледенению стадии гшниц в Альпах с депрессией снеговой границы на 550—600 м. На Кавказе эта стадия названа нами гоначхирской, также с депрессией на 550—600 м (Г. К. Тушинский, 1949);

2) затоплению свайных построек палеолита на Боденском, Цюрихском и других альпийских озерах. Свайные поселения неоднократно затоплялись и перекрывались

слоями, в которых отсутствуют следы человеческой культуры. В дальнейшем, в эпоху пониженного увлажнения, на месте затопленных поселений возникали новые.

I, б. Эпоха пониженной увлажненности от середины 4-го до середины 3-го тысячелетия до н. э. Площадь оледенения резко уменьшилась. В 3000 г. до н. э. в Альпах для передвижения людей использовались многие перевалы, сейчас перекрытые ледниками.

Сухость климата содействовала понижению уровня альпийских озер и возникновению поселений неолита. Уровни Ладожского и Онежского озер были очень низкими, и верхний предел распространения стоянок неолитического времени находится ниже, чем в настоящее время располагаются современные поселения по берегам Ладожского и Онежского озер.

II, а. Эпоха повышенной увлажненности второй половины 3-го и начала 2-го тысячелетий до н. э. Увлажненность способствовала увеличению горного оледенения — стадии даун в Альпах с депрессией снеговой границы на 300—400 м Для Кавказа эта стадия названа нами аманаузской; здесь депрессия снеговой границы достигала 350—400 м. В результате увеличения оледенения в Альпах прекратилось движение через горные перевалы; катастрофические наводнения повысили уровни альпийских озер и привели к гибели свайных поселений среднего и позднего неолита на их берегах.

II, б. Эпоха пониженной увлажненности 2-го и начала 1-го тысячелетия до н. э. («ксеротермическая фаза суббореального периода»). Сокращение горного оледенения привело к освобождению перевалов от ледников. Началось заселение высокогорных участков долин в Альпах. Понизились уровни альпийских озер, и опять возникли многочисленные свайные поселения.

III, а. Эпоха повышенной увлажненности середины и конца 1-го тысячелетия до н. э. Увлажненность способствовала:

1) горному оледенению стадии эгессен в Альпах. Г. В. Альман (1961) считает, что современные ледники Скандинавии возникли вновь за счет масс льда и снега, которые накопились в результате ухудшения климата 500—600 лет

до н. э., т. е. после окончания послеледникового климатического оптимума.

Для Кавказа эта стадия названа исторической, с депрессией снеговой границы на 240 м. В Альпах известны случаи надвигания ледников на высоко расположенные селения и загромождения горных перевалов льдами; подъем уровня альпийских озер сопровождался уничтожением свайных поселений бронзового века;

2) на североатлантическом побережье в эту эпоху отмечены штормовые приливы и «века страшных зим».

III, б. Эпоха пониженной увлажненности 1-го тысячелетия н. э. — архызский перерыв (второй ксеротермический период).

Значительное отступание горного оледенения. Исчезновение ледников с горных перевалов и улучшение сообщения через Альпы. Сооружение римлянами мощеных дорог через высокие перевалы. Заселение высокогорных долин в Альпах и на Кавказе (поселения аланов на Домбайской поляне и в Архызе на Западном Кавказе). В то время отмечались малая ледовитость Северной Атлантики и заселение Исландии и Гренландии; оледенение этих островов было менее интенсивным, чем в настоящее время. Уровень Каспийского моря был самым низким за все историческое время — об этом свидетельствуют остатки дорог и зданий городов, построенных на его берегах. Развалины зданий находятся сейчас под водой на глубине 3—4 м.

IV, а. Эпоха повышенной увлажненности XIII—XIX вв. н. э.

Увлажнение привело к наступанию оледенения в Альпах — стадии фернау с депрессией снеговой границы на 130 м. В СССР эта стадия называется стадией 50-х годов XIX в. Для Западного Кавказа она нами названа алибекской. Задолго до наступания ледников увеличение в снежности вызвало усиление лавинной деятельности, что привело, например, к гибели селения аланов в Архызе. В эту эпоху появились небольшие ледники на Южном Урале и в горных тундрах Кольского полуострова. К западу от Кольского полуострова в северной Швеции на массиве Кебнекайся современные ледники достигли наибольшего распространения именно в начале XVII в. К этому же времени относится катастрофическое наступание ледников в Альпах, уничтоживших много селений и закрывших высокие горные перевалы. В Средней Азии отмечено увеличение

стока рек, впадающих в оз. Балхаш, развитие поливного сельского хозяйства и возникновение поселений вдоль южного побережья Балхаша.

IV, б. Эпоха пониженного увлажнения после XIX в.

Повсеместная прогрессирующая деградация горного оледенения во всех горных районах; например, продолжающееся уменьшение оледенения Земли Франца-Иосифа связывают со значительным повышением среднегодовых температур, начиная с 20-х годов XX в. При этом происходит повышение летних температур (Л. С. Петров, 1959), что резко увеличивает абляцию (М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке, 1961).

Г. В. Альман (1961) считает, что в настоящее время наблюдается отступание ледников и одновременное потепление климата Арктики. Деградация оледенения происходит, по его мнению, за счет повышения осенней и весенней температур воздуха, что приводит к увеличению периода абляции. Абляция усиливается за счет переноса тепла воздушными массами из южных районов в Арктику. Потепление доказывается многими убедительными данными об изменении ледового режима в Северном полярном бассейне (уменьшение средней толщины морских льдов с 365 см в 1893—1896 гг. до 218 см в 1937—1940 гг.), удлинении сроков плавания кораблей к Западному Шпицбергену (с 3 месяцев в начале XX в. до 7 месяцев в 40-х годах XX в.) и т. д. Интересны данные о значительном продвижении к северу рыбы, появлении на севере птиц из более южных районов, смещении к северу и вверх в горы границ лесов, об увеличении размеров годичных колец у сосны и ели, о деградации многолетней мерзлоты.

Г. В. Альман, ссылаясь на А. Сёгнена, указывает, что быстрая деградация оледенения может вызвать неблагоприятные последствия. Он пишет: «Продолжительное и быстрое отступание ледников может стать роковым для некоторых норвежских гидроэлектростанций, так как оно может сократить количество воды, которую лед накопил за столетия и от которой частично зависит питание станций» (стр. 89).

В Средней Азии за последние годы заметно уменьшился сток рек снежно ледникового питания. Общее уменьшение увлажненности приводит к усыханию степных озер Западной Сибири и Казахстана. Внутривековая изменчивость

увлажнения происходит на фоне эпохи пониженного увлажнения, показателем которой служит, например, понижение уровня Каспийского моря. У современных ледников формируются конечные морены, соответствующие внутривековым колебаниям климата после 1850 г. (рис. 67).

Деградирующие ледники стадии оледенения 1850 г. дают много обломочного материала. При этом увеличивается число обвалов коренных пород с обнажившихся стенок цирков. М. И. Иверонова (1950) считает, что этому способствует, в частности, врезание эрозионных логов в рыхлые толщи, усиливающее вынос моренного материала. Усиление селевой опасности вызывается именно сочетанием деградации ледников и эрозии.

Вот пример, поясняющий, в чем заключается это явление. В нашей центральной печати сообщалось, что в Перу, в горном районе Рараика, произошел гигантский снежный обвал[1]. Огромные массы снега, перемешанные с обломками скал, засыпали несколько селений у подножия горы Уаскаран. В результате обвала погибли тысячи людей. 16 января 1962 г. газета «Трибуна Люду» сообщала, что число жертв достигло 7000 человек.

Позднее в польской печати появилась статья под названием «Лавину в Перу можно было предотвратить»[2]. Оказалось, что американский гляциолог Виктор Опенгеймер вовремя предупреждал о надвигающейся катастрофе.

После подобной катастрофы в 1941 г., во время которой погибло 5000 человек, проф. Опенгеймер по поручению перуанского правительства провел исследования, имевшие своей целью выяснить породившие ее причины. Он пришел к выводу, что от обычных лавин лавины в Андах отличаются тем, что содержат много примесей грязи и скальных обломков. Дело в том, что ледники в Андах отступают ежегодно на 90—120 м и у их нижних языков возникают озера, подпруженные мореной. С наступлением лета огромные массы льда обрушиваются в эти озера, вытесняя воду. При прорыве таких озер вода, снег, лед и морена перемещаются вниз по долинам на 20—30 км от подошвы хребта.

Проф. Опенгеймер предложил перуанскому правительству организовать специальную службу с наблюдательными пунктами в районе 15 наиболее крупных высокогорных

[1] «Правда», 1962, 13 января; «Известия», 1962, 12 января.
[2] Газ. «Знамя молодежи», Варшава, 1962, 23 января.

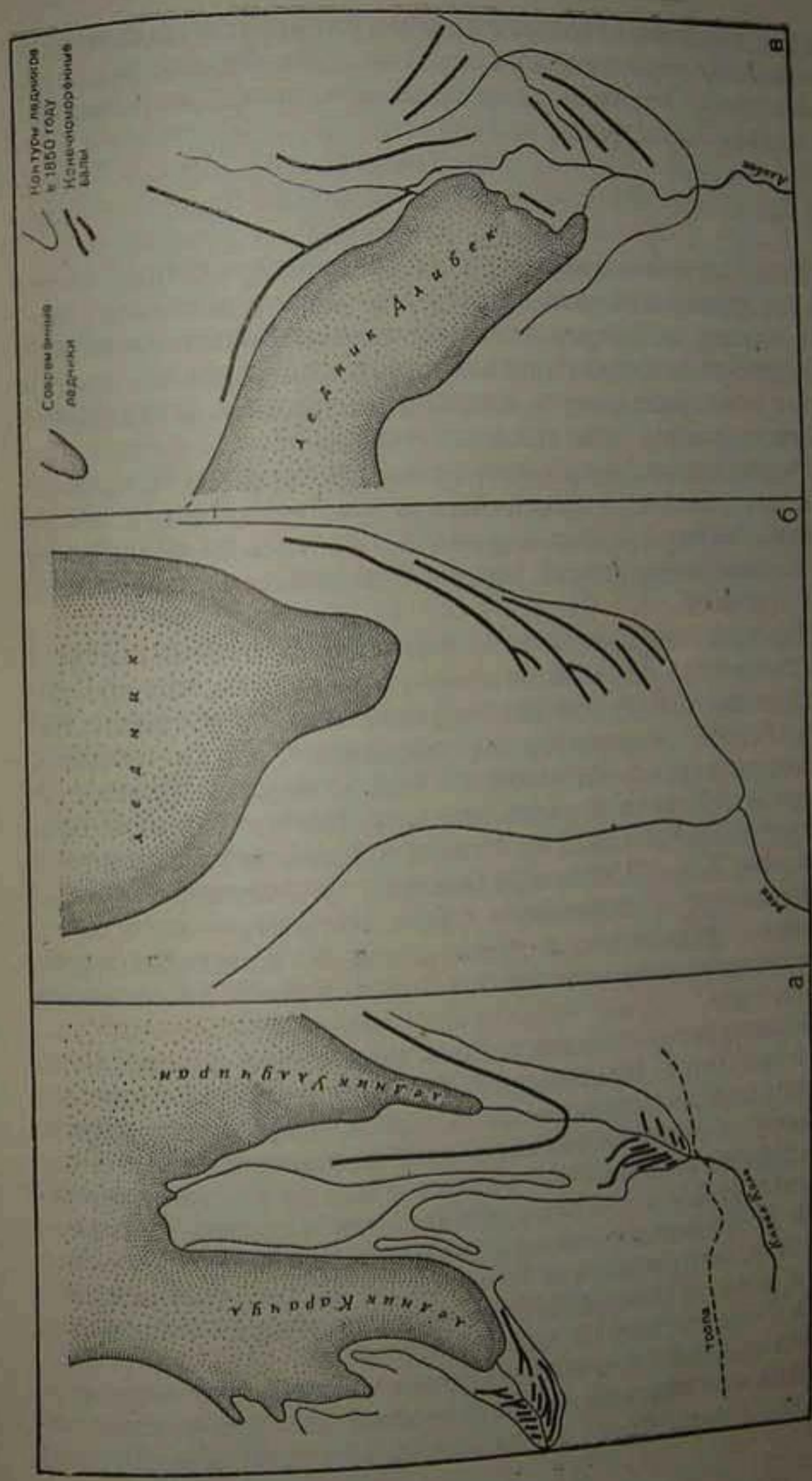


Рис. 67. Схемы расположения моренных валов выше конечных морен 50-х годов XIX в.:
а—на Центральном Кавказе (по Л. М. Рудакову); б—на Алтае (по Е. Д. Дюккеву); в—на Западном Кавказе (по Т. К. Тушинскому)