

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ФГБОУ ВПО «Нижегородский государственный архитектурно-
строительный университет»

Н.Н. Гировка

**РЕКРЕАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ:
снежный покров в горах**

Монография

Нижегород, 2013

УДК 379.85+910

Гировка Н.Н.

Рекреационные ресурсы: снежный покров в горах:

/ Н.Н. Гировка; ГОУ ВПО «Нижегородский государственный архитектурно-строительный университет». – Н. Новгород, 2012. -156 с.

ISBN

В монографии рассматриваются теоретико-географические вопросы выявления и анализа основных свойств снежного покрова в горах как основного рекреационного ресурса зимней туристско-рекреационной деятельности и опасных экзогенных процессов (снежных лавин).

Рассматриваемые вопросы находятся на стыке различных разделов физической географии (гляциологии) и туризма. Экспериментально обосновывается выделение ряда характеристик снежного покрова, определяющих его структурные прочностные характеристики и соответственно, его устойчивость на склонах гор. Обосновывается ряд принципов и инструментов выделения и территориального зонирования горных территорий по выявленным показателям и характеристикам снежного покрова, определяющим комфортность и безопасность проведения многообразных туристско-рекреационных занятий с использованием снега.

Книга может быть рекомендована как пособие для решения ресурсных направлений развития индустрии туризма в горах: выделения рекреационных-рекреационных свойств и характеристик снежного покрова территорий, тематического территориального и временного зонирования горных территорий по выявленным показателям.

Книга будет полезна в обучении студентов направления «Туризм».

Печатается по решению редакционно-издательского совета ФГБОУ ВПО «Нижегородский государственный архитектурно-строительный университет»

Рецензенты:

декан географического факультета, заведующий кафедрой туризма Пермского государственного национального исследовательского университета, доктор географических наук, профессор **А.И. Зырянов;**

заведующий лабораторией природных опасностей Института географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, доктор географических наук, с.н.с. **В.П. Благовещенский.**

УДК 379. 85 + 910

ВБК 75.81 + 28.8

ISBN

©Гировка Н.Н., 2013

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе использования природных ресурсов горных территорий, развития и совершенствования хозяйственного комплекса горных территорий большое внимание должно быть уделено вопросам вовлечения и рационального использования самых разнообразных ресурсов природы и в частности рекреационных. Достаточно успешный и поучительный опыт использования природных ресурсов горных территорий для туризма и рекреационной сферы реализуется в горных странах западной Европы, Северной Америки, начиная с середины XIX века.

В сферу туризма вовлекаются самые разнообразные природные ресурсы территорий, что требует комплексного и согласованного межотраслевого взаимодействия и сопряжено с рациональным и оптимальным использованием ресурсов горных территорий. Использование и одновременно сохранение разнообразных ресурсов гор, в свою очередь, может быть реализовано только на основе научно обоснованных исследований свойств и характеристик ресурсов, динамики их протекания, а также возможных неблагоприятных факторов (опасных экзогенных процессов и явлений) их проявления как с участием человека, так и в результате естественного развития природных процессов. В решении этих вопросов заинтересованы буквально все отрасли хозяйства, использующие в своей деятельности горные территории, а прежде всего туризм и рекреационная деятельность.

К наиболее распространенным и часто повторяющимся опасным экзогенным явлениям и процессам буквально во всех горных странах относятся обвалы, оползни, селевые потоки, снежные лавины и др.

Основной задачей успешного использования горных территорий и развития любого отраслевого комплекса, включая и туристско-рекреационный, являются разработки способов оценок, прогнозирования,

защиты, тематического районирования, а также эффективного их регулирования и воздействия на них с целью обеспечения безопасности функционирования отраслевых комплексов, включая туристско-рекреационный. С другой стороны, для индустрии туризма опасные экзогенные процессы и явления, например искусственные спуски снежных лавин, селевых потоков, могут быть основными тематическими объектами определенных направлений туризма, после решения вопросов безопасности. Таким образом, изучение опасных экзогенных процессов и явлений является неотъемлемой частью определения туристского потенциала горных территорий, одним из обязательных инструментов планирования и районирования горных территорий, фактором успешного функционирования туристской индустрии.

Достаточно широко известно о влиянии снега на общество, которое включает сложные физические, социальные, экономические и психологические аспекты. Особенно страдают урбанизированные территории от обильных снегопадов, метелей, их транспортные системы, нагрузки на здания и сооружения, линии электропередач. В то время как для пригородных территорий, гидроэнергетики, а также сельского хозяйства, особенно растениеводства, снег является важнейшим ресурсом, великолепным теплоизоляционным материалом для озимых культур, диких животных.

В настоящее время большое социальное и экономическое значение приобрела индустрия зимнего отдыха, и снег превращается в один из основных ресурсов зимней рекреации и туризма. Наблюдается быстрый рост популярности зимних видов рекреационной деятельности с использованием снежного покрова. При этом особенно высока тяга (мода, популярность, престиж и т.п.) к разнообразным горнолыжным занятиям как традиционным, так и новым, в значительной степени благодаря созданию современного снаряжения и экипировки.

Доходит до летнего использования лавинных снежников для создания горнолыжных трасс, использование лавиносборов и лавинных лотков для экстремального катания по целику. Высоки зрелищные эффекты схода (включая, профилактические спуски) снежных лавин любых типов. Они привлекают все большее и большее число сторонников и могут активно развиваться в горных регионах России, где достаточно основного ресурса зимней рекреации – снега. Все это требует обязательного изучения географических и физических характеристик снежного покрова.

При достаточно высоком уровне понимания, на уровне макротерриторий, закономерностей формирования снежного покрова, его динамики, эволюции и физических характеристиках, разнообразие локальных факторов приводит к значительным колебаниям динамики трансформации снежного покрова на конкретных типах подстилающей поверхностей. Сезонная и межгодовая динамика активности процессов снегонакопления, трансформации снега и его прочностных характеристик, лавинообразования определяется комплексом различий природно-климатических условий, включая типы подстилающей поверхности и их водно-физические характеристики, а также расположением и морфологией горных стран, наконец продолжительностью периода с устойчивым залеганием снежного покрова, режимом снегонакопления и его физико-механическими свойствами.

В свою очередь, от характера и интенсивности процессов трансформации снежной толщи зависят:

- характеристики снега (устойчивость на склонах гор, его прочность, характеристики скольжения);
- условия лавинообразования, тип и режим снежных лавин их распространение;

- условия, качество и разнообразие проведения одних из самых популярных и распространенных зимних рекреационных занятий.

Несмотря на очевидные успехи в исследованиях пространственно-временной динамики снегонакопления и структурно-прочностных свойств сезонного снега в горах [11,17,53,65,72,75,78,86,94,101,127,144,147], ряд аспектов проблемы до сих пор изучены недостаточно. И наименее изучены закономерности территориально-временных изменений активности и характера развития структурно-прочностных свойств снега в горах и их влияние на процессы лавинообразования, особенно в зонах наиболее активного использования снега как ресурса зимней рекреации.

Недостаточно исследовано влияние локальных условий поверхности горных склонов – экспозиции склонов, типа растительности, характера подстилающей поверхности, влагосодержание грунтов, а также и режим залегания снега, динамика и величины снегонакопления на интенсивность и величина процессов трансформации структурно-прочностных свойств снежной толщи.

Вместе с тем, многолетний опыт снеголавинных исследований как в России и странах СНГ, так и за рубежом дает основание предположить, что роль упомянутых факторов в динамике снегонакопления, динамике структурно-прочностных свойств снежного покрова и пространственно-временных различиях активности лавинообразования весьма значительна. Это проявляется, в частности, в присущих умеренно снежным районам с континентальным и резко континентальными типами климата довольно высоких контрастов динамики снегонакопления, трансформации снежного покрова и активности лавинообразования на склонах разной ориентации и с различным типом подстилающей поверхности и растительности [124,128]. Очевидно, именно этими различиями преимущественно определяются некоторые неудачи в конкретизации прогнозирования трансформации структурно-прочностных характеристик снежного

покрова, соответственно, устойчивости снежного покрова при его использовании и схода снежных лавин, особенно лавин длительного развития (лавин из снежной доски), в подготовке которых решающая роль принадлежит процессам перекристаллизации снега.

Таким образом, распространение и высокие темпы туристского освоения самых разнообразных горных территорий активизируют задачу выявления пространственно-временных закономерностей снегонакопления и структурно-прочностных свойств снежного покрова в горах, особенно на открытых склонах, как правило, являющихся излюбленными местами катания множества лыжников. Данная задача имеет как научное, так и прикладное значение для обеспечения безопасности и эффективности использования горных территорий в любых отраслях хозяйства, включая и индустрию туризма, и представляет в целом серьезную народнохозяйственную задачу. Этим определяется актуальность исследований по данной теме.

Вместе с тем, это непростая задача, решение которой осложнено острым дефицитом, а зачастую и отсутствием, фактической информации, получение которой сопряжено как с постановкой дорогостоящих, трудоемких, весьма продолжительных и небезопасных натурных исследований. А с другой стороны, практическим отсутствием достаточно надежных способов косвенного определения основных режимных и физико-механических характеристик снега, от которых зависит его устойчивость на склонах гор и соответственно комфортность и безопасность использования его в рекреационных занятиях.

В настоящей работе предпринята попытка выявить основные закономерности динамики снегонакопления, пространственно-временных изменений структурно-прочностных свойств снежного покрова как взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов. Процессов, формирующих комфортность и безопасность зимней рекреации в целом и

одновременно как одного из основных ресурсов зимней рекреации на примере горных стран, расположенных в умеренной климатической зоне в условиях континентального и резко континентального типов климата, на примере гор Тянь-Шаня, Алтая, гор Сибири, Урала.

Основной объем экспериментальных исследований по определению режимных характеристик снежного покрова был проведен в горах Северного Тянь-Шаня.

Цель исследований состоит в изучении закономерностей пространственно-временных изменений структурно-прочностных характеристик снежного покрова в горах и в оценке возможностей их расчета по данным стандартных снегомерных наблюдений и другим источникам относительно легкодоступной (и косвенной) информации.

Достижение поставленной цели сопряжено с:

1. Анализом природных условий, определяющих пространственно-временные различия в режиме формирования снежного покрова и развития его структурно-прочностных свойств.

2. Выявлением факторов, определяющих характер (тип) развития снежной толщи соответственно интенсивности процессов сублимационной перекристаллизации снега.

3. Изучением взаимосвязей характеристик структуры и прочностных свойств снега в различных высотных зонах гор соответственно определения начала периода возможного формирования лавин длительного развития (лавин из снежной доски).

4. Оценкой возможностей расчета структурно-прочностных характеристик снежного покрова, которые определяют его устойчивость и комфортность рекреационного использования.

В основу работы положены материалы, собранные автором в составе научно-исследовательских работ лаборатории снежного покрова и лавин Института географии Национальной академии республики Казахстан за

14-летний период. Используются также результаты, полученные ранее при участии автора [127], и опубликованные сведения о динамике структурно-прочностных свойств снежного покрова в горных районах России, стран СНГ [6,11,16,49,58,62,71,80,87,93,99,100,103,107,117,124,133,143,169,160,161,165,166].

ГЛАВА 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ СНЕГА

Природные условия горных районов Северного Тянь-Шаня, в том числе и Заилийского Алатау, многократно рассмотрены в публикациях геологического, геоморфологического, биологического, климатического и географического профиля [9,116,137,148,149,152,154]. Поэтому здесь ограничимся лишь краткой характеристикой природных условий с выделением тех факторов, которые, как показывают исследования, оказывают значительное влияние на формирование снежного покрова, его режимные характеристики, а также динамику его структурных и прочностных свойств.

Характеристика природных условий включает в себя достаточно большое количество факторов, в той или иной степени влияющих на сублимационную перекристаллизацию снега и его прочностные характеристики. В некоторой степени условно можно разделить факторы природной среды на два больших класса: факторы подстилающей поверхности (литологический и механический состав грунтов, морфологические особенности поверхности склонов, тип растительности, от которых в значительной степени зависят их тепло - и воднофизические свойства) и комплекс климатических факторов.

Динамика и режимные характеристики первых из них относительно более стабильны как в пространстве, так и во времени, чем климатических факторов. Поэтому первая группа факторов может рассматриваться как фоновые региональные показатели тех или иных горных стран формирования и трансформации снежного покрова, которые, фактически, позволяют районировать горные страны по своим показателям. Значительными колебаниями, особенно в условиях горного рельефа, характеризуется пространственная и временная изменчивость

климатических факторов, обусловленная закономерностями высотной поясности рельефа, экспозицией склонов и положением территорий относительно системы горного окружения и географического положения горной страны в системе климатических зон планеты.

1.1. Высотная ландшафтная поясность

В основу приводимого ниже описания ландшафтов Заилийского Алатау положены известные публикации [139,157] и материалы экспериментальных наблюдений, в ходе которых на ключевых участках ряда бассейнов горных рек Северного Тянь-Шаня проводилось картографирование типов основных природных компонентов поверхности склонов (микрорельеф, типы поверхности склонов, формы проявления геодинамических явлений).

Достаточно типичной для Северного Тянь-Шаня является структура и типология высотной поясности ландшафтов бассейнов практически всех рек северных склонов центральных и наиболее возвышенных частей хребтов [129,130,131], расположенных в центральной, наиболее возвышенной, части северного склона хребта.

Схематично структура высотной поясности северного склона хребтов Северного Тянь-Шаня представлена следующими поясами. Наиболее верхнее положение (выше абсолютной высоты 3300 - 3400 м) занимает гляциально-нивальный пояс (рис. 1.1), основная часть поверхности склонов которого занята скалами, осыпями и ледниками. Здесь встречаются лишь отдельные представители высокогорной (криофильной) флоры, приуроченные к выположенным или горизонтальным участкам в наиболее увлажненных понижениях рельефа северных склонов на маломощных щебнистых почвах. Нижняя часть этого

пояса на более пологих участках склонов и на поверхностях древних морен частично занята кобрезиевыми лугами.

Расчлененность рельефа гляциально-нивального пояса достаточно высока, так как относительные превышения подножий склонов над гребнями в среднем составляет 600-800 м, при этом склоны в основном очень крутые (до 50-60°). В рельефе широко представлены различные разрушенные кары, денудационные воронки, сформированные древними ледниками, а также другие углубления склонов, сформированные различными экзогенными факторами выветривания, например криогенными, в целом благоприятные для накопления и сохранения снега зимой [126]. Поэтому, несмотря на относительно протяженные склоны, их поверхность весьма изрезанная и шероховатая.

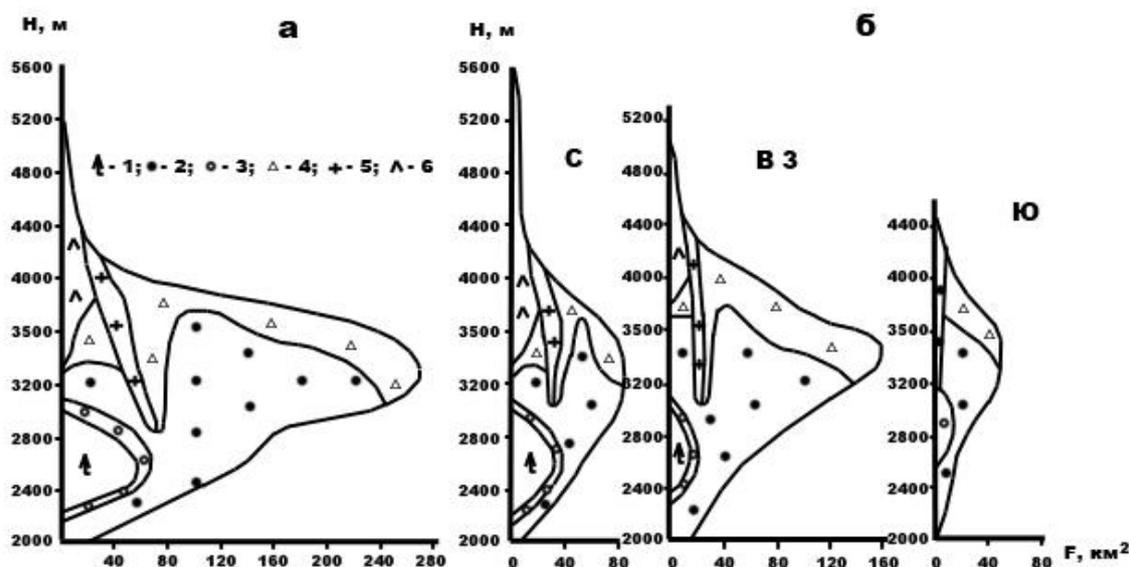


Рис. 1.1. Распространение основных типов подстилающей поверхности на северном склоне Терской Алатау в бассейне р. Баянкол, Текес и Каркара [130]

Ниже (от абсолютной высоты 3300-3400 до 2700-2800 м) расположен субальпийский пояс, в котором уже преобладают задернованные поверхности [128,157]. На северных склонах – разнотравно-злаковые луга с густым травостоем на щебнистых светлых альпийских горно-луговых почвах и лугово-степной растительностью с зарослями арчевого стланника

на южных склонах. Нижняя треть этого пояса также преимущественно задернована и представлена субальпийскими лугами на темных горно-луговых почвах.

Наличие почвенно-растительного покрова со значительно большими запасами тепла и влаги в осенне-зимний период, чем на скальных и осыпных поверхностях, в субальпийском поясе обуславливает зимой более интенсивный массо-энергообмен в системе воздух - снег - почва. С другой стороны, относительно высокая задернованность склонов изменяет шероховатость подстилающей поверхности, что вполне отчетливо проявляется на режиме и активности трансформации снежного покрова. Глубина расчленения рельефа в этом поясе от 500 до 1000 м, в сочетании с крутыми, широкими и весьма протяженными склонами, их относительно низкой шероховатостью (высокой задернованностью), предопределяет формирование протяженных открытых склонов и лавинных лотков, так любимых лыжниками, хорошо прокатиться по целику, однако это зоны образования крупных лавин – осовов [128].

Ниже гляциально-нивального пояса (от абсолютной высоты 2700-2800 и до 1400-1500 м) расположен лесо-лугово-степной пояс, поверхность которого преимущественно задернована, с отдельными скальными массивами. Вся территория данного пояса занята исключительно парковыми лесами, представленными тянь-шанской елью (елью Шренка) примерно до абсолютной высоты 1500 -1600 м по северным склонам хребта. Открытые участки этой части пояса полностью покрыты высокотравными лугами на горно-луговых черноземовидных почвах, за исключением скальных участков. Склоны южной экспозиции данного высотного диапазона заняты лугово-степными ассоциациями с широким развитием кустарников, а на верхней границе – зарослями стланиковой арчи.

Благодаря самым большим запасам тепла и влаги в осенне-зимний период в почве непосредственно перед залеганием устойчивого снежного покрова, в данном высотном поясе складываются наиболее благоприятные условия для градиентного сублимационного метаморфизма снега

Морфометрические характеристики данного высотного пояса – глубина расчленения рельефа, которая может превышать 1000 м, в сочетании с крутыми широкими склонами с относительно низкой шероховатостью, широкими открытыми лавиноборами – являются наиболее привлекательными зонами для катания лыжников по целику. Одновременно эти же условия, как и в вышележащем поясе, определяют формирование протяженных лавиноборов и лавинных лотков, что создает идеальные условия для образования самых крупных лавин из снежной доски в регионе.

Ниже абсолютной высоты 2000 м хвойный лес начинает вытесняться мелколиственными породами [126,157], осиной, рябиной, а с абсолютной высоты 1800 м – дикорастущими плодовыми и древесно-кустарниковыми породами. Открытые участки здесь покрыты разнообразной высокотравной растительностью. Почвы – горно-луговые (черноземовидные), характеризуются значительным преобладанием мелкогозема (до 90-95%) по всему профилю [154,157]. Склоны южной четверти горизонта покрыты остепненными ассоциациями кустарниковой растительности на щебнистых темнокаштановых почвах. Наличие многообразной и богатой растительности со значительной биологической массой в лесо-лугово-степном поясе приводит к появлению на почве плотного слоя отмерших растительных остатков, обладающего большой теплоемкостью и гигроскопичностью. Эти условия значительно усиливают процессы массо-энергообмена с системе воздух-снег-почва и, соответственно, усиливают скорость и величины перекристаллизации снежной толщи.

Верхняя часть лесо-лугово-степного пояса характеризуется господством крутосклонного, глубокого и расчлененного (до 700-800 м) рельефа [120,128], наличием относительно протяженных склонов, а также узких Y-образных долин, что создает, помимо прочих условий, благоприятные морфометрические условия для формирования крупных снежных лавин.

В нижней части этого высотного пояса глубина расчленения рельефа значительно снижается – до 200-300 м.

Ниже абсолютной высоты 1400-1500 м расположен предгорно-низкогорный пояс. Здесь господствуют разнообразные степные ассоциации. По дну долин широко распространены различные виды деревьев лиственных пород. Значительные площади, особенно на склонах южной четверти горизонта, заняты кустарниками. Почвы – обыкновенные сероземы – с высотой сменяются на светло-каштановые и горно-луговые (черноземовидные). Травяной покров широко представлен злаково-разнотравными ассоциациями. Здесь преобладают короткие крутые склоны, изрезанные глубокими эрозионными логами и балками. В сочетании с высокой закустаренностью склонов, относительно небольшой толщиной снежного покрова зимой и его продолжительностью залегания, эти условия ведут к резкому снижению величин трансформации снежного покрова и, соответственно, активности лавинообразования зимой.

Для Заилийского Алатау, как и для Северного Тянь-Шаня, а также гор умеренной зоны юга России, наиболее типичны следующие типы подстилающей поверхности: ледниковые, скальные, осыпные, луговые, залесенные и закустаренные. При всем различии количественных характеристик распространения данных типов подстилающей поверхности, как отмечено фактическими наблюдениями, именно они, со своей стороны, являются одним из устойчивых факторов динамики и абсолютных величин трансформации сезонного снежного покрова.

Теплофизические свойства и шероховатость этих типов подстилающей поверхности значительно различаются [128,138,139] относительно друг друга. Ледниковые и скальные поверхности отличаются иной теплоемкостью, чем луговые, наименьшими амплитудами колебаний и, самое важное для формирования градиентного метаморфизма снега, отрицательными температурами ко времени залегания устойчивого снежного покрова, что приводит к формированию чрезвычайно низких градиентов тепла и влаги в снежной толще и соответственно низкой активности сублимационного метаморфизма. С другой стороны, малая шероховатость поверхности, особенно скальных и снежно-ледниковых склонов, способствует частому обрушению лавин, особенно из свежего снега.

Для осыпных поверхностей характерна высокая скважность и глубокое зимнее выхолаживание, что обуславливает весьма специфический режим тепло- и влагосодержания в системе атмосфера - снежный покров - подстилающие грунты и не менее специфические структурно - прочностные свойства снежного покрова [139,140].

Луговые поверхности занимают в разных бассейнах от 50 до 70% суммарной площади [130,131] и представлены многообразными ассоциациями. Почвы здесь отличаются значительно большей тепло- и влагоемкостью по сравнению с ледниковыми и скальными поверхностями. Именно поэтому на задернованных поверхностях отмечаются наиболее высокие градиенты тепла и влаги в снежной толще [17,48,50,128], что проявляется в активной сублимационной перекристаллизации снега и соответственно формировании различных рыхлых горизонтов глубинной изморози, что в конечном итоге проявляется в качестве скольжения, устойчивости снежной толщи и в более высокой активности лавинообразования.

1.1.1. Тепловой режим поверхности склонов

Активность сублимационной перекристаллизации снега в значительной степени определяется тепловым режимом почв. В общем, чем теплее почва под снегом, тем больше градиенты тепла и влаги в толще снега и выше активность его сублимационной перекристаллизации.

Температурный режим и промерзание почв северного склона Заилийского Алатау отражен во многих публикациях [45,46,53,128,138]. Перечислим наиболее существенные для решения наших задач результаты этих исследований и выводы.

В целом установлено, что чем грубее механический состав почвогрунтов, тем более интенсивному выхолаживанию они подвержены в осенне-зимний период. Поскольку щебнистость почв как в регионе исследований, так и в других горных странах является общей характеристикой практически всех горных территорий и увеличивается с ростом абсолютной высоты местности и с изменением ориентации склонов от северной к южной, в том же направлении, при прочих равных условиях, увеличивается и степень их выхолаживания. Об этом свидетельствуют и осредненные данные за 8-летний период наблюдений минимальных температур почвы на глубинах 20 см за февраль (табл. 1.1) в бассейне р. Тургень, расположенной на восточной окраине центральной наиболее возвышенной части северного склона Заилийского Алатау.

Последующее залегание устойчивого снежного покрова оказывает большое влияние на термический режим грунтов. В дальнейшем теплофизические свойства почвы значительно изменяются в зависимости от толщины, а также стратиграфии снежного покрова, структуры снежных горизонтов и характерного диаметра снежных кристаллов [131]. О значительной отепляющей роли снежного покрова свидетельствуют

данные табл. 1.2, характеризующие рассматриваемые соотношения в условиях среднегорного пояса Заилийского Алатау [128].

Т а б л и ц а 1.1

Минимальная температура почвы на глубине 20 см на луговых склонах разной экспозиции [123]

Склон	Высота, м				
	1400	1800	2200	2600	3000
Северный	-0,3	-1,4	-2,1	-2,8	-4,2
Южный	- 0,9	- 2,1	- 3,3	- 4,8	- 6,7
Восточный и Западный	-0,9	-1,9	-2,9	-4,2	-5,9

Отличительными особенностями среднегорного пояса гор Северного Тянь-Шаня, вплоть до абсолютной высоты местности 2500 - 2600 м, являются условия, при которых устойчивый снежный покров ложится на талую почву, которая обладает еще значительным запасом тепла. В обычных условиях для региона исследований снегонакопление на всех склонах, кроме южных, уже в декабре достигает 20-40 см. Как правило, этого достаточно, чтобы предохранить почву от сильного последующего выхолаживания. Почвогрунты постепенно и медленно в течение всей зимы выхолаживаются и промерзают, при этом весьма неглубоко (до 15-20 см), а с началом весеннего снеготаяния быстро протаивают. Все это способствует возникновению относительно больших температурных градиентов в снежной толще практически в течение всего периода залегания устойчивого снежного покрова, что, в свою очередь, обуславливает высокую интенсивность градиентного сублимационного метаморфизма снега с формированием мощных лавиноопасных горизонтов разрыхления [125, 138]. Исключение представляют склоны южной четверти горизонта, где снежный покров в условиях Северного Тянь-Шаня, как правило, непостоянный.

Температура почвы на глубине 20 см на северных склонах в зависимости от суммы отрицательных средних суточных температур воздуха и средней толщины снежного покрова

Сумма отрицательных температур воздуха	Толщина снега, см				
	10	20	30	40	50
200	-2,3	-0,5	0,3	1,0	1,5
400	-3,9	-2,2	-1,0	-0,3	0,4
600	-5,3	-3,3	-2,2	-1,2	-0,3
820	-6,4	-4,2	-2,9	-2,0	-1,1
1000	-7,4	-4,8	-3,6	-2,5	-1,6
1200	-8,3	-5,3	-4,0	-2,9	-2,1

В высокогорных поясах вследствие известных особенностей температурного режима и снегонакопления почвогрунты уже с начала холодного периода года подвергаются более сильному выхолаживанию и более глубокому промерзанию. Уже выше абсолютной высоты 3000 - 3200 м сезонно-мерзлый слой холодного периода достигает кровли многолетней мерзлоты, практически смыкаясь с ней. Все это отчетливо проявляется в своеобразном режиме формирования и абсолютных величинах структурно-прочностных показателей снежной толщи, на пространственно-временном распределении снежного покрова и его рекреационных показателях, соответственно, сказывается на типологии и активности лавинообразования [124,138].

Наименее благоприятные условия для градиентного сублимационного метаморфизма снежной толщи складываются на холодной ледниковой поверхности; температурные градиенты в снежной толще на ледниках или вовсе отсутствуют, или самые минимальные [18,124]. Наибольшие из них, как правило, формируются в приповерхностных слоях, но уже в результате ветрового воздействия.

Соответственно, в снежной толще относительно низка интенсивность процессов сублимационной перекристаллизации снега и формирования рыхлых горизонтов глубинной изморози.

1.2. Климатические условия снегонакопления и формирования структурно-прочностных свойств снежного покрова

Климатические условия Заилийского Алатау, где проводились экспериментальные исследования по теме в целом и по отдельным элементам, рассмотрены во многих научных публикациях [10,109,139,140,147,150,152]. Поэтому здесь уместно остановиться на характеристиках лишь тех элементов климата, которые непосредственно влияют на динамику снегонакопления и абсолютные величины структурно-прочностных свойств снежного покрова, которые могут характеризовать условия залегания и трансформации снежного покрова в других горных странах, соответственно формировать региональные рекреационные показатели снежного покрова.

1.2.1. Солнечная радиация

Для гор Северного Тянь-Шаня в целом и Заилийского Алатау в частности, а также других горных стран умеренной климатической зоны внутриконтинентальной Азии, расположенных на близких географических широтах, характерны достаточно большие суммы солнечной радиации в холодное время года и закономерное их увеличение по мере роста абсолютной высоты. Причем, по данным [138], интенсивность солнечной радиации в горах увеличивается на 1-8% на каждые 1000 м поднятия, а экспозиционные различия еще более значительны и нарастают к концу холодного периода года: суммы радиационного тепла на южных склонах в

начале холодного сезона в 2,5 раза больше, чем на северных, а к концу сезона это соотношение увеличивается до 4, 4.

Помимо общей тенденции уменьшения величин прямой солнечной радиации (Q) по мере снижения угла падения солнечных лучей зимой, отмечаются значительные межсезонные колебания, которые особенно ярко проявляются в периоды повышенной активности циклонической деятельности (в районе исследований – начало и конец холодных сезонов). Достаточно велики межгодовые колебания прихода солнечного тепла, что отразилось на интенсивности сублимационной перекристаллизации снега.

Динамика радиационного баланса (B) также отличается большим разнообразием от сезона к сезону. Прежде всего, отмечены большие различия дат перехода к отрицательным значениям радиационного баланса и наоборот, что отражается на продолжительности периода с отрицательными значениями. Кроме того, отмечается закономерная связь величин радиационного баланса (B) с величинами прямой солнечной радиации (Q). Особенно яркий пример, когда низкие величины прямой солнечной радиации в течение холодного периода года привели к формированию значительно более низкого радиационного баланса, чем в другие зимы.

Велики суточные колебания радиационного баланса: от нулевых и положительных (4,8-13,1 Дж) величин днем до отрицательных (9,6-17,9 Дж) ночью. В весеннее время отмечается переход к положительным величинам днем (до 7,2-12,0 Дж) и падению до нулевых и отрицательных значений ночью.

Такие условия динамики радиационного теплоприхода прежде всего оказывают влияние на температурный режим снежной толщи и величины температурных градиентов в ней как основных факторов градиентного метаморфизма снега. Так, мощное ночное радиационное выхолаживание поверхности снега (до -30°C и ниже) приводит к аналогичному и

значительному возрастанию температурных градиентов практически во всей толще снега, но особенно его верхних горизонтов, что активизирует процессы массо-энергообмена, сублимационную перекристаллизацию снега и изменение его прочностных характеристик, характеристик устойчивости и несущей способности.

1.2.2. Температурный режим воздуха

Наличие в центральной части северного склона хребта, в бассейне реки Малой Алматинки густой сети станций [138], начиная от предгорьев и до гляциальной зоны с продолжительным рядом инструментальных наблюдений, позволяет достаточно надежно характеризовать температурный режим этой территории, а в сочетании с данными наблюдений в других бассейнах – целиком хребта Заилийского Алатау, а также горную систему Северного Тянь-Шаня.

Температура воздуха холодного периода года закономерно снижается с ростом абсолютной высоты местности. Зимой в Заилийском Алатау до высоты 1420-1600 м отмечается четко выраженная инверсия температур воздуха [109,128,138], выше – температура воздуха практически монотонно падает со средним месячным градиентом от 0,48° до 0,58° С на каждые 100 м поднятия, исключения составляют лишь периоды активной циклонической деятельности, как правило, это весенние месяцы (табл. 1.3.). Это позволяет теоретически, зная среднемесячную температуру воздуха на верхней границе зоны инверсий температур и месячные высотные градиенты, определить аналогичную температуру на любой высоте по простому уравнению:

$$T_n = -0,47\Delta H + T_0 \quad (1.1)$$

где T_n – температура воздуха на искомой высоте (°С);

ΔH – месячный температурный градиент (°С);

T_0 – температура воздуха на исходной высоте (°C).

Динамика средних месячных температур воздуха (см. табл.3) в течение холодного периода года показывает, что в нижних и средних частях лесо-лугового пояса она выше отрицательного десятиградусного предела, это пояс наивысшего физиологического комфорта по данному показателю. Лишь на верхней ее границе только в январе и феврале месяце она опускается до $-11,2^{\circ}\text{C}$. С переходом к высокогорью (выше границы леса) большую часть холодного периода года средняя месячная температура воздуха ниже -10 градусов (см. табл. 1.3).

Т а б л и ц а 1. 3

**Средняя зональная температура воздуха на северном склоне
Заилийского Алатау [138]**

Высота, м	Месяцы					Средняя t за XI-III	Средняя t за XI-IV
	XI	XII	I	II	III		
3200	-8,0	-11,3	-13,8	-12,5	-8,3	-10,8	-9,4
2800	-5,4	-8,8	-11,2	-10,1	-5,9	-8,3	-7,0
2400	-2,8	-6,0	-8,6	-7,6	-3,4	-5,7	-4,4
2000	01,6	-5,0	-7,4	-6,0	-2,0	-4,4	-3,1
1600	-0,4	-3,0	-5,1	-3,7	0,2	-2,2	-1,0
1200	-1,4	-2,6	-4,6	-4,0	1,3	-1,7	0,0
820	0,8	-5,1	-7,8	-5,9	-1,8	-4,0	-1,0

Многолетние исследования температурного режима воздуха холодных периодов года нижней половины среднегорного пояса (1600 м), осредненные до средних декадных величин, подтверждают известные закономерности и показывают, что и среднедекадные значения температуры воздуха зимой выше отрицательного десятиградусного предела. Лишь в отдельные зимы встречаются отдельные декады с

температурами воздуха значительно ниже отмеченного предела (декабрь, январь, февраль).

Далее имеются очень значительные межгодовые (до 25 суток) колебания дат перехода к устойчивым отрицательным значениям температур воздуха в осенне-зимний период, относительно средних многолетних дат. Это приводит к аналогичным колебаниям продолжительности холодного сезона, а значит и продолжительности структурных и прочностных изменений снега.

Причем анализ распределения дат перехода к устойчивым отрицательным температурам воздуха показал асимметричное их распределение [1,67], что указывает на преобладание более ранних дат перехода к устойчивым отрицательным температурам воздуха в ряду наблюдений относительно средних дат.

Анализ повторяемости средних декадных температур воздуха в течение холодного периода года, выполненный по материалам наблюдений в бассейне р. Тургень (табл. 1.4), показал, что наибольшую повторяемость имеет средняя декадная температура воздуха в интервале от -0,1 до -2;4 градусов. Суммарная повторяемость декад со средней температурой воздуха в пределах до -10 градусов составила 85%.

Обращает на себя внимание и наличие декад (более 6%) за период залегания устойчивого снежного покрова со средними декадными температурами выше нуля (периоды оттепелей), когда может отмечаться таяние снежного покрова и появление свободной воды в снежной толще, что ведет к изменению сублимационного метаморфизма на режеляционный. Тогда возможно разрушение кристаллических связей, изменение структурных и прочностных характеристик снежной толщи, ведущих к изменению рекреационных характеристик и лавинообразованию на открытых крутых склонах [72,80,83,88,126,135].

Большинство оттепелей (32%) приходится на март. На остальные зимние месяцы, начиная с ноября, последовательно приходится 10, 22, 7, 29%.

Распределение декадных температур воздуха в ряду наблюдений (табл. 1.4) резко асимметрично (1,98).

Т а б л и ц а 1. 4

Группировка средних декадных температур воздуха в классы и их повторяемость

Градация класса	Середина класса	Частота	Частотность, %
2,3 - 0,0	1,1	11	6,39
-0,1- -2,4	-1,2	57	33,15
-2,5- -4,9	-3,7	40	23,26
-5,0 - -7,3	-6,1	32	18,16
-7,4 - -9,7	-8,6	16	9,30
-9,8 - -12,1	-10,9	9	5,23
-12,2 - -14,5	-13,4	5	2,91
-14,6 - -16,9	-15,7	2	1,16

Следует сказать, что подавляющая часть их весьма непродолжительна с суммами положительных температур, не превышающими 50 градусов. Незначительное количество тепла таких оттепелей приводит к появлению весьма небольшого количества свободной влаги лишь в поверхностном горизонте снежной толщи. Лишь оттепели весеннего периода, как правило, имеют суммы положительных температур воздуха от 200 и более градусов [82], что приводит к активному и глубокому промачиванию снежной толщи и особенно быстрому разрушению кристаллических связей именно в рыхлых вторично-идиоморфных горизонтах снега, что указывает на преобладание температуры воздуха выше средней за холодный период (-4,2 градуса) и

наличие редких по повторяемости, но значительных по глубине и продолжительности похолоданий.

Осенний переход средней суточной температуры воздуха через нуль градусов на нижних уровнях среднегорного пояса (ниже 1200-1400 м) происходит в ноябре, смещаясь на более ранние сроки по мере увеличения абсолютной высоты [128,140,141]. На высотах около 3000 м он наблюдается уже в начале октября. Переход весной к положительной температуре воздуха наиболее ранний (начало марта) также на нижних гипсометрических уровнях хребтов, постепенно смещается на более поздние сроки с ростом абсолютной высоты до июня в гляциальном поясе.

Таким образом, продолжительность холодного периода года, соответственно и периода со снежным покровом, возрастает с 3,0-3,5 месяцев на нижней границе среднегорного пояса и возрастает до 8,0-9,0 месяцев в гляциальном поясе [128,132,133], при существенных межсезонных колебаниях, особенно в среднегорном поясе.

В целом продолжительность залегания устойчивого снежного покрова, соответственно и продолжительность существования основного рекреационного ресурса зимнего отдыха, весьма высока. Даже в условиях засушливых и жарких климатов окружающих равнин, значительная продолжительность периода со снежным покровом горных стран более чем достаточна для их рекреационного профилирования.

1.2.3. Влажность воздуха

По данным [138,139] для Заилийского Алатау абсолютная влажность воздуха с увеличением абсолютной высоты местности уменьшается в среднем с 3,6-3,7 мб. в предгорной зоне до 1,3 мб. на высотах 3000 м. По экспозициям склонов колебания влажности считаются не существенными.

Относительная же влажность зимой с высотой уменьшается от 70% на нижних уровнях хребта до 50% на высотах 3000 м [138]. Важной региональной особенностью является то, что в среднегорном поясе наблюдается частое падение относительной влажности воздуха до 30% и менее [152], возникают так называемые атмосферные засухи, количество которых может достигать 10-13 дней в месяц [138, 152]. Такие условия чрезвычайно благоприятны в рекреации и туризме, т.к. способствуют активизации водно-солевого обмена организма человека, а также являются необходимым условием профилактики и лечения многих болезней, связанных с обменными процессами.

Многолетний ряд наблюдений на снеголавинном стационаре в бассейне р. Тургень в нижней части среднегорного пояса подтверждают наличие в течение холодного сезона периодов с очень низкими величинами относительной влажности воздуха, ниже 30%. Особенно заметно падение влажности воздуха в относительно длительные антициклональные периоды в середине зимы без осадков, когда наблюдается постепенное ее снижение в отдельные сутки до 16-24%. В осенне-зимний и весенний периоды активизации циклонической деятельности, наоборот, отмечается возрастание относительной влажности воздуха.

Наиболее низкие величины относительной влажности воздуха в подавляющем большинстве случаев характерны для середины холодного периода года. По данным [138] среднее суммарное зимнее испарение снега в среднегорном поясе Заилийского Алатау может достигнуть 40 мм и более, что преимущественно обязано низкой относительной влажности воздуха.

Важность учета периодов с низкой относительной влажностью воздуха определяется еще и тем, что в эти периоды происходит возрастание выноса массы вещества снега и его охлаждение. Такие

условия приводят к росту температурных градиентов в снежной толще и соответственно росту активности сублимационной перекристаллизации снежной толщи, изменению ее структурно-прочностных свойств в результате относительно быстрого разрушения межкристаллических связей, особенно в горизонтах глубинной изморози.

Наиболее низкие величины относительной влажности воздуха в подавляющем большинстве случаев характерны для середины холодного периода года.

Большая сухость воздуха, со своей стороны, способствует интенсивному испарению с поверхности снега и одновременно усиливает эффект «подсоса» вещества из толщи снега аналогично ветровому воздействию.

1.2.4. Ветровая деятельность

Интенсивность ветровой деятельности в холодный период года четко подчинена как высотно-экспозиционной зональности, так и положению Заилийского Алатау в системе хребтов Северного Тянь-Шаня. Общая циркуляция в свободной атмосфере предопределяет господствующее направление ветрового потока и по территории хребта с юго-запада на северо-восток.

В среднегорном поясе средние декадные скорости ветра на высоте 2 м относительно невелики и колеблются от 1,0-1,2 до 2,8-3,0 м/сек. Межгодовая изменчивость средней декадной скорости ветра на фиксированных высотах относительно невелика. Такие скорости ветра не способны активно влиять на перераспределение отложенного снега, а также такие скорости ветра являются наиболее комфортными для проведения буквально всех видов зимних рекреационных занятий на

открытом воздухе. Во время циклонических вторжений и снегопадов скорость ветра несколько возрастает.

С ростом абсолютной высоты местности отмечается постепенное возрастание скорости ветра, что соответственно проявляется в увеличении снегопереноса. В субальпийском и особенно в гляциальном поясах величины снегопереноса значительны. По данным [20,21,128,138,140] средняя скорость ветра в субальпийском и гляциальном поясах превышает 5-7 м/сек, при порывах – до 12 м/сек и более, что естественно приводит к интенсивному разрушению и перераспределению снега, формированию снежных карнизов и надувов на гребнях хребтов и на различных перегибах склонов, а также формированию обширных бесснежных участков.

На верхней границе леса и по гребням гор также отмечается достаточно интенсивная ветровая деятельность. Как правило, на таких участках в течение зимы ветер формирует многометровые надувы и снежные карнизы, часто являющиеся причинами образования снежных лавин.

Обычным и постоянно действующим явлением в течение холодного периода года в среднегорном поясе является господствующая горно-долинная циркуляция. В целом, зимой преобладает стоковый ветер, на что указывают небольшие надувы в зонах перегиба долин или различных их сужений и крутых поворотов.

Итак, скорость ветра в среднегорном поясе относительно невелика и существенно не влияет на перераспределение отложенного снега. Исключение составляют пригребневые участки, перевальные седловины и различные сужения и перегибы долин, где отмечается усиление ветровой деятельности, способной формировать как локальные уплотненные участки снега с повышенным снегозапасом, так и бесснежные участки. Однако площадное распространение таких поверхностей относительно невелико, и главное – они приурочены к определенным элементам

(формам) горного рельефа. В Заилийском Алатау, как и других горных районах Северного Тянь-Шаня, в низкогорном и среднегорном поясах влияние ветрового воздействия существенно не сказывается на развитии структурных и прочностных свойств снега, а строение снежной толщи, как правило, не осложнено наличием уплотненных ветром прослоек снега.

Выше границы леса, особенно в пригребневых зонах и гляциально-нивальном поясе, роль ветрового перераспределения снега значительна и по мере увеличения абсолютной высоты все более существенно проявляется в распределении снега, стратиграфии снежной толщи и свойствах снега. В высокогорных поясах, как правило, профили снежной толщи изобилуют разнообразными ветровыми прослойками.

ВЫВОДЫ. Присущая горным системам Азии континентальность климата со значительными колебаниями температур воздуха в холодный период года, низкой относительной влажностью воздуха, значительной интенсивностью солнечной радиации в целом способствует интенсивной сублимационной перекристаллизации снега. Однако территориальные (включая высотно-экспозиционные) закономерности отмеченных природных факторов приводят к аналогичным различиям и пространственно-временных различий сублимационной перекристаллизации снега.

В среднегорном поясе гор наличие хорошо развитого почвенно-растительного покрова, обладающего значительными запасами тепла и влаги к началу зимнего периода, относительно низких средних скоростей ветра, не влияющих существенно на снегоотложение (снегоперенос), формируют комплекс условий, наиболее благоприятствующих:

- относительно равномерному пространственному распределению снежного покрова, соответственно высотно-

экспозиционной пояности (исключая гребни хребтов и перевальные территории);

- интенсивной сублимационной перекристаллизации снега;
- развитию снежной толщи по типу разрыхления;
- относительно низким прочностным характеристикам

метаморфизованных горизонтов снега.

В высокогорных поясах, напротив, маломощные и щебнистые почвы либо кристаллические поверхности и грубощебнистые толщи, либо ледниковые поверхности, к времени образования устойчивого снежного покрова сильно выхолаживаются и промерзают на большую глубину.

В таких условиях снег ложится на холодную поверхность и подвергается активному ветровому воздействию, испарению и перераспределению. В результате создаются условия, снижающие активность сублимационного градиентного метаморфизма отложенного снега, и снежная толща формирования по типу уплотнения.

ГЛАВА II. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Изучение территориальной и временной динамики структурно-прочностных характеристик снега требует учета многих как региональных, так и локальных природных условий, среди которых сам режим (динамика) снегонакопления и абсолютные величины снегозапаса играют важное значение [5,11,13,19,53,64,75,87,92,110, 117,141,144] в динамике и величине изучаемых характеристик снега.

В горах Северного Тянь-Шаня и в Заилийском Алатау вопросы режима снегонакопления и закономерности распределения снегозапасов изучаются достаточно давно [79,126,1361], в результате упомянутых работ рассматриваемая территория является в этом отношении одним из наиболее изученных горных районов Средней Азии. Это позволяет достаточно кратко и надежно охарактеризовать режим снегонакопления и подчеркнуть лишь те его черты, которые, как показали исследования, оказывают наиболее существенное влияние для решения поставленных целевых задач.

2.1. Сроки залегания и разрушения снежного покрова

Для Северного Заилийского Алатау временные характеристики снежного покрова наиболее полно рассмотрены в работах [52, 124, 126, 135, 136,138,150], а применительно к горам Северного Тянь-Шаня и Средней Азии – в работах [24,61,127,128,151]. Согласно этим результатам сроки залегания устойчивого снежного покрова испытывают общие и закономерные территориальные изменения, обнаруживая устойчивую связь с абсолютной высотой местности, ориентацией макросклонов и склонов хребтов и географическими координатами данного пункта.

Большое влияние на рассматриваемые характеристики снежного покрова оказывает ориентация макросклонов (азимут падения долин главных рек) относительно господствующего в холодный период года атмосферного влагопереноса. Роль этого фактора настолько велика, что им, по сути, определяется тип зависимостей дат образования и дат разрушения устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты [127,128], фактически районирование горных территорий по данным показателям. Межрайонные различия в суммарном за холодный период года увлажнении особенно ярко проявляются в характере изменения сроков разрушения устойчивого снежного покрова по абсолютной высоте: вертикальный градиент дат разрушения снежного покрова растет от хорошо увлажненных районов на западной периферии горных стран, постепенно снижаясь к северным и к внутриконтинентальным малоснежным районам [127], обнаруживая определенную связь макросклонов хребтов горных стран относительно основных влагоносных потоков территории.

В Заилийском Алатау продолжительность периода со снежным покровом закономерно изменяется по абсолютной высоте (табл. 2.1).

Вполне отчетливо прослеживаются различия вдоль простирания всего хребта: в центральной, наиболее возвышенной его части, устойчивый снежный покров образуется в среднем на 5-8 дней раньше и на столько же позже разрушается, чем на его восточной и западной окраинах. Не менее отчетливо проявляются и экспозиционные различия: на северных склонах снежный покров устанавливается значительно раньше, чем на восточных и западных, а на южных склонах он зачастую носит прерывистый и фрагментарный характер залегания – в течение зимы периоды со снежным покровом чередуются с продолжительными периодами без снега [124,129,136,150,151]. Важно отметить, что ниже 2400-2500 м почти на всех склонах (кроме южных) в подавляющем большинстве случаев

снежный покров залегает не только на теплую землю, но и при положительной температуре воздуха. Это затем способствует возникновению больших градиентов температуры и влажности в снежном покрове и соответственно высокой активизации процессов сублимационной перекристаллизации снега с формированием мощных лавиноопасных горизонтов глубинной изморози. На восточных и западных склонах у нижней границы лавиноопасного пояса (на высотах около 1500-1400 м) устойчивый снежный покров образуется в среднем многолетнем режиме на 1,5-2, 0 недели позже, чем на северных при близкой к нулю температуре воздуха.

Т а б л и ц а 2.1

Изменение по высоте средних многолетних сроков залегания снега и продолжительность периода с устойчивым снежным покровом на северном склоне Заилийского Алатау [136]

Высота, м	Установление снега		Разрушение снега		Продолжит. периода	
	центр. часть хр.	восточн. часть хр.	центр. часть хр.	восточн. часть хр.		
3600	25/IX	25/IX	21/VII	21/VII	288	
3400	13/X	13/X	16/VI	14/VI	250 -	2
3000	23/X	23/X	25/V	23/V	219 -	2
2600	28/X	30/X	8/V	5/V	193 -	5
2300	1/XI	5/XI	28/IV	23/IV	174 -	9
1800	6/XI	13/XI	19/IV	29/IV	154 -	16
1400	14/XI	22/XI	6/IV	29/III	133 -	16
1000	25/XI	2/XII	24/III	16/III	112 -	16

С увеличением абсолютной высоты местности разница в сроках установления снежного покрова на этих склонах быстро сокращается, и на высотах примерно 2500-2600 м она составляет всего 5-7 дней и

продолжает определенно уменьшаться с дальнейшим увеличением абсолютной высоты местности [124].

На юго-западных и юго-восточных склонах гор также у нижней границы лавиноопасного пояса устойчивый снежный покров образуется почти на месяц позже, чем на северных, с подъемом в горы эта разница также уменьшается и выше 2600-2700 м не превышает 7-10 дней. Во всем высотном диапазоне снежный покров на этих склонах устанавливается при отрицательной температуре воздуха минус 2-3° С.

Разрушается снежный покров, практически, в обратной последовательности: сначала на южных склонах, затем на восточных и западных и позже всего на северных. Разность между сроками разрушения снежного покрова на юго-западных и северных склонах составляет в среднем две-три декады и незначительно увеличивается с ростом абсолютной высоты местности. Та же разность для склонов северной и восточной (западной) ориентации почти вдвое меньше [124,136].

В целом продолжительность периода с устойчивым снежным покровом, особенно на северных склонах, определяется преимущественно адвективной составляющей теплового режима региона. С постепенным переходом к склонам южной ориентации все большую роль в режиме снежного покрова приобретает радиационная составляющая суммарного теплоприхода, а календарные сроки залегания снежного покрова на южных склонах в значительной мере зависят от режима осадков и облачности холодного периода года. Обычно же в течение первой половины зимы в Заилийском Алатау преобладает малооблачная погода, а повторяемость снегопадов и суммы выпадающих осадков относительно невелики. Зачастую в промежутках между небольшими снегопадами снежный покров на южных склонах успевает растаять, вследствие чего продолжительность его залегания здесь носит прерывистый характер. В этих условиях период устойчивого залегания снежного покрова и

возможности лавинообразования на южных склонах ограничены, а зачастую исключены вовсе. Лишь в экстремально снежные годы южные склоны в течение значительной части холодного периода года остаются под снегом и при обильных снегопадах лавиноопасны [123,136].

Значительны межсезонные многолетние колебания дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова. Анализ многолетнего непрерывного периода наблюдений в центральной части северного склона Заилийского Алатау (около 20 лет) в бассейне реки Тургенъ показал (табл. 2.2), что на высоте 1600 м колебания дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова, относительно средней даты (14/XI), достигают 20 - 30 суток. Причем их распределение в ряду наблюдений резко асимметричное (1,88). Ассиметрия положительная, что указывает на преобладание более ранних дат образования и его разрушения устойчивого снежного покрова, относительно средней: 68% зим имеют даты образования устойчивого снежного покрова раньше средней многолетней, 21% - около средней многолетней даты и 11% зим характеризуются поздним образованием устойчивого снежного покрова.

Непосредственные наблюдения за сроками образования и разрушения устойчивого снежного покрова в различных высотных зонах показали, что межсезонные колебания дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова изменяются от 5 – 8 в высокогорье до 20 – 40 суток в среднегорном поясе относительно средних многолетних дат.

Следствием таких значительных изменений сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова от года к году являются значительные межгодовые колебания продолжительности периода со снежным покровом (см. табл. 2. 2).

Необходимо отметить, что помимо режима снегонакопления и соответственно величин снежности на даты установления и разрушения снежного покрова на склонах разной экспозиции значительно влияют

такие локальные факторы, как крутизна склонов и их ориентация относительно солнца. Так, на склонах северной ориентации, имеющих уклон более 34%, т. е. круче угла падения солнечных лучей в зимний период на широте расположения хребта, снежный покров сохраняется наиболее продолжительное время.

Т а б л и ц а 2. 2

Даты образования, разрушения и продолжительность залегания снега на метеорологической площадке в бассейне р. Тургень (1600 м)

Даты		
Образования снега	Разрушения снега	Продолжит. залегания снега
14/XII	28/III	105
13/XII	23/IV	126
9/XI	7/IV	148
25/XI	26/III	122
7/XI	7/III	119
31 /X	5/IV	158
7/XI	2/IV	146
25/XI	3/IV	131
2/XI	12/IV	162
7/XI	7/IV	152
26/XI	29/III	125
29/X	11/IV	165
11/XI	5/IV	144
22/XI	11/IV	109
4/XI	12/IV	161
30/X	11/IV	162
15/XI	16/IV	151
8/X	15/IV	189

Средняя 14/XI 8/IV 143

На аналогичных по углу падения южных склонах снег сохраняется наиболее короткое время. Между этими крайними условиями отмечается довольно высокое разнообразие продолжительности залегания снежного покрова, определяемое такими локальными условиями, как экспозицией и уклонами склонов. Такое положение сохраняется по всему среднегорному поясу вплоть до субальпийского пояса. Исключение составляют многоснежные зимы, когда высотные и экспозиционные контрасты дают образования устойчивого снежного покрова существенно сглажены, преимущественно за счет интенсивного снегонакопления, значительно превышающие расходные факторы.

Кроме локальных морфологических показателей, сроки залегания устойчивого снежного покрова в значительной степени зависят и от типа растительности. Наибольшим флористическим разнообразием отличается территория среднегорного пояса, здесь же отмечены и наибольшие различия сроков залегания устойчивого снежного покрова в зависимости от таких показателей, как видовой состав древесной растительности и сомкнутость крон деревьев. Как показали наблюдения, сроки залегания устойчивого снежного покрова в редкостойных (парковых) еловых лесах (при сомкнутости крон менее 0,3) близки к таковым на луговых склонах. Причем на лесных полянах снежный покров образуется несколько раньше, чем на открытых луговых склонах, что является следствием большей затененности лесных полян в сравнении с открытыми склонами той же экспозиции.

Под пологом хвойного леса при сомкнутости крон более 0,6 постоянный снежный покров при средних многолетних условиях снегонакопления не образуется, а при сомкнутости крон хвойного леса от 0,4 до 0,5 снежный покров в течение зимы носит прерывистый (во времени) характер.

Лиственные леса с сомкнутостью крон 0,2-0,3 почти не отличаются по срокам образования устойчивого снежного покрова от открытых склонов той же экспозиции. Лишь в малоснежные годы с количеством осадков ниже нормы в начале зимы эти различия весьма очевидны. Чем интенсивнее снегонакопление в начале холодного периода года при многоснежном режиме снегонакопления, тем менее существенны различия в сроках образования устойчивого снежного покрова на поверхностях с различным типом растительности. При малой интенсивности снегонакопления в начале холодного сезона эти различия, наоборот, возрастают.

На закустаренных склонах нижней части среднегорного пояса отмечается наибольшая контрастность дат образования устойчивого снежного покрова. На склонах северной экспозиции в среднем в ноябре - декабре происходит установление снежного покрова. На склонах западной и восточной экспозиции в этот период образуется только «пестрый ландшафт» как при малоснежном режиме снегонакопления, так и средним. Исключение составляют многоснежные зимы, когда и на закустаренных склонах большую часть холодного периода года наблюдается устойчивый снежный покров.

Рассмотренные пространственные различия в сроках залегания снежного покрова не могут не сказаться на закономерностях территориально-временных изменений периода залегания устойчивого снежного покрова и структурно-прочностных свойств снега. С учетом изложенного можно ожидать, что на большей части исследуемой территории снежный покров устойчив в течение всего холодного периода года. Исключение составляют склоны южной четверти горизонта, а также участки высокополнотного (сомкнутостью крон более 0,6) хвойного леса. Аналогичные условия складываются и на скальных поверхностях, крутизна которых более 45-50%, и снег просто не удерживается на них.

Отмеченные локальные контрасты в режиме залегания снежного покрова обусловлены влиянием абсолютной высоты, экспозиции склонов и характером растительности.

2. 2. Территориальные особенности распределения снежного покрова

Опыт многолетних исследований режима снежного покрова Заилийского Алатау [126,134,149], экспедиционных исследованиях хребтов Северного Тянь-Шаня, Алтая (казахстанской части) показал, что изменение величин снежности по абсолютной высоте обладает некоторыми различиями в зависимости от орографических особенностей хребтов и ориентации речных бассейнов хребта относительно направления основных влагоносных потоков регионов.

Общей закономерностью всех горных стран является увеличение снегозапасов по мере роста абсолютной высоты местности до некоторой абсолютной высоты (до нижней границы гляциального пояса), хотя градиенты этого увеличения в различных горных районах различны и зависят от ряда причин. Одними из основных причин территориальных различий величин снегонакопления является ориентация речного бассейна относительно господствующего направления влагопереноса района, а также его расположение в горной системе хребтов [126]. В общем виде снегозапасы, например, в отдельном хребте гор Северного Тянь-Шаня – в Джунгарском Алатау максимальны на западной периферии хребта – это бассейны рек Коксу, Чиже, Кора, ориентированные в западном направлении, совпадающем с основными влагоносными потоками региона. Максимальны в речных бассейнах центральной, наиболее возвышенной части северного склона Заилийского Алатау. Минимальные снегозапасы отмечаются в неблагоприятно ориентированных относительно основных

влагоносных потоков (закрытых), например в бассейнах рр. Ргайты в Джунгарском Алатау и Чилик в Залийском Алатау, а также во внутригорных районах. На северных склонах Заилийского и Джунгарского Алатау вертикальные градиенты снежности близки, хотя и несколько различаются в различных бассейнах (табл. 2. 3).

Т а б л и ц а 2. 3

**Запас воды в снежном покрове (мм) на максимум
снегонакопления в Заилийском Алатау [126]**

Бассейн реки	Высотный пояс (км)							
	1,4- -1,6	1,6- -1,8	1,8- -2,0	2,0- -2,2	2,2- -2,4	2,4- -2,6	2,6- -2,8	2, 8- -3,0
Тургень	100	115	130	145	165	185	200	195
Иссык	105	120	140	155	180	200	220	260
М. Алма- атинка	135	140	160	195	200	230	245	290
Озерная	100	115	140	150	175	210	225	265

Судя по имеющимся данным многолетних наблюдений в горах Северного Тянь-Шаня, градиент снежности в пределах среднегорного пояса в среднем за 20-летний ряд наблюдений равен 8,5 мм на каждые 100 м поднятия. В гляциальном поясе градиент снежности несколько больше и достигает в среднем 10,0-11,5 мм на каждые 100 м поднятия. Причем наибольшие градиенты снежности отмечаются в первой половине холодного сезона, в особенности в малоснежные зимы. Это связано преимущественно с небольшим количеством сохраняющихся твердых осадков на нижних уровнях гор (более коротким периодом устойчивого залегания снежного покрова). В многоснежные зимы вертикальный градиент снежности, как правило, существенно меньше во всем диапазоне высот [126, 134].

Для гор Северного Тянь-Шаня, расположенных в зоне резко континентального климата, характерны значительные экспозиционные контрасты снежности. Наибольшие снегозапасы приурочены к северным теневым склонам [126,136]. По мере перехода к склонам южной экспозиции отмечается постепенное снижение суммарного снегозапаса за счет увеличения испарения и таяния [126,134], и наименьшие их величины приурочены к склонам южной ориентации с уклоном более 20-30°. По результатам соответствующих исследований [126] соотношение максимальных снегозапасов на склонах разной ориентации для гор Средней Азии и Казахстана характеризуется данными табл. 2. 4. В лесолугово-степном поясе высокое флористическое разнообразие вносит свои изменения в величины снегозапасов [61,134]. Поэтому на первом этапе определено влияние основных растительных ассоциаций (арча, хвойный и лиственный леса, лиственный кустарник) на величины снегонакопления в среднегорном поясе бассейне р. Тургень. Ранее проведенные исследования [134] в среднегорном поясе Заилийского Алатау показали, что кроны елей могут перехватывать до 90% выпадающих осадков. По границам кроны елей, особенно при небольшой их сомкнутости (до 0,4), скапливается снег, скатывающийся с кроны деревьев, что приводит к формированию на таких участках снега повышенной плотности и водности.

Экспериментальные данные [134] определения влияния хвойного леса (различной сомкнутости), а также арчевых зарослей на величину снегозапаса показали его высокие различия. Выявлено, что на склонах, покрытых арчевыми зарослями с сомкнутостью 0,6-0,8, снегозапасы не превышают 60-70% от запаса воды в снежном покрове на луговых склонах той же высоты и ориентации. Еще большее влияние на распределение снежного покрова оказывает хвойный лес, при этом обнаруживается вполне определенная зависимость величин снегонакопления от сомкнутости кроны. Так, при сомкнутости кроны хвойного леса 0,3-0,4

теряется до 40% твердых осадков, а с увеличением сомкнутости крон до 0,6-0,7 величина потерь достигает 70-80% от сумм твердых осадков. Близкие результаты были получены ранее [134].

В лиственном лесу с сомкнутостью крон до 0,2 снижение снегозапаса в сравнении с открытыми поверхностями не отмечено. При сомкнутости крон около 0,4-0,6 потери осадков достигают 20-40%. В многоснежные зимы контрасты величин снежности более чем на порядок ниже отмеченных. По условиям и характеру развития снежного покрова в многоснежные годы склоны, покрытые лиственным лесом, мало отличаются от луговых поверхностей.

В малоснежные годы контрасты в режиме снежного покрова и суммарном снегонакоплении в зависимости от типа растительности особенно ощутимы. В хвойном лесу при сомкнутости крон более 0,4 снежный покров непостоянный, аналогичные условия складываются и на склонах, покрытых арчевым стланником при сомкнутости их крон более 0,4-0,5: под кроной кустов и на некотором расстоянии вокруг них снежный покров в обычные по снежности и малоснежные зимы зачастую отсутствует. Лишь в конце февраля – начале марта в связи с весенней активизацией циклонической деятельности в результате увеличения повторяемости и сумм твердых осадков эти контрасты сглаживаются.

Исследования физико-механических характеристик снежной толщи и, прежде всего плотности, показывают, что в специфических условиях резко континентального климата исследуемого района, средняя плотность снежной толщи преимущественно определяется осредненными за период залегания устойчивого снежного покрова температурой воздуха и скоростью ветра и выражается следующей эмпирической зависимостью:

$$G = -152 - 0,31T + 1,9U, \quad (2.1)$$

где g – средняя плотность снежного покрова, г/см³;

T – температура воздуха, °С;

U – скорость ветра, м/с.

Послойная же плотность снега в основном зависит от структурных показателей снега, а те, в свою очередь, определяются как режимом внешних снежно-метеорологических условий холодного периода года, так и тепло- и влагосодержанием подстилающих поверхностей.

Отмечены пространственные различия в режиме снежного покрова в сроках его залегания и разрушения соответственно продолжительности периода залегания и в величинах суммарного снегонакопления. Выявленные различия приводят к аналогичным различиям продолжительности периода его использования в зимних рекреационных занятиях.

2. 3. Динамика снегонакопления

На активность процессов развития структуры и прочности снежного покрова большое влияние оказывает режим снегонакопления [19,59,67,110]. Последний в горах внутриконтинентальных территорий Средней Азии в целом и Северного Тянь-шаня, в частности, характеризуется выраженной неравномерностью как внутри холодного периода, так и от сезона к сезону, что отмечалось многими исследователями [61,126,134,138]. В рассматриваемом районе Северного Тянь-Шаня наблюдаются два максимума снегонакопления: осенне-зимний (малый) и весенний (большой), на долю которых в среднем многолетнем режиме приходится более 30 и 50%, соответственно, от их суммарного зимнего количества [134]. Такие различия снегонакопления не могут не отразиться на активности перекристаллизации снега и его структурно-прочностных изменениях.

Рассматривая распределение твердых осадков, на примере среднегорного пояса северного склона Заилийского Алатау в бассейне р.

Тургень, выделяются достаточно глубокие межсезонные различия как динамики снегонакопления в течение холодного периода года, так и в зависимости от территориальных особенностей гор (табл. 2.4, 2.5), что отражается на режиме и активности структурно-прочностных изменений снега и, прежде всего, требует определения количественных показателей такого влияния.

Т а б л и ц а 2.4

Координаты зависимостей коэффициента снежности (К) от запаса воды (W, мм) в снежном покрове на северном склоне [126]

Ориентация склонов	Запас воды в снежном покрове W, мм и соответствующие значения коэффициента К							
	100	200	300	400	500	550	600	650
Южные	0,10	0,26	0,43	0,60	0,75	0,82	0,90	0,98
Восточные и западные	0,55	0,63	0,71	0,80	0,87	0,91	0,95	0,99

Для этого были рассмотрены возможности количественного выделения и достоверности выделения зим с различной (характерной) динамикой снегонакопления в рамках традиционных трех типов зим с точки зрения влияния снегонакопления на динамику и величины перекристаллизации снега: малоснежной, средней по снежности и многоснежной. Динамика снегонакопления рассмотрена на примере среднегорного пояса, где отмечается минимальное ветровое воздействие на отложенный снег. С этой целью фактические данные месячных сумм твердых осадков за 18-летний ряд наблюдений были объединены в три группы (типа): малоснежную (тип 1), среднюю (тип 2) и многоснежную (тип 3).

Для определения достоверности выделения принятых трех типов, зим, как в течение холодного периода года, так и на максимум

снегонакопления, был проведен анализ интегральных месячных величин твердых осадков в группах по критерию Стьюдента (табл. 2.6), который позволил выявить некоторые важные закономерности режима снегонакопления.

Т а б л и ц а 2.5

Суммы месячных твердых осадков в бассейне р. Тургень (1600 м) за ряд зим

Месяцы					Сумма зиме
XI	XII	I	II	III	
	31,3	22,1	44,1	37,0	134,5
3,3	39,7	37,7	19,5	74,3	174,5
99,4	19,7	31,2	78,7	34,7	263,7
31,7	8,1	39,1	12,9	0	91,8
63,1	29,2	18,8	49,7	50,2	211,0
48,9	46,0	20,1	37,0	49,6	201,6
48,5	66,7	48,3	30,2	39,8	233,5
34,1	70,5	15,2	21,3	44,9	186,0
51,7	52,1	46,5	38,7	50,4	239,4
35,3	33,1	14,3	35,7	63,2	181,6
83,8	17,2	53,0	44,0	98,2	296,2
38,0	34,7	23,5	42,1	45,6	183,6
55,2	8,2	34,8	35,8	56,4	180,4
34,3	10,0	18,2	19,1	65,0	148,6
97,2	44,7	14,1	69,6	115,9	341,5
71,5	24,7	7,0	12,7	83,0	198,9
13,0	70,0	50,0	65,1	94,9	293,5
110,0	90,0	44,9	25,0	35,1	307,9

Во-первых, анализируя интегральные суммы твердых осадков трех типов зим, выявили переход многих зим (см. табл. 2.6) в течение холодного периода года (от месяца к месяцу) из одного типа в другой и

наоборот, что свидетельствует о высоком естественном межгодовом разнообразии режима снегонакопления и некоторой условностью его описания, принятой трехступенчатой классификацией.

Во-вторых, различие по критерию Стьюдента как в течение холодного периода года (во все зимние месяцы), так и на максимум снегонакопления достоверно только для малоснежных от многоснежных зим (типы 1 и 2).

В-третьих, рассмотрение достоверности различий зим с малоснежным, средним и многоснежным режимами снегонакопления (типы 1,2,3) показало его достоверность только в ноябре, декабре и январе, т.е. в первой половине зимы (см. табл. 2.6), что, в определенной степени, определяется другими факторами (высотно-экспозиционными показателями). В феврале и марте различия выделенных групп несущественны, т. е. возможно их объединение в один тип.

И, наконец, недостоверности различия зим со средним и многоснежным режимами снегонакопления (типы 2 и 3) по критерию Стьюдента показало во все зимние месяцы и на максимум снегонакопления, за исключением только одного месяца – января.

Итак, по критерию Стьюдента, различие принятых трех типов зим достоверно в течение всего осенне-зимнего периода снегонакопления, что практически позволяет по первой половине холодного периода года определять тип будущей зимы, а значит и возможный, связанный с этим фактором режим и территориально-временные особенности структурных и прочностных изменений снега. Такие связи, в свою очередь, необходимы для оценки лавинной опасности в конкретный зимний сезон.

На максимум снегонакопления недостоверно различие между зимами с малоснежным и средним режимами снегонакопления, т. е. на максимум снегонакопления достоверно различие только двух типов зим – малоснежной и многоснежной.

Т а б л и ц а 2.6

**Группировка интегральных величин месячных твердых осадков
в три типа зим по критерию Стьюдента***

Месяцы	Типы зим		
	малоснежная	средняя	многоснежная
	снегозапас (средний, ошибка, разброс). критерий Стьюдента (фактический, табличный)		
XI	0,1,3,7,9,13,16	4,5,6,8,11,12,15	2,10,14,17
	21	53	99
	5,9	4,1	5,6
	3-35	38-70	83-110
	2,38	4,34	
	2,18	2,31	
XII	0,1,3,13	4,5,6,7,8,10,11,12,15,16	7,14
	39	95	171
	2,9	5,0	26,4
	30 - 50	62 - 120	130 - 200
	3,86	11,48	
	3,18	4,30	
I	0,1,3,9,13	2,4,5,7,8,10,11,12,14,15,16	6,17
	65	126	204
	6,7	7,1	41,0
	55 - 85	98 - 126	165 - 245
	2,03	2,89	
	3,18	2,56	
II	0,3,13	1,4,5,7,8,9,11,12,15	2,6,10,14,16,17
	90	139	219
	4,9	8,9	12,0
	80 - 98	100 - 170	190 - 285
	2,03	2,89	
	3,18	2,57	
III	0,3,13	1,2,4,5,6,8,9,11,12,15	7,10,14,16,17
	125	207	305
	16,8	9,4	9,7
	95 - 150	170 - 240	260 - 345
	2,76	3,55	
	4,30	2,78	

Анализ частотного распределения месячных сумм снегонакопления показал, что лишь в декабре их распределение близко к нормальному ($K_{as} = 0,53$). Во все остальные месяцы холодного сезона, как и в период максимального снегонакопления, коэффициенты* асимметрии (K_{as})

положительны (от 1,42 в декабре до 3,80 в феврале), что свидетельствует о более частой повторяемости сумм твердых осадков ниже средней величины и относительно редких по повторяемости, но значительно превышающих средние величине снегонакопления.

По результатам трехступенчатой типизации зим по режиму снегонакопления для нижней половины среднегорного пояса были построены прогностические графики интегральных средних месячных величин твердых осадков (рис. 2.1), которые описываются следующими уравнениями:

$$W_1 = 1,9 Y^{0,72} \quad (2.1)$$

$$W_2 = 3,09 Y^{0,72} \quad (2.2)$$

$$W_3 = 6,78 Y^{0,69} \quad (2.3)$$

Где W - снегозапас, мм; Y - продолжительность холодного периода, сут.

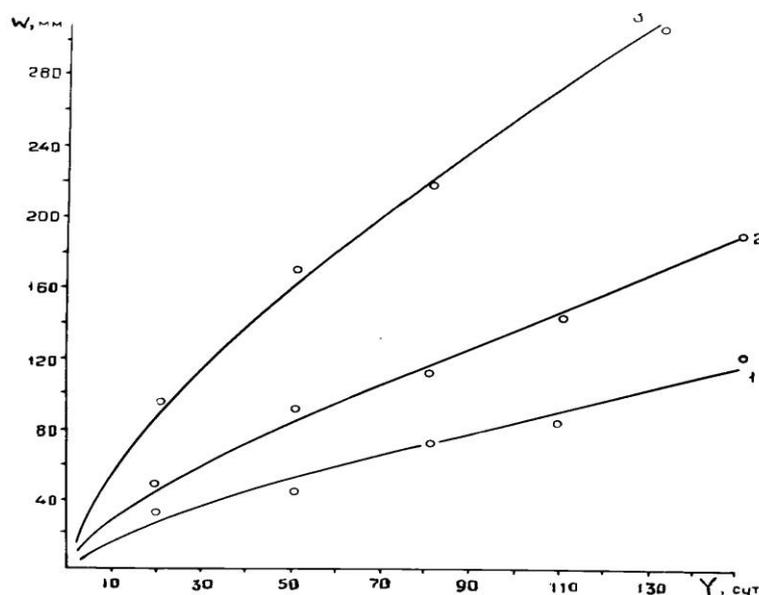


Рис. 2.1. Интегральные величины снегонакопления на нижней половине среднегорного пояса, присущие трем типам зим: 1 - малоснежному, 2 - среднему и 3 - многоснежному

Предлагаемые уравнения позволяют использовать их для определения типа будущего зимнего сезона по данным о величине

снегозапаса его первой половины, точнее – осенне-зимнего (малого) максимума снегонакопления.

Максимум снегонакопления в среднегорном поясе Заилийского Алатау приходится на конец марта – начало апреля [61,128,134,139] и с переходом к высокогорным поясам смещается на более поздние сроки вплоть до середины июня в районе гляциально-нивального пояса.

Уровень фоновой снежности горных районов юго-востока Казахстана характеризуется данными табл. 2.3, в которой приведены среднезональные величины максимального запаса воды в снежном покрове (норма); вычисленные И. В. Северским по методике, изложенной в [126,127] с использованием всей доступной фактической информации, включая данные маршрутных снегосъемок Госкомгидромета и материалы специальных наблюдений лаборатории снежного покрова и лавин Института географии АН Каз. ССР в Заилийском Алатау.

Как видно из приведенных данных, для рассматриваемой территории характерны значительные различия снежности. Наибольшей снежностью характеризуются бассейны рек на западе Джунгарского Алатау (рр. Коксу, Чиже, Кора): на большей части лавиноактивного пояса средние максимальные снегозапасы в 2- 2,5 раза больше, чем на тех же высотах на северных склонах Заилийского также и Джунгарского Алатау. При сходной ориентации долин главных рек снегозапасы на сопоставимых высотах близки, хотя и обнаруживаются некоторые межбассейновые различия, в основном определенные морфологией рассматриваемых горных хребтов. Так, на северном склоне Заилийского Алатау наибольшей снежностью отличается бассейн р. М. Алматинки, к востоку и западу от него снегозапасы на сопоставимых высотах несколько меньше. Минимальной же снежностью характеризуются бассейны рек, неблагоприятно ориентированные по отношению к господствующему в холодный период направлению атмосферного влагопереноса. Из

рассматриваемых здесь –это бассейны рек Шалкудысу и Дардамты (хребет Кетмень). Еще меньшей снежностью характеризуются орографически закрытые бассейны (Чилик в Заилийском Алатау, Ргаиты в Джунгарском Алатау, Баянкол на северном склоне хр. Сарыд-жаз) [127].

Как видно из табл. 2.3, на большей части рассматриваемой территории уже выше 1400-1500 м на максимум снегонакопления максимальный запас воды в снежном покрове превышает известный минимальный предел ($W_k=100$ мм) снегозапаса, необходимый для комфортного катания на горных лыжах и одновременно формирования таких опасных экзогенных явлений, как снежных лавин. На западе Джунгарского Алатау эта граница спускается до отметок 1200 м, и лишь на склонах хребта Кетмень и в орографически закрытых бассейнах нижняя граница возможного образования лавин из снежной доски располагается на высотах 2400-2600 м.

Как для всей исследуемой территории, так и для гор Северного Тянь-Шаня в целом типично увеличение снежности с ростом абсолютной высоты местности, однако градиенты этого увеличения в разных районах различны. Они максимальны на западной периферии горных хребтов и минимальны в орографически закрытых горных бассейнах. Абсолютные максимумы снегозапасов приурочены к гляциально-нивальному поясу.

Межгодовые колебания максимальных величин снегозапасов значительны. Так, за 18-летний период наблюдений в бассейне р. Тургень (на высоте 1600 м) экстремальные значения максимальных снегозапасов колебались в диапазоне величин 98 - 342 мм при средней величине (норме) 214 мм (см. табл. 2.5).

В зависимости от динамики снегонакопления и соответственно снежности зим количество (доля) осадков весеннего максимума за период наблюдений колебалось от 25 до 80% от их суммарного количества за холодный период года. При этом, чем меньше суммарное снегонакопление

в течение холодного периода года, тем относительно большая доля твердых осадков приходится на весенний период. Так, в малоснежные зимы в весенний период выпало более 70% осадков от суммарной величины холодного сезона, что, естественно, приводило к весьма значительному увеличению динамической нагрузки на нижележащие, как правило, весьма рыхлые слои снега и явилось одной из причин активного лавинообразования весной.

Количество снегопадов, их распределение во времени и повторяемость осадков различной обеспеченности (%) в Заилийском Алатау достаточно подробно рассмотрены в работах [128,140] и являются важными характеристиками снегонакопления. Поэтому мы лишь кратко остановимся на этом вопросе, дополнив известные сведения результатами анализа данных наблюдений в среднегорном поясе северного склона Заилийского Алатау, в бассейне р. Тургенъ.

За 18 - летний период наблюдений количество дней со снегопадами колебалось от 40 до 80 при средней величине 53 в целом за холодный период года (табл. 2.7). По мере увеличения числа дней со снегопадами отмечается естественное увеличение сумм осадков. Наибольшая продолжительность отдельных снегопадов за рассматриваемый период достигла 6 суток.

Несмотря на относительно большое количество дней с осадками в течение холодного сезона, вероятность того, что сухой день сменится днем с осадками, низка (0,11-0,29), что свидетельствует о высокой сухости и континентальности климата. В то время как вероятность появления второго дня с осадками после аналогичного первого дня резко возрастает (0,25-0,60), это свидетельствует о значительной инерции циклонических процессов и осадконакопления. Далее вероятность последовательного появления третьего дня с осадками после аналогичных первых двух равна 0,09-0,32, т.е. примерно равна вероятности появления первого дня с

осадками после сухого дня, что также свидетельствует о высокой сухости и континентальности климата исследуемого региона.

Т а б л и ц а 2.7

Количество дней с осадками за холодный период года

Зимы	Общее количество дней с осадками	Количество последовательного появления дней; осадками, включая первый день с осадками					
		2	3	4	5	6	7
1	40	25	10	2	2		
2	41	27	10	2	1	1	
3	72	29	20	11	6	4	2
4	37	19	14	4			
5	35	21	11	3			
6	51	28	14	6	3		
7	53	31	17	5			
8	51	24	15	10	1	1	
9	46	28	13	4	1		
10	47	25	15	4	2	1	
11	52	26	14	5	3	2	2
12	36	26	6	4			
13	48	36	9	3			
14	54	29	17	6			
15	68	32	18	10	4	3	1
16	63	31	20	9	2	1	
17	73	35	22	10	6		
88	80	31	25	17	6	1	
Среднее	53	28	16	7	2	1	

Таким образом, режим снегопадов достаточно растянут во времени, и характерными являются снегопады, продолжающиеся одни-двое суток.

Большая продолжительность снегопадов – явление довольно редкое, наблюдаемое далеко не каждую зиму. Такие особенности снегопадов, при прочих равных условиях, несомненно могут отразиться на интенсивности оседания свежеснегавпавшего снега и перекристаллизации как свежеснегавпавшего снега, так и его более старых горизонтов.

2. 4. Температурный режим снежной толщи

Основные исследования температурного режима снежной толщи проводились на комплексной метеорологической площадке среднегорного пояса (1600 м) в бассейне р. Тургенъ. Кроме того, измерения температуры снежной толщи проводились во время всех маршрутно-экспедиционных исследований во всем высотном диапазоне гор Средней Азии.

Режим температуры снежной толщи определялся соотношением динамики снегонакопления, хода температуры и влажности воздуха, а также особенностями тепло- и влагосодержания почвы. Суточные колебания температур воздуха проникают в толщу снега, как известно [12,13,112], на глубину до 30-40 см, а температурный режим более глубоких слоев снега определяется в основном длиннопериодными колебаниями отмеченных выше природных факторов [6,8,12,13,47,49, 66,103,111,153].

Многолетние наблюдения за режимом температур снега показывают, что в среднегорном поясе Заилийского Алатау нижние горизонты снега имеют температуры в течение всего холодного периода года в пределах - 0,8-1,5°С, понижаясь в малоснежные и холодные зимы до -4,0-5,5°С градусов. Кроме того, при относительно небольшой толщине снежного покрова (30-50 см), формирующегося в условиях среднегорного пояса на талой и относительно теплой почве, в снежной толще возникают градиенты температуры до 1,8-2.4 град/см, что предопределяет высокую

активность процессов сублимационного снега с формированием лавиноопасных горизонтов глубинной изморози.

По мере увеличения толщины снежного покрова градиент температуры уменьшается, исключения составляют самые приповерхностные слои снега, температурное состояние которых определяется суточными колебаниями температуры и влажности воздуха, а также режимом радиационного баланса [135]. С переходом к гляциальному поясу резко изменяется тепло- и влагосодержание подстилающей поверхности. Снег ложится на холодную и, как правило, промерзшую поверхность, что нередко приводит к возникновению отрицательных градиентов в отложенном снеге [18]. Температурный режим снега в таких условиях определяется в основном длиннопериодными колебаниями температуры воздуха и теплосодержанием подстилающей поверхности (табл. 2.8).

Т а б л и ц а 2.8

Температура снежной толщ на леднике Туюксу

Глубина от пов-ти снега, см	месяцы						
	XI	XII	I	II	III	IV	V
0	-10,0	-16,7	-13,0	-13,7	-12,1	-4,6	-1,6
5	-10,0	-16,4	-17,4	-13,6	-12,2	-6,0	-2,0
10	-9,9	-16,0	-17,2	-13,4	-12,2	-7,6	-1,9
20	-9,4	-15,0	-16,6	-13,1	-12,2	-8,2	-1,4
30	-8,9	-13,7	-16,1	-12,9	-12,1	-8,4	-1,5
50	-8,1	-10,8	-15,4	-12,4	-11,7	-8,3	-1,6
75			-13,9	-11,8	-11,1	-8,0	-1,8
100				-10,3	-10,5	-7,9	-2,1
125				-9,2	-9,5	-7,7	-2,4
150						-7,6	-2,7

Снежная толща отличается малыми вертикальными градиентами температуры, наблюдается близкое к изотермическому состоянию в снежной толще. Температура нижних слоев снежной толщи в гляциальном поясе ниже на 5-7 градусов, чем в аналогичных слоях в среднегорном поясе.

Величины среднего по снежной толще температурного градиента в течение холодного периода года значительно различаются от сезона к сезону. Однако динамика изменений температурных градиентов в снежной толще в течение холодного сезона относительно постоянна из года в год (рис. 2.2). По мере увеличения снегозапаса наблюдается постепенное снижение величин температурных градиентов до нуля к концу зимнего сезона.

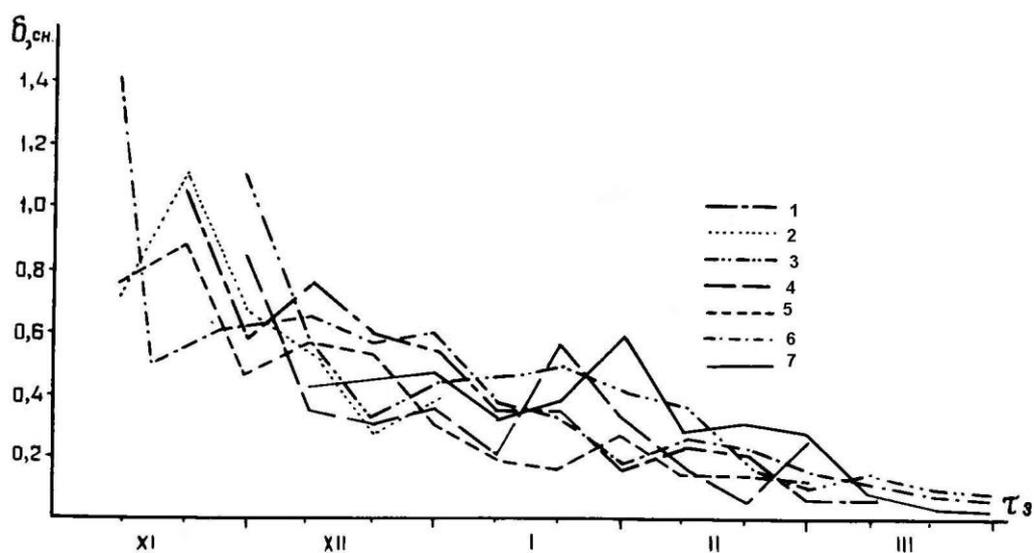


Рис. 2.2. Ход температурных градиентов в снежной толще в течение холодного периода за ряд зим

Величины температурных градиентов более 0,2 град/см и выше сохраняются в снежной толще среднегорного пояса практически до конца февраля – начала марта, т. е. температурные градиенты, достаточные для

интенсивной сублимационной перекристаллизации снега, сохраняются в среднегорном поясе в течение 130 - 150 суток.

При толщине снежного покрова более 1,0 - 1,2 м температурный градиент в снежной толще снижается до минимума (около 0,2 град/см и менее), соответственно снижается и активность сублимационного роста кристаллов снега. В условиях среднегорного пояса Заилийского Алатау такая ситуация складывается обычно весной в период весеннего максимума снегонакопления. Влияние снегозапаса на величину среднего по снежной толще температурного градиента достаточно определенно проявляется в течение всего многолетнего ряда наблюдений.

В гляциальном поясе величины температурных градиентов малы в течение всего холодного периода года [18] и практического влияния на сублимационный рост кристаллов не оказывают.

ВЫВОДЫ. Рассмотрены и выявлены характерные черты режима снегонакопления, играющие определенную роль в динамике его структурных и прочностных изменений. По срокам установления снежного покрова выделяются следующие особенности: 1) залегание устойчивого снежного покрова в центральной наиболее возвышенной части хребта происходит на 4-8 суток раньше, чем на его окраинах [126,135]; 2) разница дат залегания устойчивого снежного покрова, определенная высотой местности, в среднегорном поясе равна 15-25 суткам между верхними и нижними его уровнями; 3) разница дат залегания устойчивого снежного покрова, определенная экспозицией, зависит от абсолютной высоты местности и возрастает от единовременного залегания в гляциальном и субальпийском поясах до 30-45 суток на нижних уровнях среднегорного пояса; 4) в лиственном лесу с сомкнутостью крон до 0,2-0,3 и в хвойном лесу с сомкнутостью крон до 0,3-0,4 сроки установления снежного покрова близки к таковым на луговых поверхностях, а при сомкнутости крон более

0,6 постоянный снежный покров практически не образуется; 5) на относительные даты установления снежного покрова влияет режим снегонакопления – чем выше снежность, тем ниже различия, и наоборот; 6) межсезонные колебания дат установления снежного покрова относительно средних многолетних дат возрастают с 5-10 суток в высокогорных поясах до 25-45 суток на нижних уровнях среднегорного пояса.

Наибольшие снегозапасы приурочены к центральной наиболее возвышенной части хребта. По абсолютной высоте в пределах среднегорного пояса величины снегозапаса колеблются от 115-140 мм на его нижних уровнях до 200-245 мм на его верхних. В высокогорных поясах величины снежности еще более возрастают, однако там отмечается и возрастание роли ветрового воздействия на отложенный снег.

Рассматривая динамику снегонакопления в течение холодных сезонов в рамках традиционной трехступенчатой типизации (мало-, средне- и многоснежного) зим, количественно обоснована возможность такого деления. При этом выявилось следующее: 1) подавляющее большинство зим в течение холодного периода года (в каждый зимний месяц) переходит из одного типа в другой, и наоборот; 2) по критерию Стьюдента достоверно различие как в течение холодного периода года, так и на максимум снегонакопления только малоснежных и многоснежных зим; 3) различие между малоснежными, средними и многоснежными типами зим достоверно в ноябре, декабре и январе, т.е. в первой половине холодного периода; 4) различия между средними и многоснежными зимами не достоверно на максимум снегонакопления. Такие данные практически позволяют по данным о снегонакоплении первой половины холодного периода года определять тип будущей зимы.

Выделяются два различных температурных режима снежной толщи, характерные для среднегорного и высокогорных поясов. В среднегорном поясе температурные условия структурных изменений снега в среднем на

5-6 градусов выше, чем в высокогорных поясах. Высокие (0,2 град/см и выше) температурные градиенты характерны только для среднегорного пояса, где они сохраняются в снежной толще в течение 130-150 суток. В высокогорных поясах величины температурных градиентов снежной толщи 0,2 град/см и выше – явление довольно редкое.

Описанные особенности природных условий являются фоном, характерными (региональными) чертами, которые во многом определяют режим структурных и прочностных изменений снега и которые необходимо учитывать при определении изучаемых характеристик снега.

ГЛАВА III. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА

Известно [4, 6, 7, 9, 12,13, 40, 41, 45, 48, 49, 61, 65, 80, 86, 98, 122, 143, 169], что структурные свойства снега лежат в основе всех его физических характеристик и, в частности, прочностных, именно с ними связаны показатели устойчивости снежного покрова на склонах гор, а также комфортность и безопасность катания на лыжах, проведение других рекреационных занятий в горах зимой. Этим определяется необходимость изучения процессов перекристаллизации снега.

Кристаллы природного льда (снега) относятся к гексагональному классу сингонии, что предопределяет и характерный для них габитус кристаллов, межкристаллические связи, количество последних в удельном объеме, характерную ориентировку кристаллов в поле тепло - и влажнопотока внутри снежной толщи и многие другие физические [9,38,47,167,170] характеристики.

В качестве основного показателя структурных характеристик снежного покрова принят средний диаметр кристаллов снега, с которым тесно связаны основные физико-механическими характеристиками снежной толщи.

3. 1. Методика исследований

Исследования структурных и прочностных свойств снега проводились в составе комплексных научно-исследовательских работ по снеголавинной тематике, проводимых в течение продолжительного периода лабораторией снежного покрова и лавин Института географии Академии наук Республики Казахстан в горах юго-востока Казахстана и ряда других горных районов Средней Азии.

В ходе этих работ проводились регулярные измерения структурных и прочностных характеристик снежной толщи на сети снегомерных

площадок по всем высотным профилям изучаемых горных хребтов, на склонах разной ориентации и с различным типом подстилающей поверхности. В ходе стационарных и маршрутных исследований ежегодно проводилось не менее 10-12 тыс. измерений кристаллов снега по нижним и средним горизонтам снежной толщи и около 8 тыс. измерений кристаллов по верхним. Количество измерений прочностных характеристик снега проводилось на порядок меньше, а количество измерений послойной плотности снега составляло около 400 измерений в нижних и средних горизонтах и более 200 - в верхних ежегодно.

Основной объем натуральных наблюдений проведен в центральной наиболее возвышенной части северного склона хребта Заилийский Алатау, в бассейне реки Тургень: количество опытных площадок, расположенных в диапазоне высот от 1000 до 2600 м, менялось в разные годы от 15 до 36. На каждой из них в течение холодного периода года регулярно проводились специальные наблюдения, включающие описание стратиграфии снежной толщи, измерение толщины снежного покрова и каждого горизонта, измерение прочностных характеристик каждого горизонта, послойной плотности и температуры каждого горизонта снега. Прочностные характеристики снега, сопротивление на сдвиг и разрыв измерялись как стандартной рамкой ($S=100 \text{ см}^2$), так и пенетрометром конструкции А. И. Королева [85]. Эти наблюдения сопровождались послойным измерением твердости снега (сопротивление индентору) с помощью пенетрометра А. И. Королева [85] усовершенствованной конструкции.

Для описания форм кристаллов снега и измерения их диаметра в комплексе упомянутых работ проводилось послойное фотографирование снежных кристаллов. Фотосъемка проводилась на техническую негативную фотопленку «Микрат-300» зеркальной фотокамерой типа

«Зенит», снабженной специальной насадкой МНФ-3 с подвижным столиком для размещения кристаллов снега.

Последующие измерения морфометрических характеристик кристаллов снега проводились с фотопленки с помощью проектора 5ПО-11 при увеличении от 7 до 30-крат. Такой способ, помимо корректировки кристаллического состава различных горизонтов снега, позволял производить непосредственные измерения кристаллов снега с заданной точностью [101].

При расчете средних диаметров кристаллов снега (табл. 3.1) мы воспользовались методическими разработками М.Н. Лаптева [101], которые позволяют рассчитывать основные показатели структуры снега.

При изучении такой динамичной и многообразной среды, как снежная толща и для обоснования способов расчета изучаемых характеристик, прежде всего необходим статистический анализ по определению показателей изменчивости, разнообразия, распределения и погрешности измерения. Поэтому были проведены массовые измерения, позволяющие провести корректную статистическую обработку фактического материала и получать относительно устойчивые результаты.

Многолетние измерения кристаллов снега в различных горизонтах показали, что изменчивость их величин значительна и зависит как от скорости их сублимационного роста, так и степени зрелости горизонтов к моменту измерения. Это, в свою очередь, требует производства достаточно большого количества измерений в определенные периоды времени (не фиксированные, а связанные с продолжительностью залегания горизонтов снежной толщи), что подтверждается аналогичными исследованиями, проведенными на Кавказе, в Сибири [76,77,78,79,80,85,89,91,96,102,103].

Из статистики известно, что оптимальный объем выборки пропорционален степени изменчивости признака. Мы воспользовались методическими рекомендациями [118] и провели массовые (до 300)

измерения диаметра кристаллов снега во всех горизонтах снежной толщи во время каждого исследования (рис. 3.1.), результаты которых показывают, что при уровне вероятности ($P = 0,95$) и погрешности измерений $p=5\%$ необходимо проводить дифференцированное и достаточно большое количество измерений (от 20 до 120), зависящее от диаметра кристаллов, что требует больших затрат.

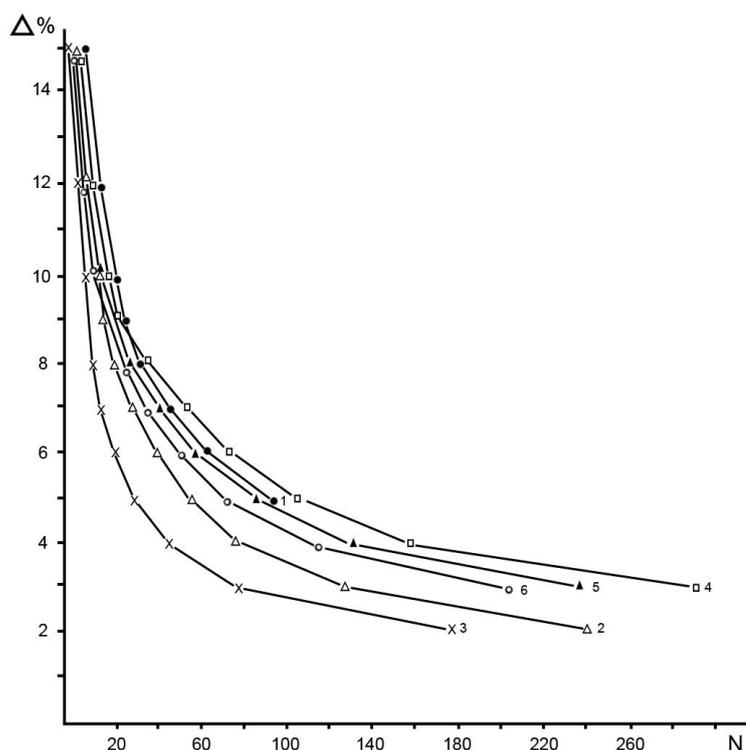


Рис. 3.1 Зависимость относительной погрешности измерений ($\Delta, \%$) среднего диаметра кристаллов снега в различных генетических горизонтах от числа измерений (N): 1 — свежевыпавший снег; 2 — мелкозернистый (гранная стадия); 3 — среднезернистый (полускелетная стадия); 4 — крупнозернистый (скелетная стадия); 5 — глубинная изморозь; 6 — кристаллы режеляционного типа метаморфизма

Поэтому в предлагаемой работе мы снизили уровень вероятности (P) до 90%, т.е. увеличили допустимую погрешность измерений (p) до 10%. В результате снизилось необходимое количество измерений кристаллов снега до 10-30 в зависимости от преобладающего их типа и диаметра в

выборке. Все последующие измерения кристаллов снега были проведены с учетом этого результата.

Определив, таким образом, необходимое количество измерений диаметра кристаллов снега при заданном уровне вероятности (P), рассчитывали показатели среднего, разнообразия и точности опыта во всех исследуемых горизонтах снега (табл. 3.1). Из табл. 3.1 видно, что погрешность измерений находится в пределах 2-5%, что считается [118] достаточно точным.

Т а б л и ц а 3.1

Результаты измерений показателей среднего (D), разнообразия (g) и погрешности опытов (p) при оценке величин перекристаллизации снега

Средний диаметр, мм	Среднеквадратич. отклонение, мм	Коэффициент вариации, %	Погрешность опыта, %
0,5±0,02	0,11±0,02	2	30,48
1,1±0,06	0,22±0,0	20	50,98
1,6±,08	0,38±0,06	24	50,83
1,9±0,08	0,33±0,06	17	50,85
2,0±0,09	0,37±0,07	18	50,90
2,5±0,13	0,51±0,09	20	50,94
3,1±0,05	0,18±0,04	6	20,39
4,1±0,06	0,20±0,04	5	30,39
4,4±0,Н	0,42±0,08	10	30,46
4,8±0,10	0,39±0,07	8	20,41
5,0±0,09	0,30±0,06	6	20,41
5,5±0,13	0,46±0,09	8	20,40
5,9±0,19	0,76±0,14	13	30,54

Послойная плотность снега определялась бюксами ($V=57 \text{ см}^3$) и взвешивалась тут же в шурфе с погрешностью $\pm 0,5$ г на медицинских весах. Достоверность измерения послойной плотности такими бюксами

также определялась на основе массовых измерений (до 100) в каждом горизонте снежной толщи, которые позволили выявить необходимое количество измерений. Здесь также принят стандартный 95% уровень вероятности, для чего достаточно проводить 3-4 измерения, при 5% погрешности измерений (рис. 3.2.) .

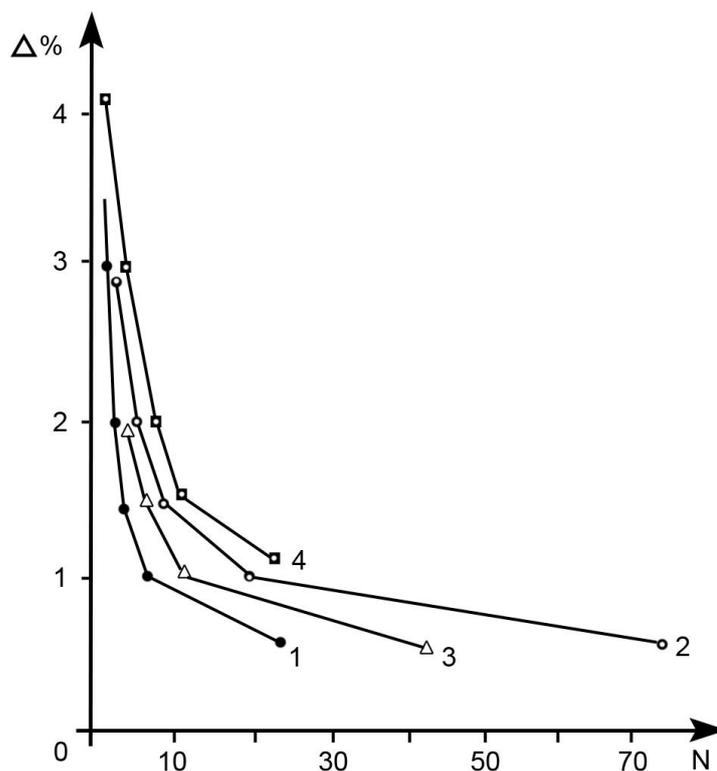


Рис. 3.2. Зависимость относительной погрешности измерений ($\Delta, \%$) средней плотности снега в различных генетических горизонтах от числа измерений (N):

1 – мелкозернистый (гранная стадия); 2 – среднезернистый (полускелетная стадия); 3 – крупнозернистый (скелетная стадия); 4 – глубинная изморозь

Кроме того, во время проведения всех маршрутных работ фиксировались все сошедшие лавины, определялась возможная причина их схода и по возможности измерялись структурные и прочностные характеристики снега в лавиносборах непосредственно в зонах отрыва лавин.

Наибольший объем измерений структурных и прочностных характеристик снега проведен на опытных площадках (северной и горизонтальной) зимнего стационара «Тургень» в бассейне р. Тургень, на которых проводился комплекс ежедневных метеорологических и непрерывных актинометрических наблюдений, регулярные (не реже 2-х раз в декаду) снегомерные съемки с описанием стратиграфии снежной толщи и измерением всех характеристик снега.

Прочностные свойства снега измерялись 1-2 раза в месяц. В конце зимы (март - апрель), до начала весенней активизации осадков и снеготаяния ежегодно проводилась обязательная съемка упомянутых показателей структуры и прочности снега на всех опытных площадках учащенно – один раз в 7-10 дней. Дополнительные наблюдения проводились в разные годы на типичных склонах, практически, всего высотного профиля горных хребтов юго-востока Казахстана в Джунгарском Алатау (бассейны рек Кара, Чиже и Лепса), Терской Алатау (бассейны рек Каркара, Тургень-Аксу, Чон-Кызылсу и Барскаун) и в Заилийском Алатау (бассейны рек Тургень, Большая и Малая Алматинки и Каскелен).

При выборе экспериментальных площадок мы постарались охватить основные типы подстилающей поверхности во всем высотном диапазоне обследованных хребтов, на которых наблюдается регулярное для лавинообразования [129, 130, 131, 133] снегонакопление, эти же открытые луговые поверхности одновременно являлись излюбленными местами катания на горных лыжах, сноубордах «по целику».

Общее количество экспериментальных площадок на северном склоне Заилийского Алтау за весь период наблюдений достигало 64. Практически половина из них (32) расположены на восточной окраине центральной части хребта Заилийский Алатау во всем высотном диапазоне бассейна р. Тургень. Из них основная часть экспериментальных площадок размещена

в среднегорном поясе – зоне наиболее комфортных условия для катания на горных лыжах и одновременно в зоне наиболее активного лавинообразования [128].

Таким образом, наблюдениями охвачено большое разнообразие условий, что в сочетании с материалами наблюдений на снеголавинных станциях Госкомгидромета в бассейнах Большой и Малой Алмаатинок позволяет наиболее обоснованно выявить основные черты динамики структурных и прочностных характеристик снега на лавиноактивных склонах Заилийского Алатау.

3. 2. Деструктивный метаморфизм и оседание снега

Известно [6,9,48,144,161], что процесс деструктивного метаморфизма снега начинается в результате морфологической нестабильности поверхности снежинок, попавших в условия, резко отличные от тех, где они возникли (в атмосфере), и сводится к их стремлению вновь обрести равновесное состояние, обладающее минимальной поверхностной энергией. Ведущую роль в этом процессе играет миграция молекул водяного пара [67, 173]. Различают два типа сублимационного метаморфизма снега – градиентный и безградиентный, а также метаморфизм таяния – смерзания [161]. Во всех случаях внешние снежно-метеорологические условия определяют тип метаморфизма снега, начиная с момента его выпадения и вплоть до полного исчезновения. От того, по какому типу будет развиваться процесс метаморфизма снега, зависят физические характеристики снега (комфортность катания), в том числе и прочностные.

В толще свежеснег выпавшего снега в условиях континентального типа климатов процесс деструктивного метаморфизма начинается под действием высоких температурных градиентов, что приводит к быстрому

испарению ветвей снежинок и резкому падению величин связности (прочности). Одним из внешних проявлений деструктивного метаморфизма снега является чрезвычайно быстрое оседание слоя свежевывпавшего снега.

Наблюдениями установлено, что разрушение снежинок в условиях среднегорного пояса Заилийского Алатау (без ветрового воздействия) происходит в течение 1-6 суток [128]. Причем скорость деструктивного разрушения снежинок в основном зависит как от температурных условий снегопадов и непосредственно после снегопада, так и величин осадков.

Вследствие деструктивного метаморфизма к исходу 2-5 суток (в зависимости от термического режима и свойств свежеотложенного снега) дендритовые кристаллы снега трансформируются в полиэдры, которые особенно в первое время своего существования остаются почти бессвязными. При частых и обильных снегопадах в многоснежные зимы происходит интенсивное уплотнение снега вследствие быстро возрастающей динамической нагрузки, в результате чего продолжительность периода деструктивного метаморфизма возрастает. При этом слои свежевывпавшего снега более продолжительное время состоят из различных обломков и ветвей первично-идиоморфных кристаллов. Такие различия отражаются на характере и скорости оседания, особенно в первые дни после снегопадов, соответственно на его прочностных характеристиках и скорости дальнейшей сублимационной перекристаллизации.

Анализ скоростей оседания свежевывпавшего снега в первые несколько суток после снегопада показывает достаточно высокое их разнообразие, определенное многими снежно-метеорологическими условиями. Разделение этих данных только по величинам плотностей свежевывпавшего снега на две группы: 1) до $100-120 \text{ кг/м}^3$ и 2) 121 кг/м^3 и

более позволило выделить некоторые характерные черты режима оседания свежеснеговывпавшего снега.

Прежде всего, при небольших снегопадах (не более 15-20 см) отмечаются и более низкие скорости его оседания, что во многом является отражением величин нагрузки. При этом интенсивность процесса оседания наибольшая в первые 2-3 суток после снегопадов, что в таких условиях обусловлено высокой активностью деструктивного метаморфизма снега. При этом в слое свежеснеговывпавшего снега происходит практически полное испарение ветвей (дендритов) снежинок и быстрое его переформирование в рыхлую полиэдрическую стадию. Наиболее интенсивно такие процессы характерны для малоснежных зим (тип 1), а также и зим со средними величинами снегонакопления в условиях практического отсутствия ветрового воздействия в среднегорном поясе Заилийского Алатау (тип 2).

При более значительных снегопадах (более 20-25 см), когда начальная плотность свежеснеговывпавшего снега, как правило, превышает 100-120 кг/м³, отмечаются и наибольшие начальные скорости оседания в результате преимущественной динамической нагрузки с последующим относительно монотонным падением скоростей оседания во времени, что приводит к существенному замедлению (иногда и подавлению) его сублимационной перекристаллизации.

В результате такие горизонты относительно долгое время состоят как из ядер снежинок, так и множества различных обломков первично-идиоморфных структур и характеризуются значительно более высокой прочностью. Такие условия характерны для многоснежных зим в Заилийском Алатау (тип 3), а также для периода весенней активизации циклонических процессов и связанных с ней интенсивных снегопадов.

В высокогорном поясе начальные структурные изменения снега происходят в основном под разрушающим действием ветра и на фоне более низких температур воздуха. При этом более или менее интенсивный

ветровой поток большей частью механически перемалывает первоначальные структуры свежеснегавпавшего снега. Далее на участках с достаточно интенсивной ветровой деятельностью создается разница давления воздуха над снежной поверхностью и внутри нее [56,57,58], что приводит к формированию направленного потока тепла и влаги через снежную толщy, практически без участия температурного градиента. В результате действия таких условий происходит испарение различных мелких частиц снега и формирование более или менее однородной зернистой структуры.

Дальнейшее существование такой зернистой структуры целиком зависит от величин снегонакопления и интенсивности ветрового воздействия. В надувах, где накапливаются большие массы снега, сублимационная перекристаллизация практически отсутствует. Наблюдения в надувах, а также в многоснежных бассейнах Джунгарского Алатау показывают, что при достижении плотности свежеснегавпавшего снега 360 кг/м^3 и более процессы конструктивного сублимационного метаморфизма практически полностью подавлены. В зонах, где ветер сносит только часть снега, постоянное воздействие ветрового потока приводит к формированию устойчивого направленного потока тепла и влаги из снежной толщи, что в результате приводит к его сублимационной перекристаллизации и формированию относительно рыхлых (сыпучих) горизонтов, обладающих низкой прочностью.

3. 3. Конструктивный метаморфизм снега

Целенаправленные исследования структурно-прочностных свойств снежного покрова в Заилийском Алатау начали проводиться с 1962 года [18, 80,124,125,126] и сводятся к следующему. Как показали исследования, в горах юго-востока Казахстана в условиях среднегорного пояса в

развитии снежной толщи доминируют процессы конструктивного метаморфизма. К началу снеготаяния в строении снежной толщи отчетливо выделяются три горизонта: на почве – горизонты рыхлой глубинной изморози, над ним – слои среднекристаллического рыхлого снега с большим содержанием полускелетных и скелетных форм кристаллов, а на поверхности снежного покрова – слои свежавыпавшего снега, образовавшиеся в результате весенних снегопадов. Такое строение типично для всех луговых склонов гор юго-востока Казахстана, гор юга России и юга Сибири, кроме южных склонов, где снежный покров либо вовсе отсутствует, либо представлен чередованием горизонтов вторично смерзшегося снега и прочных снежно-ледяных корок и настов радиационного происхождения.

Снежно-метеорологические условия в среднегорном поясе Джунгарского Алатау и Северного Тянь-Шаня в целом благоприятны для интенсивной сублимационной перекристаллизации снега: сравнительно небольшая (до 40-60 см) высота снежного покрова в первой половине зимы, большие вертикальные градиенты температуры в снежной толще (до 1,40-1,96 град/см), отсутствие существенного ветрового уплотнения снега - все эти факторы обуславливают интенсивную сублимационную перекристаллизацию снега и его развитие по типу разрыхления с формированием мощного (до 30-50 см) рыхлого (сыпучего) лавиноопасного горизонта скелетных форм крупнокристаллической глубинной изморози. Особенно ярко этот процесс проявляется в малоснежные, холодные зимы, когда почти вся снежная толща характеризуется исключительно малой прочностью.

В многоснежные зимы снежная толща развивается здесь в условиях значительного уплотнения под действием собственного веса при ограниченном развитии процессов сублимационного разрыхления и

отличается сравнительно высокой плотностью, малой пористостью и слабым развитием лавиноопасного горизонта разрыхления [128].

Уже выше верхней границы леса на формирование и развитие снежного покрова все более сказывается ветровое перераспределение и уплотнение снега и все более значительное осенне – зимнее выхолаживание подстилающей поверхности, вследствие чего снежная толща в высокогорье развивается по типу уплотнения. Стратиграфия снежной толщи здесь сложна и характеризуется наличием многочисленных радиационных корок и метелевых настов, процессы сублимационного метаморфизма в значительной степени подавлены, и снежный покров в целом отличается повышенной плотностью и значительно более высокой прочностью, чем в среднегорном поясе. Полученные в последние годы материалы инструментальных измерений [26,27,28,29,30,31] в целом подтверждают эти выводы.

Проведенный выше анализ деструктивной стадии перекристаллизации снега показал, что увеличение снегонакопления приводит к снижению активности сублимационной перекристаллизации снега и увеличению временного интервала их существования. В таких условиях отмечается более высокая плотность снега по сравнению с малоснежными зимами. Переход из одной стадии в другие не имеет четких временных границ, т. е. такие различия могут сохраниться достаточно долгое время и отразиться при переходе к конструктивной стадии перекристаллизации снега.

Измерения диаметра кристаллов снега в нижних и средних горизонтах снежной толщи за многолетний период наблюдений показывают как закономерное увеличение диаметра кристаллов снега в течение холодного сезона, так и значительное разнообразие от сезона к сезону (табл. 3.2). Поэтому для количественного определения влияния измеряемых природных факторов холодного периода целесообразно

рассмотреть конструктивную стадию перекристаллизации снега на примерах, соответствующих трем выделенным типам зим по режиму снегонакопления.

Т а б л и ц а 3. 2

Средний диаметр кристаллов снега сублимационного типа метаморфизма (мм.) на метеорологической площадке (1600 м) в бассейне р. Тургень за непрерывный ряд зим

Месяцы					типы зим
XI	XII	I	II	III	
0,8	1,5	2,2	3,3	3,2	3
1,2	2,7	3,6	3,8	3,3	2
0,7	1,7	2,6	3,1	3,3	2
0,4	1,5	2,7	3,2	1,8	2
0,5	1,9	2,8	2,9	2,6	2
0,9	2,1	2,9	3,4	2,9	2
0,4	1,2	2,3	3,0	2,7	3
0,8	1,3	2,4	3,4	3,0	2
0,6	1,8	2,6	3,2	2,9	2
0,7	2,4	3,4	3,7	3,4	1
1,0	1,6	2,9	2,7	2,6	3
0,8	2,0	2,6	3,1	3,0	2
1,1	2,6	2,8	3,1	2,7	3
0,9	1,7	2,4	2,9	3,1	3

Классической для малоснежных зим является зима 1983 /84 годов. Она характеризовалась чрезвычайно поздним (22.11) образованием устойчивого снежного покрова, но температурами воздуха ниже нормы. Около 70% суммы твердых осадков холодного периода выпало лишь весной. Зимой в небольшой толще снежного покрова (до 30-40 см) вплоть до весенней активизации снегонакопления отмечаются высокие (более 0,3 град/см) температурные градиенты, что привело к весьма интенсивному

сублимационному росту кристаллов снега. Так, в декабре скорости роста кристаллов снега достигли $0,4 \cdot 10^{-3}$ мм/сут, а к середине - концу февраля в периоды активизации снегонакопления они снизились в тех же горизонтах до $3,2 \cdot 10^{-2}$ мм/сут.

Формирование четко ограненных кристаллов снега завершается здесь к концу третьей недели после образования слоя. Вне зависимости от времени завершения гранной стадии в горизонтах разрыхления появляются отдельные полускелетные кристаллы диаметром до 2 мм в виде плоских и столбчатых призм. Уже к исходу четвертой недели данный горизонт полностью трансформировался в слой полускелетных кристаллов. К этому времени появляются отдельные скелетные кристаллы снега диаметром до 3,0 мм и начинает формироваться волокнистая вертикальная текстура горизонтов, т. е. происходит образование относительно постоянных путей миграции водяных паров в снежной толще под действием температурных градиентов. Появление волокнистой текстуры в горизонтах снега приводит к относительной стабилизации кристаллического скелета таких горизонтов и практическому затуханию процессов оседания в них.

Примерно через 50-60 суток после формирования горизонта он полностью трансформируется в слой скелетных кристаллов со средним диаметром 2,4-2,6 мм, а еще через 15-20 суток такие горизонты практически полностью переходят в горизонты крупнокристаллической глубинной изморози.

На максимум перекристаллизации данной зимы (конец февраля) нижние горизонты снежной толщи состояли из разных по размеру скелетных кристаллов снега, а верхние – из полиэдрических и переходных кристаллов. Коэффициент расслоения снежной толщи, предложенный [73] как отношение толщины скелетных горизонтов к общей толщине снежного покрова, к этому времени составил 0,88.

Межкристаллические связи в горизонтах глубинной изморози в подавляющем большинстве представлены цепями (друзами) тонких ниточек, состоящих из различных фрагментов и обломков кристаллов снега.

Наличие такой хрупкой структуры снежной толщи с относительно низкими характеристиками прочности свидетельствует о наличии высокой потенциальной лавинной опасности, которая может реализоваться при самых минимальных и многообразных внешних воздействиях на снежную толщу. Такие горизонты снега, обладая весьма низкой прочностью, в большинстве своем не выдерживают вес лыжника, тем самым затрудняя комфортное и безопасное катание.

В обычные по снежности зимы вследствие возрастания поверхностной нагрузки и снижения среднего градиента температуры в толще снега условия свободного роста кристаллов снега несколько хуже в сравнении с рассмотренными (рис. 3.3).

Наиболее характерным является динамика структурно-прочностных свойств снежного покрова в зимы с близким к норме снегонакопления, типа зимы 1975/76 годов, в целом повторяемость которых превышает 60% в ряду наблюдений. Снежная толща развивалась в этом году при близком к норме режиме снегонакопления и несколько повышенном температурном фоне. Величины температурных градиентов в снежной толще колебались от 0,52 град / см в начале и середине холодного периода до 0,13 град/см в самом его конце (см. рис. 3.3), что почти на порядок ниже, чем в холодную и малоснежную зиму 1983/84 годов. Скорости роста кристаллов снега колебались от $5,3 \cdot 10^{-2}$ мм/сут. в начале холодного периода до $3,0 \cdot 10^{-3}$ мм/сут. в его конце.

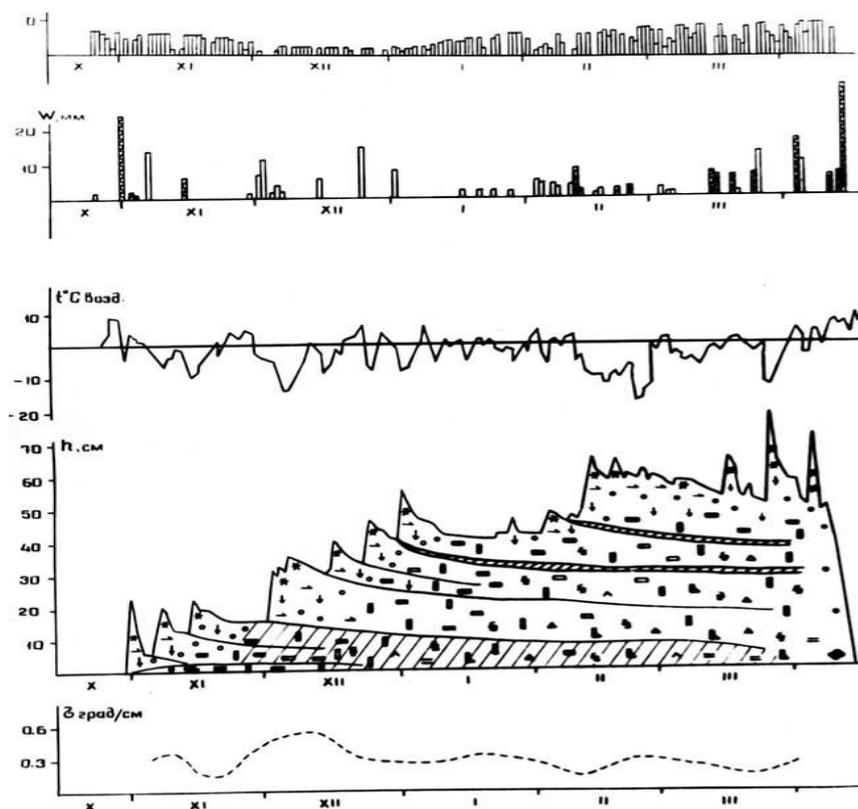


Рис. 3.3. Снежно-метеорологические характеристики и кристаллическая структура снежной толщи обычные по снежности зимы в бассейне р. Тургень (1600 м): Q- продолжительность освещения экспериментальной площадки; W, мм -количество осадков (#-жидкие, \$-смешанные, *-твердые); $t^{\circ}\text{C}$ -среднесуточная температура воздуха; h, см -высота и текстурные особенности снежной толщи; δ град/см -среднедекадный градиент температуры снега.

Условные обозначения кристаллического состава снежной толщи:

*-свежевыпавший снег, \neg - обломки снежинок, ■-полиэдрическая, —-гранная плоская призма, ▣-гранная столбчатая призма, ▤-полускелетная плоская призма, ▥-полускелетная столбчатая призма, □-скелетная плоская призма, ▧-скелетная столбчатая призма, Δ-скелетная пирамида (пуля), ∞-друзы скелетных кристаллов, △-разрушающиеся скелетные кристаллы, ●- кристаллы режеляционного метаморфизма.

Текстурные характеристики снежной толщи:

↓-осевший и уплотненный, → — перенесенный ветром, " -слабая волокнистая текстура, ≈-хорошо выраженная волокнистая текстура, /-слабое смерзание кристаллического скелета, //-прочное смерзание кристаллического скелета

Деструктивная стадия перекристаллизации снега завершилась в основном к концу третьей декады с момента образования снежного покрова, т.е. почти на декаду позже, чем в зиму 1983/84 годов. Еще через две недели (10-15 суток) здесь сформировались полускелетные (переходные) формы кристаллов снега, период существования которых очень непродолжителен, т. к. в таких горизонтах уже идет собственно конструктивный метаморфизм, с формированием скелетных форм. Формирование последних завершается через 55-70 суток после залегания слоя.

На максимум перекристаллизации снега (конец февраля) нижние горизонты снежной толщи представлены скелетными кристаллами глубинной изморози, а верхние – слоями первично-идиоморфных кристаллов снега. Коэффициент расслоения к этому времени достиг 0,72.

Относительно интенсивная и продолжительная сублимационная перекристаллизация снега привела к формированию лавиноопасной пористой структуры снега с непрочными кристаллическими связями (см. рис. 3.3), представленными различными обломками и фрагментами скелетных кристаллов снега.

В многоснежные зимы процессы конструктивного метаморфизма еще более подавлены. Типичный пример развития снежной толщи в таких условиях – многоснежная зима 1974/75 годов, которая характеризовалась несколько пониженным температурным фоном.

Величины температурных градиентов в снежной толще колебались от 0,44 в ноябре - декабре до 0,06 град/см в конце февраля, что несколько ниже, чем зимой 1975/76 годов. Максимальная скорость роста кристаллов снега зимой 1974/75 годов в конце ноября не превышала $5,0 \times 10^{-2}$ мм/сут, что ниже, чем в зимы со средним многолетним режимами снегонакопления, а в середине и конце холодного периода она сократилась до $6,7 \times 10^{-3}$ мм/сут.

Многоснежный режим снегонакопления вне зависимости от температур воздуха предопределил относительно низкую интенсивность сублимационной перекристаллизации. Гранная стадия перекристаллизации представлена более уплотненными слоями снега, в основном состоящими из гранных призмочек. Кристаллы переходных (полускелетных) форм снега появились в среднем через 35-40 суток после образования устойчивого снежного покрова (рис. 3.4.).

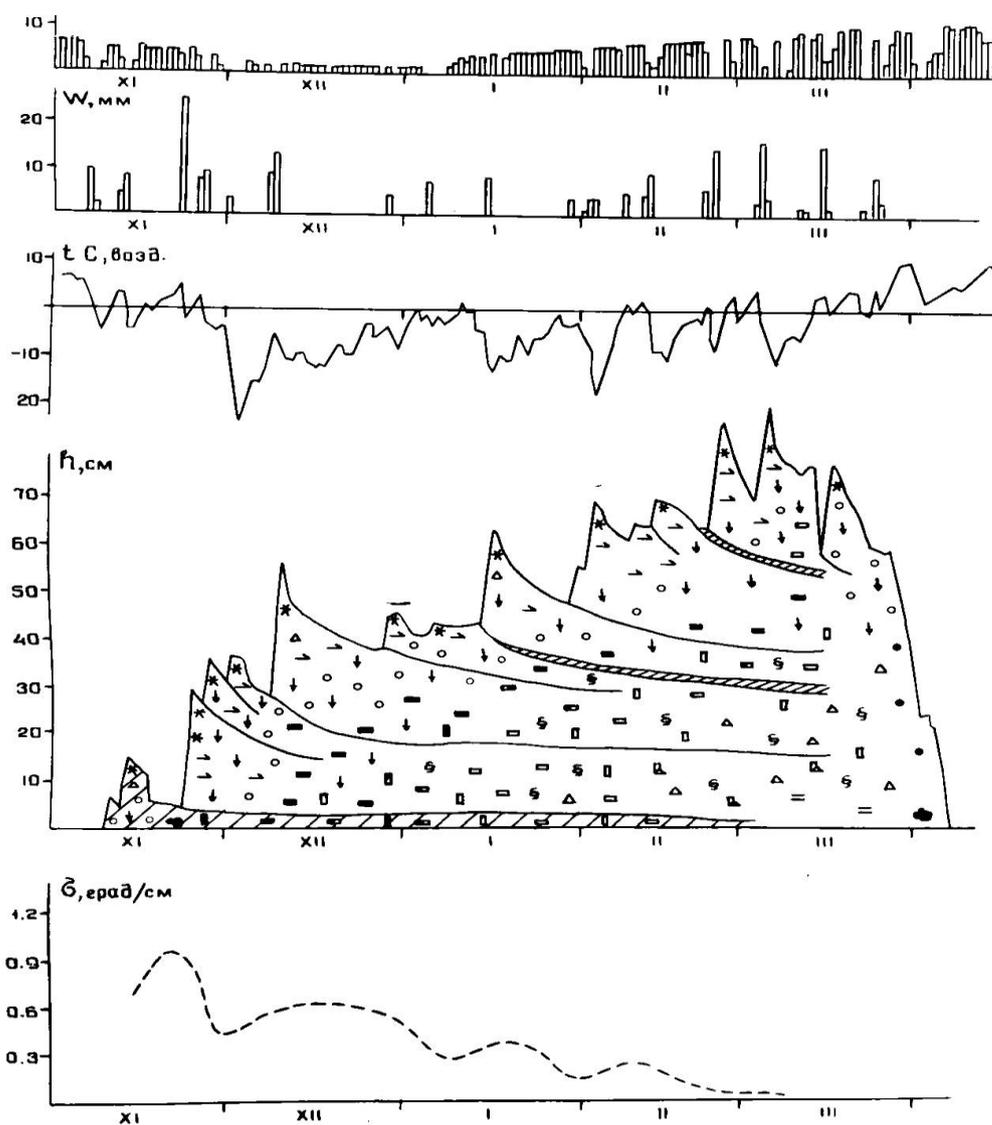


Рис. 3.4. Снежно-метеорологические характеристики многоснежной зимы в бассейне р. Тургень (1600 м). Условные обозначения см. рис 3. 3

Временной промежуток существования полускелетных форм кристаллов возрастает почти до 30 суток. В этот период наблюдалось медленное переформирование их в скелетные кристаллы со средним диаметром 2,6 мм. Более крупных размеров (3,0 мм и более) кристаллы достигали лишь к концу февраля, т.е. примерно через 90-100 суток после залегания слоя. Коэффициент расслоения снежной толщи на конец февраля достиг только 0,56.

Нижние ее горизонты представлены кристаллами глубинной изморози и скелетными формами средних размеров, верхние – сложены уплотненными слоями первично-идиоморфных кристаллов и переходными (полускелетными) кристаллами.

Значительно более медленный рост кристаллов снега в условиях многоснежной зимы приводит к тому, что формируются более правильные кристаллы с меньшими величинами поверхностной энергии. В таких горизонтах значительно меньшее количество различных обломков и фрагментов (граней) кристаллов, более плотная упаковка. Межкристаллические связи лишь частично представлены обломками и фрагментами кристаллов.

Такие условия приводят к увеличению площади контактов и соответственно большей прочности и устойчивости снежного покрова в целом.

Таким образом, интенсивность сублимационной перекристаллизации снега существенно различается и во многом определяется уровнем снежности и термическим режимом холодного периода. Наибольшая интенсивность процессов конструктивного метаморфизма наблюдается в малоснежные и холодные зимы.

3.4. Развитие снежного покрова в среднегорном поясе

Обратимся теперь к результатам исследований пространственных изменений структурно-прочностных свойств снежной толщи. С этой целью наблюдения за динамикой структуры и прочности снежного покрова проводились на открытых и лавиноактивных склонах во всем диапазоне высот изучаемых хребтов с учетом различий по экспозиции склонов, типу растительности и особенностям микрорельефа поверхности склонов (рис. 3.5.).



Рис. 3.5. Измерения характеристик снежной толщи на лавиноактивных склонах гор

Результаты измерений, выполненных в конце зимы (конец февраля - начало марта) в различных бассейнах Заилийского Алатау, свидетельствуют о значительном изменении среднего диаметра кристаллов в горизонтах разрыхления (табл. 3.3). Повсеместно в Заилийском Алатау вплоть до верхней границы среднегорного пояса средний диаметр кристаллов монотонно увеличивается, а с переходом к высокогорному поясу довольно быстро уменьшается до минимума (от 1,9 до 2,6 мм в разные годы) в гляциальном поясе. Аналогичен характер зависимостей $D=f$

(Н) в среднегорном поясе в хребтах Терской и Джунгарского Алатау [26,27,29], что свидетельствует как об аналогичных условиях снегонакопления, так и аналогичных факторах структурно-прочностных преобразованиях снега.

Т а б л и ц а 3.3

Средний диаметр кристаллов снега в нижних горизонтах(10-45 см) на северных склонах в Заилийском Алатау за ряд зим (мм)

Высотная зона, км						
1,4- 1,8	1,8- 2,2	2,2-2,6	2,6-3,0	3,0-3,4	3,4-3,8	3,8-4,0
3,2	3,8	4,0	3,4	2,7	2,3	
3,8	4,1	4,5	5,1	4,6	3,2	
3,1	3,6	3,9	4,1	3,7	2,9	2,2
3,2	3,4	3,7	4,0	4,2	3,2	1,9
2,9	3,1	3,5	4,3	3,0		
3,4	3,6	3,9	4,8	4,7	3,0	
3,0	3,3	3,4	3,7	3,1		
3,4	3,9	4,1	4,5			
3,2	3,7	4,3	5,0			
3,0	3,4	4,5	5,3	4,6	3,7	2,7
2,7	2,9	3,4	4,0	3,7		
3,2	3,5	3,9	3,8	2,6		
3,0	3,2	3,7	3,3			
2,8	3,1	3,4	3,4	2,9		

Выявленный характер изменений среднего диаметра кристаллов по высоте сохраняется ежегодно, но в зависимости от снежности года и иных характеристик зим отмечается смещение высотного положения зоны максимума среднего диаметра кристаллов снега, причиной являются преимущественно режим и величины снегонакопления. Так, зимой 1975/76 годов, когда снегонакопление было близко к норме, максимальный

диаметр кристаллов снега в нижних горизонтах разрыхления был приурочен к верхней границе среднегорного пояса, где запас снега к этому времени не превышал 210 мм.

В малоснежные зимы, типа зимы 1983/84 годов, высотная зона максимального диаметра кристаллов снега в нижних горизонтах снежной толщи поднимается в субальпийский пояс на абсолютные высоты около 3000 м, где снегозапас к максимуму снегонакопления не превышал 200 мм. А в зимы с многоснежным режимом снегонакопления, высотная зона максимального диаметра кристаллов снега в нижних горизонтах снежной толщи, наоборот, опускается до абсолютных высот 2600 м. Аналогичные результаты подтверждаются данными исследований сублимационной перекристаллизации снега в многоснежных районах Джунгарского Алатау (бассейны рек Чиже, Кора), где снегозапасы к датам, предшествующим весеннему максимуму снегонакопления, достигают 400-550 мм, и в развитии снежной толщи доминируют процессы оседания и уплотнения [27].

На высотах максимального развития сублимационной перекристаллизации снега (наибольший диаметр кристаллов), как правило, отмечается и максимальное расслоение снежной толщи. В малоснежные зимы коэффициент расслоения (К) достигает 0,80-0,90, постепенно снижаясь до 0,50-0,60 с увеличением снегозапаса в многоснежные зимы.

Наряду с изменением по абсолютной высоте активности процессов сублимационной перекристаллизации снега, отчетливо проявляется влияние экспозиции склонов.

При прочих равных условиях наибольший диаметр снежных кристаллов присущ северным склонам, а наименьший – южным. Восточные и западные склоны в этом отношении близки к северным: диаметр кристаллов здесь примерно на 10-20% меньше, чем на северных склонах.

Высокое разнообразие растительности в среднегорном поясе оказывает свое влияние на снегонакопление и структурно-прочностные свойства снега [16,29,32]. Анализ проведен по данным, полученным на максимум перекристаллизации (февраль – март).

Прежде всего выделяются некоторые общие черты структурных изменений снега на поверхностях с различными видами древесно-кустарниковой растительности. Так, в зонах распространения арчевых зарослей, лиственного леса и лиственного кустарника, непосредственно у стволов деревьев и кустарников формируются зоны разрыхления пространственное, распространение которых четко фиксируется в толще снега по структурным (диаметр кристаллов) и прочностным (сопротивление индентору) характеристикам.

Так, на склонах распространения лиственного кустарника снежный покров на максимум структурных преобразований определенно расслоен влиянием растительности и имеет сложный профиль прочностных характеристик (рис. 3.6).

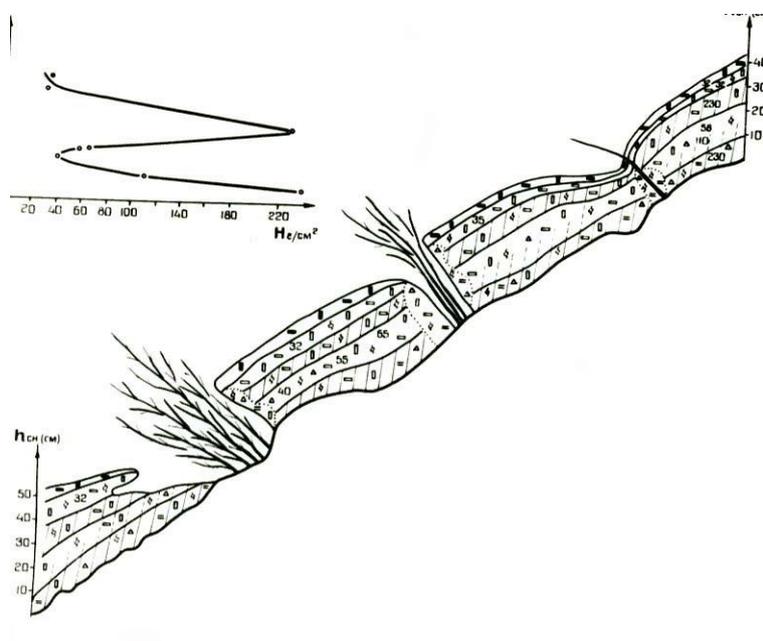


Рис. 3.6. Профиль структурно-прочностных свойств снежной толщи на склонах с зарослями лиственного кустарника, сомкнутостью 0,6-0,8 (H=2400 м) на максимум развития. Условные обозначения см. рис. 3.3

В таких зонах разрыхления диаметр кристаллов снега на 25-40 % выше, чем в слоях на удалении от кустов, а прочностные характеристики ниже. Радиус зоны существенного влияния деревьев и кустарников ограничен 0,6 - 1,0 м от границы кроны кустов либо стволов лиственных пород. Установлена такая особенность: если кусты арчи покрываются снегом с самого начала зимнего сезона, то под ними развиваются зоны разрыхления, которые разрушаются при нагрузках (чаще всего в виде нового снегопада) с образованием лавин из снежной доски; если же кусты арчи первую половину холодного периода не покрыты снегом, то снежная толща у них (см. рис. 3.6) обладает запасом прочности, практически исключающим ее обрушение в течение холодного сезона вплоть до интенсивного промачивания водой (таяния снега).

Вокруг стволов деревьев обычно образуются воронки, вертикальные стенки которых сложены прочной снежно-ледовой толщей (рис 3.7), удерживающей снег на таких залесенных склонах гор.

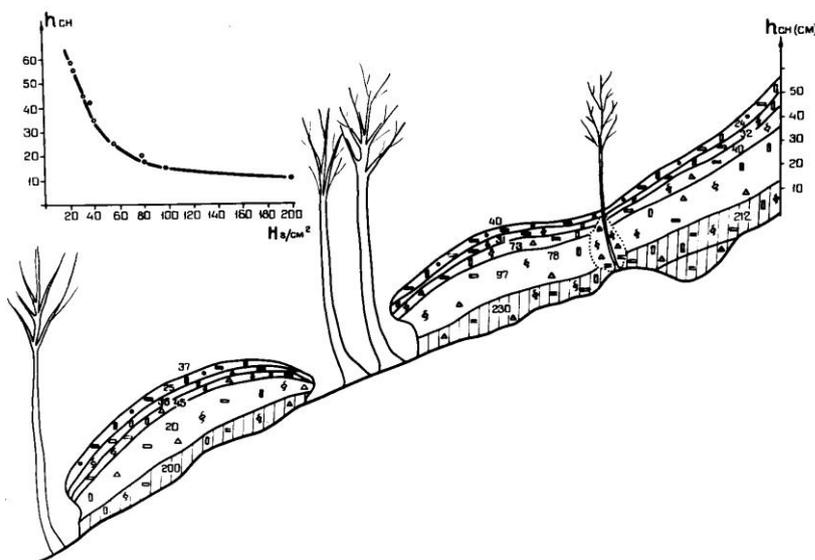


Рис. 3.7. Профиль структурно-прочностных свойств снега в лиственном лесу (H=2050 м) на максимум развития. Условные обозначения см. рис. 3.3

В хвойном лесу повышенное снегонакопление вокруг крон деревьев и частое падение подтаявших комьев снега создают условия для формирования снежной толщи по типу уплотнения с формированием неоднородной структуры слоев и общему их упрочению (рис. 3.8). При сомкнутости крон более 0,6-0,7 происходит взаимное перекрывание их влияния на снегонакопление и структурно-прочностные свойства снега. В парковом хвойном лесу сомкнутостью крон 0,2-0,4 и лесных полянках снежная толща по структурно-прочностным свойствам практически не отличается от снежной толщи на луговых склонах.

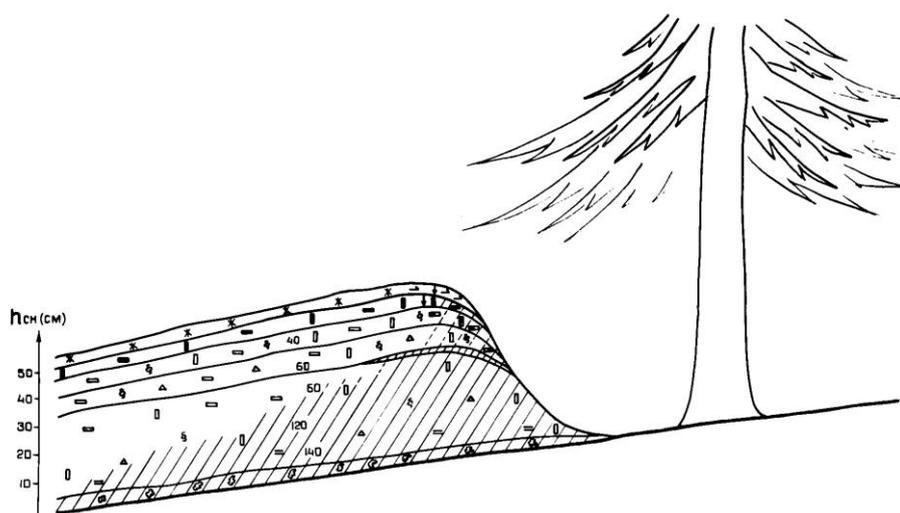


Рис. 3.8. Профиль структурно-прочностных свойств снега на склонах с арчевой растительностью и на лесных полянках (2500 м) в хвойном лесу на максимум развития. Условные обозначения см. рис. 3.3

Таким образом, в обычные по снежности зимы на закустаренных и залесенных склонах целостность и равномерность поля снежного покрова нарушена за счет проталин вокруг деревьев и кустов. Вертикальные стенки образовавшихся воронок характеризуются наличием прочных снежно-ледяных корок, вследствие чего снежная толща отличается существенно более высокой прочностью, что в целом препятствует лавинообразованию. В итоге, это вполне отчетливо проявляется в значительно меньшей

лавинной активности заустаренных склонов в сравнении с луговыми [128,130]. В многоснежные зимы, когда арчевники большую часть холодного периода остаются под снегом, над ними формируются зоны разрыхления снежного покрова. Именно последние в период снегопадов могут служить зонами нарушения устойчивости снежного покрова и соответственно одной из возможных причин возникновения лавин из снежной доски.

Кроме характера растительности, на структуру и свойства снежной толщи определенное влияние оказывает состав грунтов и микрорельеф поверхности склонов. Над осыпными толщами вследствие рассмотренных ранее особенностей температурного режима при прочих равных условиях формируется более однородный по структуре и более упрочненный снежный покров, чем на расположенных рядом открытых луговых склонах [128]. Своеобразные условия складываются вблизи выступающих над поверхностью склона валунов, на склонах, подверженных солифлюкционным подвижкам (рис. 3.9).

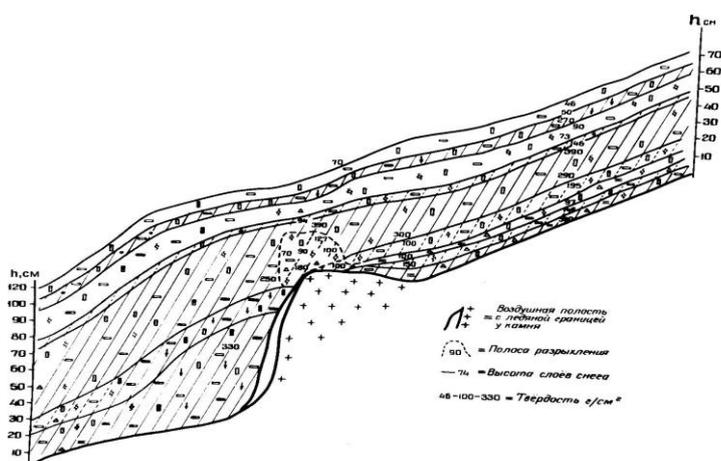


Рис. 3.9. Профиль структурно-прочностных свойств снега на луговой поверхности сложного профиля (H=2550 м) на максимум развития. Условные обозначения см. рис. 3. 3

Вследствие естественного сползания снежной толщи по склону у нижней (по падению склона) стенки валуна в снежной толще формируется

довольно широкая (10-30 см) воздушная полость. Это способствует интенсивному влаго - и теплообмену между относительно теплой почвой и расположенным выше снежным покровом и, как следствие, формированию выраженной зоны наибольшего сублимационного разрыхления снега над валуном. Диаметр кристаллов снега здесь на 20-30% больше, а прочность снега в 2,5-3 раза ниже, чем в соответствующем слое на значительном удалении от таких неровностей рельефа.

3.5. Перекристаллизация снежного покрова в высокогорных поясах

С переходом к высокогорью резко меняются условия перекристаллизации снега, подстилающая поверхность представлена выхолаженными (промерзшими) щебнистыми, осыпными, скальными или ледовыми типами. Значительно снижаются температуры воздуха и резко возрастает роль ветрового воздействия на снежный покров. Намного возрастает продолжительность залегания снежного покрова (7-9 мес.). Такие условия определяют и характерный режим структурно-прочностных изменений снега [31,72,126,138].

Режим перекристаллизации снега здесь в значительной степени зависит от ветрового воздействия на снег. Открытые действию ветра поверхности подвергаются большему или меньшему сносу с них снега, его отложению в различных понижениях и на теневых склонах.

В пригребневых участках склонов, в зонах сноса, там, где остается относительно небольшая толщина снега (не более 1.0 м), за счет разницы давления, создаваемого ветром, над снежной поверхностью и внутри нее создается направленный поток тепла и влаги из снежной толщи «поднос» [56,57], без участия температурных градиентов, в результате чего происходит перекристаллизация снега (рис. 3.10) с формированием

скелетных горизонтов крупнозернистого снега. На таких участках снежная толща развивается по типу разрыхления, и уже к середине-концу холодных периодов коэффициент расслоения (K) достигает 0,80-0,95.

В зонах отложения перенесенного ветром снега происходит его механическое разрушение и уплотнение. Здесь структурные изменения снега происходят в основном под действием молекулярных сил при отсутствии температурных градиентов.

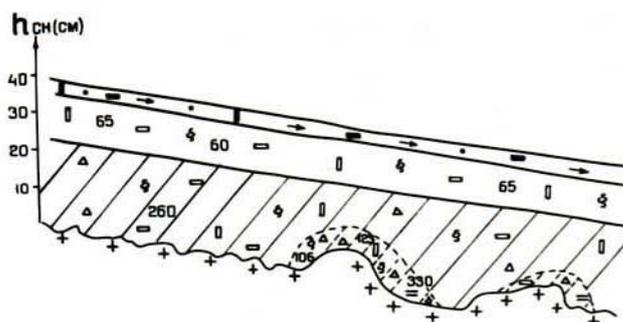


Рис. 3.10. Профили структурно-прочностных свойств снега в гляциальном поясе в зоне ветрового сноса на максимум развития: на щебнистой поверхности. Условные обозначения см. рис. 3.3

На гребнях, на поверхностях морен, где происходит как снос снега, так и его избыточное накопление, отмечается формирование различных по структуре и прочности горизонтов, в которых отражено влияние не только ветрового воздействия, но и продолжительности их существования (рис. 3.11). В снежной толще таких типов поверхностей отмечается формирование лишь небольших температурных градиентов (0,1-0,2 град/см), не приводящих к активной сублимационной перекристаллизации снега [18]. Поэтому главным энергетическим фактором сублимационной перекристаллизации снега здесь выступает ветер, как при относительно небольшой толщине снега на языке ледника Туюксу.

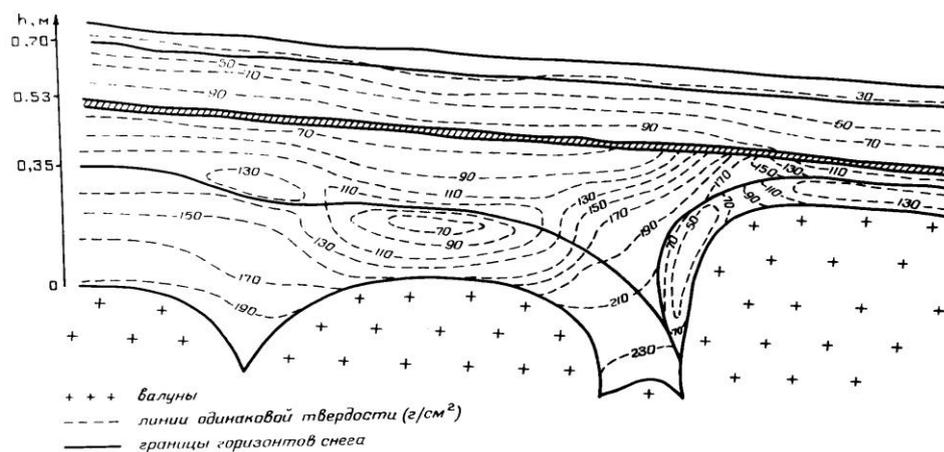


Рис. 3.11. Профиль структурно-прочностных свойств снега в гляциальном поясе на крупно-глыбовой поверхности в зоне ветрового транзита снега на максимум развития. Условные обозначения см. рис. 3.3

В зонах перегибов, водораздельных гребнях, перевальных участках причиной обрушения плотной снежной доски явилось как раз существование различных разрыхленных горизонтов снега, прочностные характеристики которых весьма разнообразны, с включением разрыхленных прослоек (рис. 3.12).

На поверхностях, где отмечается постоянная ветровая деятельность (и частичный снос снега), на дату максимума перекристаллизации (конец апреля) в толще снега отмечено формирование нескольких горизонтов глубинной изморози со средним диаметром кристаллов снега до 4,0 мм. В нижних горизонтах снежной толщи отмечена хорошо развитая волокнистая вертикально ориентированная текстура с низкими величинами плотности. Коэффициент расслоения (K) такой снежной толщи достиг 0,74.

Измерения в это же время структурно-прочностных характеристик снега в зоне питания ледника Туюксу (3600 м), где снег залегаєт без активного ветрового воздействия и его толщина перед весенним максимумом снегонакопления достигла 1,90 м, в снежной толще доминируют процессы оседания и уплотнения. Скелетной стадии развития

снега достигают лишь нижние горизонты. Плотность и прочностные характеристики практически всех горизонтов снега значительно выше, чем на языке ледника. Коэффициент расслоения (K) снежной толщи здесь снижается до 0,11.

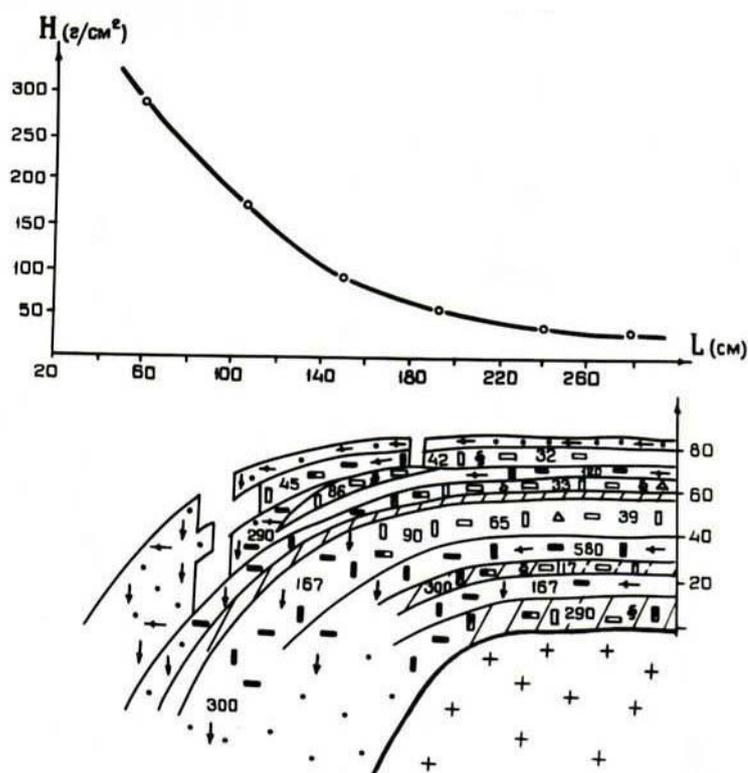


Рис.3.12. Профиль структурно-прочностных свойств снега в высокогорном поясе в зоне перегиба склона (зона отрыва снежной лавины из снежной доски). Условные обозначения см. рис. 3.3

Таким образом, в высокогорных поясах активность сублимационной перекристаллизации снега, при прочих равных условиях, зависит от соотношения величин снегонакопления и интенсивности ветрового воздействия. На поверхностях, где остается в результате постоянной ветровой деятельности относительно небольшое количество снега (до 180-260 мм), как правило, в снежной толще отмечается формирование мощных горизонтов глубинной изморози со средним диаметром кристаллов снега, достигающим 3,0-4,0 мм.

Увеличение снегозапаса как в зонах отложения перенесенного ветром снега, так и в зонах без ветрового воздействия, приводит к снижению активности сублимационной перекристаллизации снега (градиентного и безградиентного) и, соответственно, снижению среднего диаметра кристаллов снега. В условиях продолжительных (до 8-9 мес.) зим величина снегозапаса более 500-600 мм является пороговой, превышение которой приводит к полному подавлению сублимационной стадии перекристаллизации. В таких условиях снежная толща развивается по типу уплотнения, структурные изменения кристаллов снега происходят на молекулярном уровне.

Коэффициент расслоения (К) снежной толщи в высокогорных поясах может колебаться от нуля в надувах и зонах, где отсутствует активное ветровое воздействие на снег, до 0,90 в зонах активного ветрового воздействия.

Опыт многочисленных исследований процессов перекристаллизации снега в различных горных регионах [6,7,8,9,18,66,67,73,79,82,88,103,117,101,116,122,125,128,142,149,161] и наши многолетние инструментальные измерения структурно-прочностных характеристик снега в горах юго-востока Казахстана [26,26,27,29,31,32,33,34,35,36] позволяют полагать, что из числа природных факторов, определяющих активность этих процессов, наиболее значимы: режим и абсолютные величины снегонакопления; температурные условия трансформации снежного покрова.

Именно эти природные факторы, при прочих равных условиях, определяют величины и продолжительность температурных градиентов в снежной толще, а значит и продолжительность, и величину градиентного сублимационного метаморфизма. При прочих равных условиях, чем больше градиенты температуры воздуха и упругости водяного пара в снежной толще, тем выше активность сублимационного роста кристаллов

и наоборот, а чем выше снегонакопление, тем ниже величины температурных градиентов и менее благоприятны условия для свободного роста кристаллов снега.

В высокогорных поясах, где отсутствуют сколь-нибудь значительные температурные градиенты в снежной толще, главным природным фактором, определяющим активность сублимационной перекристаллизации снега, по силе влияния сравнимым с температурным градиентом, является ветровое воздействие, создающее разницу давления воздуха над- и внутри снежной толщи [56,57].

На основе лабораторных экспериментальных исследований [67] было получено уравнение, связывающее скорость роста кристаллов снега (V , мм/сут) с величиной температурного градиента (g , град/ см) как главного фактора градиентного сублимационного метаморфизма снега:

$$V = 0,24 g; \text{ где } 0,24 \text{ – эмпирический коэффициент.}$$

Сопоставление наших данных о скоростях роста кристаллов снега со среднедекадными градиентами температуры воздуха в снежной толще привели к получению более низких скоростей роста кристаллов, что является следствием осреднения температурных градиентов и невозможности детального учета одного фактора в течение длительного периода времени (динамики). В природных условиях всегда влияют несколько факторов на изучаемый процесс, которыми являются теплофизические свойства почвенного покрова и снежно-метеорологические условия конкретной зимы.

Сопоставление наших данных о скоростях роста кристаллов снега со среднемесячными температурами воздуха по известной зависимости [92,93], наоборот, дает более высокие значения скорости роста, т. е. очевидно влияние и других природных факторов на скорости роста кристаллов снега, соответственно необходимость поиска других факторов, влияющих на сублимационный рост кристаллов снега.

В целом полученные в ходе исследований результаты позволяют заключить, что режим и величины снегонакопления являются решающими: как правило, температурный фон структурных преобразований отложенного снега в районе исследований значительно более устойчив как от года к году, так и в течение холодного периода в сравнении с режимом снегонакопления.

3.6. Способ расчета среднего диаметра кристаллов снега при сублимационном метаморфизме

Для определений количественных показателей силы влияния среднедекадных величин снегонакопления (мм) и температур воздуха на скорость сублимационного роста кристаллов снега был проведен двухкомпонентный дисперсионный анализ, который показал, что влияние средних декадных температур воздуха на превышает 5%, а влияние величин снегонакопления достигает 46%. Доверительные границы действия организованных факторов 34%, что явно недостаточно для прогноза изменения среднего диаметра кристаллов снега.

Заметное влияние величин снегонакопления на активность сублимационной перекристаллизации требует более детального рассмотрения. Для выявления зависимости среднего диаметра кристаллов снега от снегозапаса воспользуемся данными соответствующих измерений в конце зимнего сезона (конец февраля - начало марта), когда процессы сублимационной перекристаллизации снега за сезон интегрированы в величинах кристаллов. В рассмотрение были включены данные о среднем диаметре кристаллов снега только конструктивной стадии сублимационного типа метаморфизма и суммарная величина снегозапаса, включая горизонт измерения. Отобранная с учетом этих требований

информация позволила получить зависимость $D=f(W)$, представленную на рис. 3.13. Зависимость описывается следующим уравнением:

$$D = -0,00004W^2 + 0,16W - 1,82 \text{ (мм)}, \quad (3.1)$$

где D - средний диаметр кристаллов снега (мм);

W - снеговой запас (мм),

корреляционное отношение которого достигает 0,87.

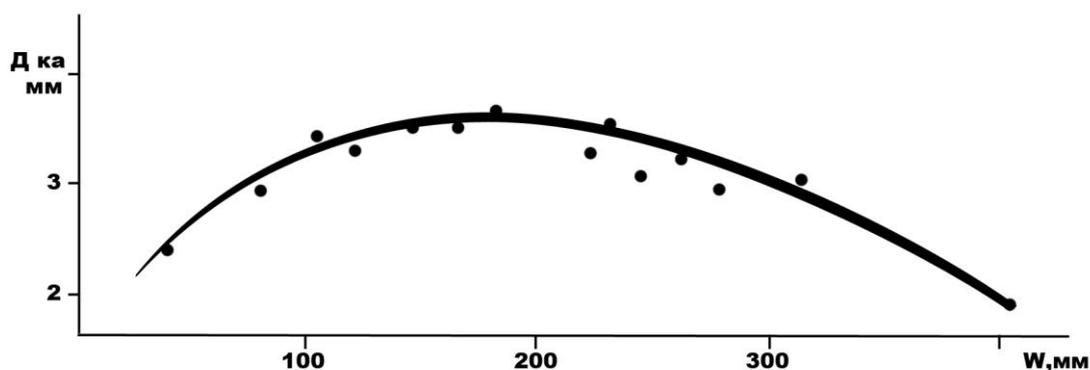


Рис. 3.13. Зависимость среднего диаметра кристаллов (D , мм) в нижних горизонтах снега на максимум развития от величины снегового запаса (W , мм)

Как видно из графика (см. рис. 3.13), наиболее благоприятные условия для активной сублимационной перекристаллизации снега складываются при снеговом запасе в пределах 180-230 мм. Превышение отмеченной величины снегового запаса приводит к постепенному возрастанию роли оседания и уплотнения и снижению активности сублимационной перекристаллизации снега, а при снеговых запасах более 400-450 мм процессы конструктивного метаморфизма настолько подавлены, что горизонт глубинной изморози в среднегорном поясе почти не выражен.

При уменьшении снегового запаса также отмечается снижение его среднего диаметра на максимум развития, что связано не с уменьшением скорости сублимационного роста кристаллов снега, а, как показывают

наблюдения, со снижением продолжительности его залегания, т. е. продолжительности его структурных изменений.

Представленная (см. рис 3.13) зависимость позволяет по величинам снегозапаса рассчитывать средний диаметр кристаллов в нижних горизонтах снежной толщи на максимум развития, что необходимо для районирования горной территории по типу развития снежной толщи на даты, непосредственно предшествующие весеннему максимуму снегонакопления.

Рассмотрим другой способ расчета среднего диаметра кристаллов снега сублимационного типа метаморфизма, который позволяет определять временные изменения структуры снега, т. е. даты формирования скелетных вторично-идиоморфных горизонтов, что необходимо для некоторых видов прогноза лавинной опасности, а также для прогноза комфортного и безопасного катания по не нарушенному снежному покрову.

Относительное постоянство температурных градиентов, особенно в нижних и средних горизонтах снежной толщи, с одной стороны, и значительные межсезонные колебания продолжительности залегания снежного покрова, а значит и продолжительности его структурных изменений, с другой стороны, позволили рассмотреть влияние фактора времени (продолжительности залегания снега от его выпадения и до возможного измерения) на средний диаметр кристаллов снега.

Декадное осреднение данных динамики роста кристаллов снега сублимационного типа метаморфизма позволило в значительной степени сгладить влияние многообразных короткопериодных природных факторов. Дисперсионный анализ показал, что сила влияния фактора времени (продолжительности его залегания) равна 87%. Прогноз изменения среднего диаметра кристаллов снега при градиентном сублимационном

метаморфизме возможен в пределах 80% как гарантированного минимума и 94% как возможного максимума оправдываемости.

Причем выделены только две региональные зависимости (рис. 3.14), первая из них объединила данные динамики роста кристаллов снега, характерные для зим с малоснежным и средним режимами снегонакопления, вторая – многоснежным. Коэффициенты корреляции полученных зависимостей 0,93 и 0,91, соответственно. Они описываются следующими уравнениями:

$$D = 0,29Y + 0,49, \quad (3.2)$$

$$D = 0,45Y + 0,22, \quad (3.3)$$

где D - средний диаметр кристаллов снега, мм;

Y - продолжительность залегания снега, от выпадения до возможного измерения, сут.

Доверительный интервал, равный двум стандартным ошибкам измерений ($2SE$), равен 0,4 мм.

Группировка данных динамики сублимационного роста кристаллов снега трех типов зим в две зависимости фактически означает, что в условиях района исследований ведущие факторы структурных изменений снега – природно-климатические условия и режим снегонакопления – таковы, что зимы со снегонакоплением по типу 2 являются тем региональным пределом величин снежности, когда в снежной толще еще доминируют процессы градиентного сублимационного метаморфизма, и снежная толща развивается по типу разрыхления. Превышение данных факторов приводит к снижению активности сублимационной перекристаллизации и постепенному возрастанию роли оседания и уплотнения.

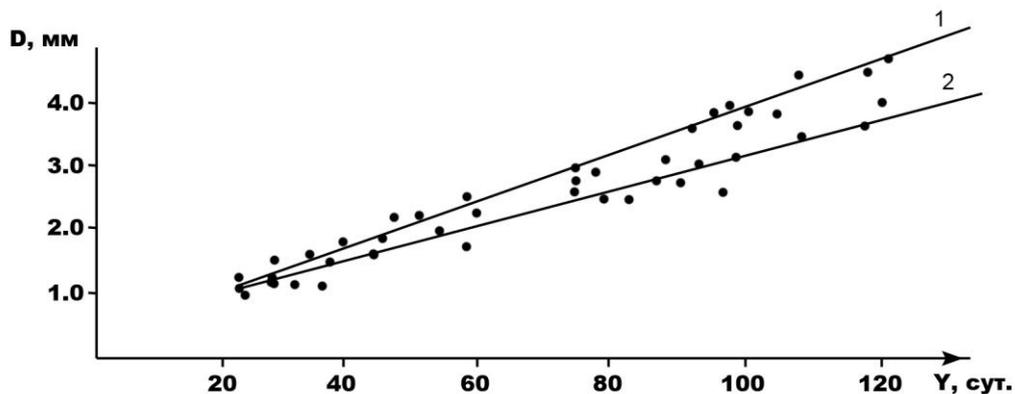


Рис. 3.14. Зависимость среднего диаметра кристаллов снега (D , мм) от продолжительности его залегания (Y , сут.) в среднегорном поясе: 1 - малоснежные и средние зимы; 2 – многоснежные зимы

Проверка уравнений на независимых данных (результатах исследования в других горных хребтах Средней Азии) показала, что ошибка в расчетах среднего диаметра кристаллов снега по этим уравнениям не превышает 8-10% (табл. 3.4) и в основном определяется относительно слабой чувствительностью трехступенчатой типизации зим, а также ошибками в определении продолжительности залегания конкретного слоя снега.

Таким образом, предлагаемый способ расчета среднего диаметра кристаллов снега, формируемых под действием градиентного сублимационного типа метаморфизма, позволяет:

- прогнозировать развитие структурно-прочностных свойств снежного покрова по стандартной снежно-метеорологической информации;
- фиксировать даты формирования снега рыхлых (сыпучих) скелетных горизонтов в снежной толще, т. е. те даты, когда появляется вероятность обрушения наиболее крупных и разрушительных пластовых лавин при различных изменениях снежно-метеорологических условий;
- определять высотно-экспозиционные условия формирования рыхлых скелетных горизонтов глубинной изморози, когда возрастает угроза

обрушения лавин из снежной доски, ухудшаются условия и безопасность катания на горных лыжах по целику;

- формировать режим и территориально-временные условия использования снежного покрова как рекреационный ресурс.

Т а б л и ц а 3. 4

**Измеренный и рассчитанный средний диаметр кристаллов снега
в различных генетических горизонтах**

Измеренный диаметр кристаллов, мм	Рассчитанный диаметр кристаллов, мм	Разница	
		мм	%
1,1; 1,4; 2,0;	1,0; 1,4; 1,9;	0,1; 0,6; 0,1	8; 0; 5;
2,3; 2,4; 2,5;	2,1; 2,3; 2,4;	0,2; 0,1; 0,1;	9; 9; 4;
2,6; 3,0; 3,4;	2,5; 3,2; 3,2;	0,1; 0,2; 0,2;	4; 10; 6;
3,5; 4,2; 4,8;	3,5; 4,0; 5,1;	0,0; 0,2; 0,3;	0; 5; 6;

**3.7. Тематическое картографирование структурных
характеристик снега**

Среди многих типов тематических карт характеристик снежного покрова и лавинной опасности горных территорий особое место занимают карты различных характеристик снежной толщи. Как отражено в региональных исследованиях [25], около 33% организаций желают иметь данные о структурно-прочностных характеристиках снежного покрова, которые лежат в основе формирования периода неустойчивого состояния снежной толщи на склонах гор (начала и продолжительности лавиноопасного периода). В настоящее время наиболее массовый интерес к информации такого рода проявляют горнолыжные комплексы (курорты) и туристы - лыжники, для которых характеристики и свойства снежного покрова – основной (если не единственный) ресурс зимней рекреации.

К настоящему времени достаточно разработаны и обоснованы тематические карты различных характеристик снежности, которые сами по себе могут служить основой районирования горной территории по степени лавинной опасности [22, 128], пригодности и комфортности использования в туристско-рекреационных целях.

Обоснованы и составлены карты различных средних многолетних характеристик снежного покрова и лавинной опасности (дат и продолжительности лавиноопасного периода, типа развития снежного покрова) в различных горных районах [3,22,54,97,100,113,130,145]. Однако отсутствуют по причинам недостаточности фактической (и расчетной) информации, карты различных количественных характеристик структуры и прочности снега, которые призваны уточнить и детализировать (и дифференцировать) основные аспекты территориально-временного прогнозирования некоторых видов лавинной опасности, а также определения наиболее комфортного и безопасного использования снежного покрова в многообразной туристско-рекреационной деятельности.

Наши многолетние инструментальные измерения характеристик структуры и прочности снежной толщи позволили в некоторой степени восполнить данный пробел, количественно определив влияние основных (измеряемых) природных факторов снежно-метеорологического режима холодного периода года, а также основных природных факторов горных стран на основные характеристики структуры и прочности снега. Прежде всего, количественно определено влияние географических факторов: абсолютной высоты, экспозиции, климатических факторов – температурных показателей и величин снежности на структурные характеристики снега (средний диаметр кристаллов).

Интегрально в условиях района исследований, а также иных районах, близких по комплексу природных факторов, динамика

структурных изменений снега наиболее стабильно и тесно связана с продолжительностью залегания снежного покрова. Полученные результаты позволяют попытаться отобразить на соответствующих тематических картах количественные показатели структуры снега (D , мм). При этом результаты исследований позволяют дифференцировать тематические карты как минимум на два типа:

1) карты среднего диаметра кристаллов снега на максимум их развития, который в районе исследования непосредственно предшествует максимуму снегонакопления (март - апрель);

2) карты дат формирования скелетных лавиноопасных горизонтов снега.

Итак, для составления обоих типов карт необходима информация о датах залегания снежного покрова (или отдельных крупных снегопадов), которая достаточно детально разработана в работах [22,128,130,136] по территории изучаемого горного района, а также типах зим по режиму снегонакопления (см. гл. II настоящей работы). При составлении карт крупного масштаба отдельных горных бассейнов или отдельных склонов (например, склонов, используемых лыжниками для катания по целику) необходимо дополнительно использовать данные о влиянии типа растительности, а также типа и микроформ подстилающей поверхности для учета и отображения их влияния на результирующий фактор.

К этому следует добавить, что при расчете пространственных показателей структурных изменений снежного покрова используются не средние многолетние данные о продолжительности залегания снежного покрова и отдельных его горизонтов, а режимные характеристики снегонакопления, соответствующие выделенным типам зим (по трем обоснованным в работе градациям). Такая дифференциация по величинам снегонакопления в различных высотно-экспозиционных зонах гор существенно влияет на структурные характеристики снега как территории

(наблюдается смещение как высотных границ зоны максимума среднего диаметра кристаллов в снежной толще), так и временных дат формирования скелетных горизонтов снега.

В целом интенсивность и величины структурных изменений снежной толщи ведут к ее расслоению на два класса:

- первично-идиоморфных гранных горизонтов (уплотненных, относительно устойчивых горизонтов снежной толщи);
- вторично-идиоморфных, скелетных горизонтов глубинной изморози, (рыхлых, сыпучих весьма неустойчивых горизонтов снежной толщи).

При этом интегральным показателем количественной характеристики отражения тех или иных факторов развития снежной толщи, показывающей интенсивность и величину сублимационного разрыхления снежной толщи, может быть коэффициент расслоения снежной толщи, выраженный в процентах ($K_r, \%$). Это показатель сублимационного метаморфизма снежной толщи, выраженный отношением толщины вторично-идиоморфных горизонтов снежной толщи к ее общей толщине.

Именно такой обобщенный показатель и положен в основу одного из вариантов создания тематической карты сублимационного разрыхления снежной толщи в районе исследования (рис. 3.15.).

Таким образом, тематическая карта коэффициента расслоения снежной толщи, а также возможное составление тематических карт, отражающих другие количественные характеристики структуры и прочности снежной толщи представляют несомненный интерес для возможной оценки территориально-временной устойчивости снежной толщи на склонах гор, активности лавинопроявления (сход смешанных лавин и лавин из снежной доски), прогноза лавиноопасного периода, того периода, когда вероятно обрушение наиболее крупных и разрушительных

лавин, а также устойчивости и комфортности катания на лыжах по горным склонам.

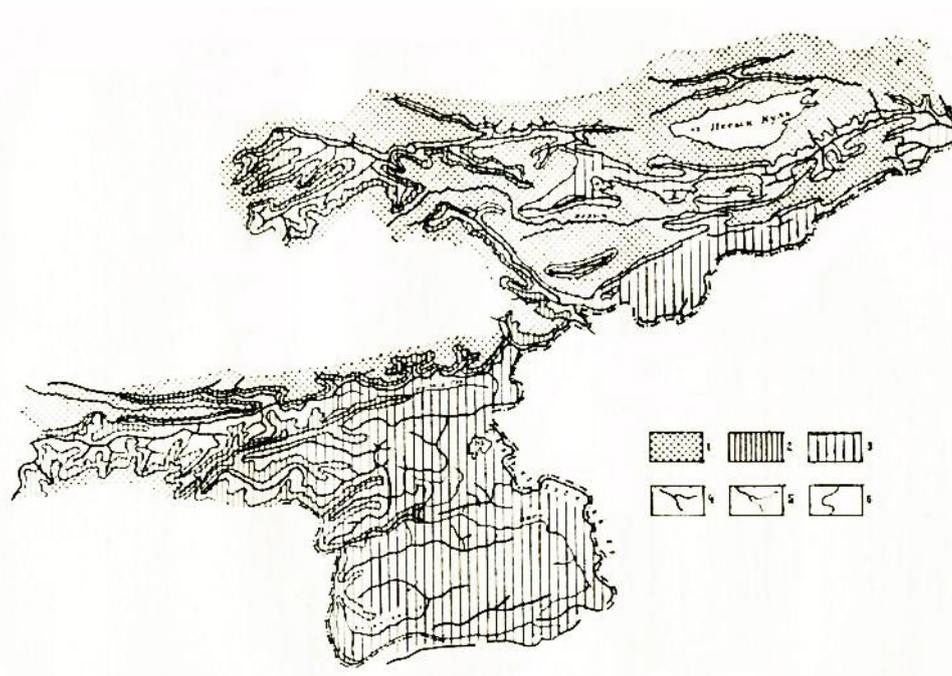


Рис. 3.15. Схематическая карта районирования горной территории Средней Азии и юго-восточного Казахстана по типу развития снежной толщи: 1 – районы с преимущественным развитием снежной толщи по типу разрыхления; 2 – районы с неустойчивым развитием снежной толщи; 3 – районы с преимущественным развития снежной толщи по типу уплотнения [133]

ВЫВОДЫ. Дифференциация холодных периодов года по трем характерным типам зим позволила количественно определить их влияние на сублимационную перекристаллизацию снега. При этом выявлено:

1) в деструктивной стадии при небольших снегопадах с начальной плотностью снега не более $100-120 \text{ кг/м}^3$ отмечается его преимущественное сублимационное разрушение и формирование рыхлой структуры, состоящей, практически, из чистых полиэдров, превышение его приводит к возрастанию роли уплотнения;

2) наибольший диаметр кристаллов снега, т.е. наибольшая активность градиентного сублимационного метаморфизма, приурочен к

диапазону снегозапаса 180-260 мм. Увеличение или снижение снегозапаса приводит к снижению среднего диаметра кристаллов снега, хотя и по разным причинам;

3) оттепели формируют в толще снега горизонты либо режеляционного типа метаморфизма, либо вторичное смерзание кристаллического скелета в горизонтах сублимационного типа метаморфизма. Таких горизонтов к концу холодного периода, как правило, набирается 2-3, их положение в снежной толще различно.

Декадное осреднение природно-климатических характеристик позволило выявить наиболее информативный и стабильный природный фактор градиентного сублимационного метаморфизма снега – фактор времени (продолжительность залегания снега). В рамках 95%-ного доверительного интервала прогноз среднего диаметра кристаллов снега возможен в пределах 80% как гарантированного минимума и 94 % как возможного максимума оправдываемости. Доверительный диапазон, равный двум стандартным ошибкам измерения ($2SE$), равен 0,4 мм.

Изменения среднего диаметра кристаллов снега по абсолютной высоте (в различных высотных поясах гор) и экспозиции склонов в среднегорном и субальпийском поясах следуют за изменениями его продолжительности залегания и величинами снегозапаса в рамках исследованных диапазонов характеристик. Наибольший диаметр кристаллов снега отмечается на северных луговых склонах на верхней границе среднегорного пояса. Колебания снежности при уровне снежности 160-260 мм в различные зимы отражаются на аналогичных колебаниях высотного положения зоны максимума сублимационного разрыхления снега: превышение его приводит к снижению максимума развития на более низкие уровни абсолютных высот (в среднегорный пояс) и, наоборот, превышения снегозапаса средней многолетней – в субальпийский пояс.

Влияние древесно-кустарниковой растительности на градиентный сублимационный метаморфизм двояко: если растительность покрывается снегом, начиная с осенне-зимнего периода, то она активирует перекристаллизацию, и внутри снежной толщи образуются зоны разрыхления, средний диаметр в которых на 20-40% больше, чем в аналогичных горизонтах на удалении, соответственно прочностные характеристики ниже. Если закустаренные участки покрываются снегом только весной, то снежная толща развивается по типу уплотнения.

В высокогорных поясах главную роль в сублимационной перекристаллизации снега играет ветер, без участия температурных градиентов. На участках, где остается небольшое количество снега (до 230-260 мм), отмечается его преимущественное сублимационное разрыхление, увеличение снегозапаса, выше выявленного предела, приводит к снижению активности сублимационного разрыхления.

Выявленные характеристики метаморфизма снега и его прочностных характеристик влияют на устойчивость снежной толщи и лавинную опасность на склонах гор, а также определяют комфортность и безопасность использования снежного покрова на склонах гор в рекреационной деятельности.

Глава 4. ПРОЧНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕГА

Кристаллическая структура снега лежит в основе его прочностных характеристик, от которых, в свою очередь, зависит устойчивость снежной толщи на склонах гор. С другой стороны, снег является основным ресурсом многообразных видов зимней рекреации в горах, соответственно устойчивость и прочностные характеристики снежной толщи в значительной степени определяют комфортность и безопасность катания по снегу в горах и проведения разнообразных рекреационных занятий с использованием снега.

4.1. Методика исследований

Изучение прочностных характеристик снега проводилось параллельно с измерениями структурно-кристаллических свойств снега на тех же экспериментальных площадках как стандартной рамкой (сопротивление на сдвиг и единичное сцепление) по общепринятой методике [124], так и твердомером (пенетрометром) конструкции А. И. Королева [85,87], который позволял измерять прочность снега (сопротивление индентору) в каждом генетическом горизонте. Для определения статистической достоверности измерений прочности снега твердомером, а также необходимого количества измерений с заданной точностью были проведены массовые испытания (до 100 измерений) в каждом генетическом горизонте (рис. 4.1).

Анализ результатов позволил определить необходимое количество измерений прочности. Оказалось, что при уровне вероятности (P) 0,95 и 5% погрешности измерений достаточно выполнять от 6 до 9 измерений прочности в зависимости от структуры горизонта. По ряду причин в наших исследованиях предпочтение отдано измерениям прочностных

характеристик снега с помощью пенетрометра: в отличие от стандартной рамки он позволяет проводить измерения в тонких (до 2-3 см) прослойках с ненарушенной структурой, а его показания более стабильны.

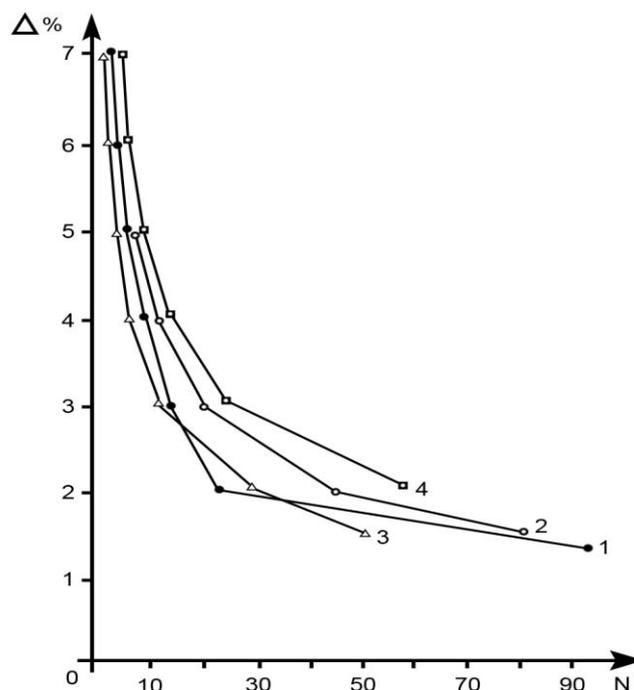


Рис. 4.1. Зависимость относительной погрешности измерений ($\Delta\%$) прочности (сопротивление индентору) снега в различных генетических горизонтах от числа измерений (N) 1 – мелкозернистый; 2 – среднезернистый; 3 – крупнозернистый; 4 – глубинная изморозь

Параллельные измерения прочностных характеристик снега в различных горизонтах обоими приборами (табл. 4.1) свидетельствует о большей надежности результатов измерений, выполненных пенетрометром. В среднем показатели разнообразия ($C\%$) в 2-3 раза выше при измерениях прочностных характеристик стандартной рамкой, чем пенетрометром. Определение различий по критерию Стьюдента (t) при уровне вероятности 0,95 показали, что во всех горизонтах фактический критерий Стьюдента больше табличного, что свидетельствует о существенных различиях.

Исследования в других горных регионах [12,13,15,42,43,49,50,52,122] показывают, что существует удовлетворительная коррелятивная связь между сцеплением снега, измеряемым стандартной рамкой, и прочностью (сопротивление индентору), измеряемой пенетрометром. Такая связь подтверждается и данными наших измерений (см. рис. 4.1) в горизонтах снега, прошедшими нормальный цикл сублимационной перекристаллизации, без влияния процесса таяния – смерзания (режеляционной стадии).

Т а б л и ц а 4.1

Основные выборочные параметры одновременных измерений прочностных характеристик снега рамкой (С) и пенетрометром (Т) в разных горизонтах снега

Тип снега	Плотн. снега кг/м ³	Рамка (С), кг/м ²			Пенетрометр (Т), кг/м ²		
		Средняя	Средн. квадрат.	Коэф. вариаци.	Средняя	Средн. квадрат.	Коэф. вариаци.
МЗН	140	16±1	3,8±0,6	23±3,8	23±0,5	2,3±0,3	10±2,2
СЗН	210	52±3	9,6±1,5	18±5,4	50±0,4	1,6±0,3	6±1,6
КЗН	260	41±3	11,3±1,9	27±6,2	48±0,4	1,8±0,3	8,8±1,9

В результате массовых исследований получена прямолинейная зависимость, которая описывается следующим уравнением:

$$T = 0,62 C + 23,4 \text{ (кПа)}, \quad (4.1)$$

где T – сцепление снега;

C – временное сопротивление на сдвиг.

Полученная связь имеет коэффициент корреляции 0,71, что в принципе позволяет воспользоваться многочисленными данными

прочностных характеристик снега, измеряемыми стандартной рамкой на сети снеголавинных станций.

4.2. Влияние сублимационной перекристаллизации снега на его прочностные характеристики

В Заилийском Алатау, в частности и Северном Тянь-Шане, в целом изучению прочностных (временное сопротивление на сдвиг, единичное сцепление, сопротивление индентору, коэффициент устойчивости) характеристик снега уделялось достаточное внимание, что отражено в публикациях [11, 52, 57, 71, 79, 82, 104, 106, 123, 141, 158]. В них отмечается несомненное влияние величин снегонакопления и метеорологических условий на прочностные характеристики снега. Выявлено [31,79,123,126], что увеличение снегонакопления по территории среднегорного пояса, пояса, где ветровое воздействие на снежный покров незначительно (в разные по снежности типы зим) проявляется и в увеличении его прочностных характеристик.

Практически во всех публикациях [12,13,15,26,42,48,64,74,97, 99,107,119,125] подчеркнута высокое разнообразие прочностных характеристик снега во всех генетических горизонтах, поэтому приводятся, как правило, отдельные, типичные для района исследований величины, либо показатели прочностных характеристик снежной толщи на конкретную дату наблюдений. Сведения о прочностных характеристиках снега в зонах отрыва лавин непосредственно после их схода (или после профилактического спуска), по сути, единичны [26,27,31].

При этом наибольшим разнообразием прочностных характеристик отличаются верхние горизонты снежной толщи, подверженные влиянию разнообразных и быстро изменяющихся внешних (погодных) условий, в то время как прочностные характеристики нижних горизонтов отличаются

значительно большей стабильностью [11,13,96,127] и определяются в большей степени состоянием структуры и плотности снега, а также длинно-периодными колебаниями температуры снежной толщи и режима снегонакопления.

В целом, сублимационная перекристаллизация снега ведет к увеличению диаметра кристаллов снега, при этом происходит уменьшение площади контактов в удельном объеме, что должно снижать прочностные характеристики снега.

В деструктивной стадии перекристаллизации при отсутствии оттепелей, способных изменить тип сублимационного метаморфизма на режеляционный, особенно заметно влияние режима и величин снегонакопления на динамику и абсолютные величины прочностных характеристик отложенного снега. Выявленные в главе 2 пределы начальной плотности свежеснеговывпавшего снега, отражающиеся не только в интенсивности и продолжительности сублимационной стадии перекристаллизации снега, но и его прочностных характеристиках. Как правило, при снегопадах мощностью 15-20 см и более, в условиях отсутствия ветрового воздействия и оттепелей, преобладает механическое разрушение первичных структур снега, их оседание и уплотнение, что ведет к постепенному возрастанию прочности таких слоев в течение всей деструктивной стадии перекристаллизации. В результате, такие слои снега обладают значительной прочностью.

При снегопадах менее 15-20 см, когда начальная плотность свежеснеговывпавшего снега не превышает 100-120 кг/м³, как правило, преобладает сублимационное разрушение первичных структур снега, над механическим разрушением. Преобладание этого процесса ведет к формированию относительно однородных (полиэдрических) горизонтов, обладающих, в начальный период своего формирования, наименьшими прочностными характеристиками. Причем высокая интенсивность

сублимационной перекристаллизации снега в таких условиях предопределяет и высокую скорость изменения его прочностных характеристик, и быстрое достижение ими минимальных значений (в первые сутки после снегопадов). Соответственно, при прочих равных условиях, чем меньше слой свежеснеговывпавшего снега, тем ниже его прочностные характеристики.

Переход в конструктивную стадию метаморфизма сопровождается формированием выраженной волокнистой вертикально ориентированной текстуры в таких слоях снега и формированием относительно жесткого межкристаллического скелета. В таких условиях оседание и уплотнение быстро замедляется и практически прекращается [27,35,127]. Здесь ведущим фактором, влияющим на прочность снега, становится сублимационная перекристаллизация, ведущая к росту кристаллов снега, снижению площади и числа контактов в удельном объеме, соответственно и прочностных характеристик таких слоев.

Наряду с закономерным увеличением среднего диаметра кристаллов снега по мере продвижения вниз по снежной толще (или увеличения продолжительности его залегания), отмечается возрастание и текстурных особенностей: включая и различные горизонты и прослойки, которые в своем развитии испытали влияние не только сублимационного, но и режеляционного типов метаморфизма.

В результате таких факторов, как залегание снега на теплую почву, а также в результате влияния оттепелей в течение холодного периода года, в последующем приводящих к формированию радиационных корок и горизонтов сублимационного метаморфизма, имеющих вторичное смерзание кристаллического скелета, приводят к формированию многослойного строения снежной толщи. Такое высокое разнообразие структуры и текстуры различных горизонтов снежной толщи в свою очередь предопределяет не меньшее разнообразие его прочностных

характеристик, колебания которых могут достигать 3-4 – кратной величины, относительно средних многолетних значений.

В условиях среднегорья, в среднем многолетнем режиме, где роль ветра в перераспределении снега относительно мала, наименьшая прочность присуща слоям свежеснегавшего снега, а также слоям глубинной изморози, прошедшей нормальный цикл сублимационной перекристаллизации (без влияния режеляционной стадии) и имеющих наибольший средний диаметр кристаллов. Именно эти факторы и приводят в результате к формированию наименьших прочностных характеристик таких горизонтов, соответственно и наименьшей устойчивости снежной толщи в целом.

В конструктивной стадии метаморфизма избирательная перекристаллизации приводит к уменьшению площади контактов [125], увеличению его пористости (ярко выраженной волокнистой текстуры), а так как оседание и уплотнение в таких горизонтах практически отсутствует, то в них отмечается значительное снижение прочностных характеристик снега.

Абсолютные значения прочностных характеристик в горизонтах скелетных кристаллов снега различны: прослеживается тенденция к их увеличению по мере возрастания снегозапаса, т. е. в многоснежные зимы запас прочности в аналогичных скелетных горизонтах наибольший относительно малоснежных [35,128].

Наименьшие значения прочностных характеристик снега на максимум перекристаллизации (перед весенним снегонакоплением), как правило, приурочены к скелетным горизонтам разрыхления в снежной толще при максимальном снегозапасе в пределах 150-260 мм. Как показано выше (гл. III), при возрастании снеговой нагрузки, более отмеченного выше предела снегозапаса, активность процессов сублимационной перекристаллизации нижних горизонтов снежной толщи все более

снижается, что, в целом, проявляется в увеличении прочности таких горизонтов. Исследования показали, что наименьшие прочностные характеристики в горизонтах разрыхления присущи слоям, прошедшим нормальный цикл сублимационной перекристаллизации, без изменения типа метаморфизма.

В горизонтах скелетных форм кристаллов крупнокристаллической глубинной изморози, имеющих вторичное смерзание кристаллического скелета, прочностные характеристики более чем в 3-4 раза выше, чем в близких по структуре и плотности горизонтах с ненарушенным режимом сублимационной перекристаллизации.

Высотное положение скелетного горизонта (или горизонтов) разрыхления в снежной толще, имеющего наименьшие прочностные характеристики, различно как на разных абсолютных высотах, так и в разные зимы и зависит от колебаний термического режима и характера снегонакопления в течение холодного сезона, в целом – это нижние горизонты снежной толщи.

Многолетний ряд исследований динамики изменения прочностных характеристик снега, опираясь на такой комплексный показатель, как коэффициент связности (учитывающий средний диаметр кристаллов снега и его плотность), достаточно определенно иллюстрирует как временные, так и межсезонные различия. Так, в многоснежные зимы, к периоду весеннего максимума снегонакопления, или в зимы с интенсивным снегонакоплением в начале холодных сезонов, когда сублимационная перекристаллизация снега существенно подавлена, и происходит относительно медленный рост кристаллов снега в условиях преимущественного уплотнения. В целом, в таких условиях отмечаются и более высокие значения коэффициента связности, чем в зимы с нормой снегонакопления или малоснежные, когда значительно более интенсивная сублимационная перекристаллизация преобладает (соответственно и выше

средний диаметр кристаллов снега) и приводит к формированию наименее прочной структуры таких горизонтов снега (рис. 4.5).

Как правило, во всех районах исследований, ко времени перехода снежного горизонта в стадию конструктивного метаморфизма, он покрывается другими слоями свежевывающего снега, куда многообразные короткопериодные внешние колебания природных условий (температур и влажности воздуха) проникают в значительной степени ослабленными, что отражается на динамике и разнообразии коэффициента связности от сезона к сезону.

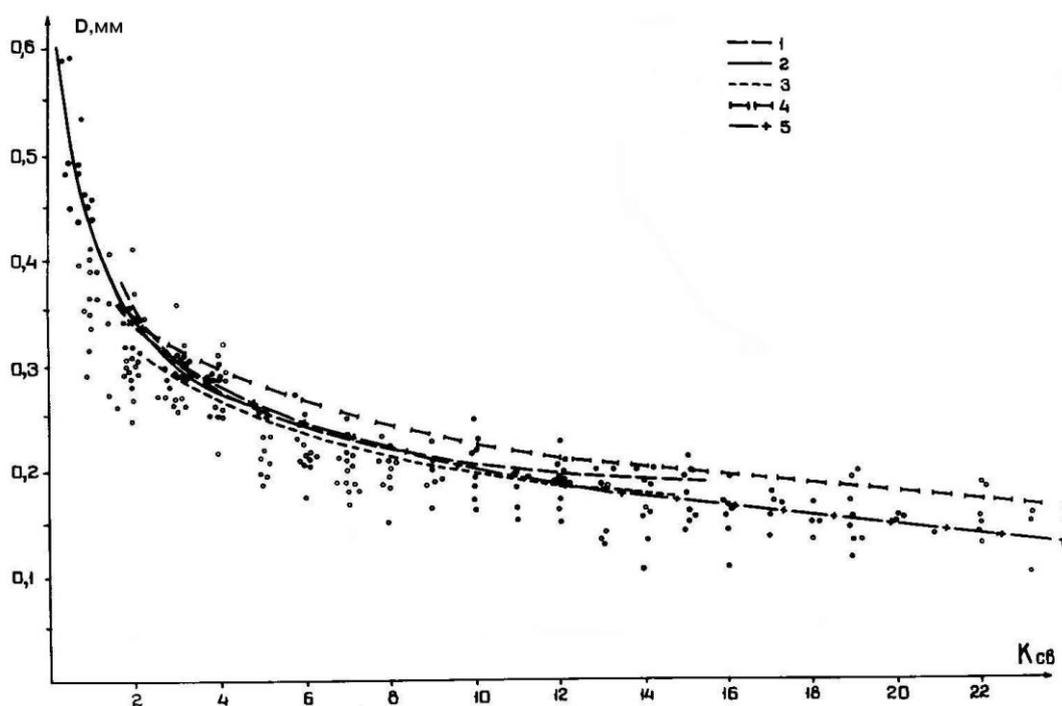


Рис. 4.5. Динамика прочностных характеристик снега в зависимости от структуры за ряд зим с различным режимом снегонакопления

В целом, в конструктивной стадии динамика коэффициента связности подчинена в основном относительно медленным изменениям структуры и плотности горизонтов снега, находящихся внутри снежной толщи и зависящим от режима снежно-метеорологических условий зимы, а

также высотно-экспозиционным различиям формирования снежного покрова и типам подстилающей поверхности.

Наибольшим флористическим разнообразием отличаются склоны среднегорного пояса, что требует рассмотрения влияния основных видов растительности на структурно-прочностные характеристики снега, которые исследованы при рассмотрении сублимационной перекристаллизации снега в главе III настоящей работы и представлены на рис. 3.4-3.7.

При анализе прочностных характеристик снега на разных типах подстилающей поверхности в первую очередь обращает на себя внимание наличие зон разрыхления, расположенных непосредственно у погребенных снегом кустов, различных стволов и веточек – прочностные характеристики в которых могут быть в 2-3 раза ниже, чем в аналогичных скелетных горизонтах снега на удалении.

Пространственное распространение таких зон разрыхления четко фиксируется измерениями и может распространяться до 0,6-1,0 м от границ кустов (см. рис. 3.4; 3.5; 3.7). Наличие таких зон разрыхления довольно часто является причиной образования лавин из снежной доски при различных локальных нарушениях залегания снежного покрова, например в результате катания лыжников по ненарушенному снегу, залегающему на склонах с зарослями стланиковой арчи.

У кустов, не погребенных снегом, и вокруг стволов лиственных деревьев, как правило, образуются воронки вытаивания, вертикальные стенки которых сложены прочной снежно-ледяной коркой. Такой каркас значительно повышает устойчивость снежной толщи на склонах гор, практически исключая такие склоны из лавиноопасных в течение холодного периода. Однако весеннее промачивание снега свободной влагой быстро разрушает такой прочный каркас снежной толщи и она

становится неустойчивой: такие склоны становятся лавиноопасными в весенний период.

Фрагментарное залегание снежного покрова на таких склонах, практически исключает их из склонов, используемых для катания на лыжах.

Переход в высокогорные пояса сопровождается изменением основных условий существования отложенного снега [129,130,132,149], а общее увеличение снегозапаса приводит к возрастанию процессов оседания и уплотнения, и снижению активности сублимационной перекристаллизации снега, что отражается на его прочностных характеристиках (см. рис. 3.8 и 3.10).

Анализ профилей прочностных характеристик снежной толщи на максимум развития в гляциальном поясе, прежде всего, свидетельствует о сохранении связи прочностных характеристик с его структурой.

Так, на языке ледника Туяксу (см. рис. 3.8.), в зоне сноса части снега, в снежной толще хорошо развиты процессы конструктивного метаморфизма, и прочностные характеристики скелетных горизонтов снега, прошедших нормальный цикл сублимационной перекристаллизации (без режеляционной стадии), в основном определяются соотношением среднего диаметра кристаллов снега и его плотности. Здесь в прочностных характеристиках снежной толщи достаточно определенно проявляются следующие факторы: уплотненные первично-идиоморфные горизонты с повышенной прочностью, т. к. в их формировании ведущая роль принадлежит механическому перемалыванию снега и его уплотнению ветром; горизонты полускелетных и скелетных форм, в которых сублимационная перекристаллизация привела к снижению прочностных характеристик. Горизонты, испытавшие влияние процессов таяния-смерзания, представлены прочными межкристаллическими связями и обладают высокими показателями прочности.

Аналогичные прочностные характеристики в зоне активного ветрового воздействия сохраняются не только на ледовой поверхности, но и на других поверхностях гляциального пояса. На рис. 3.9. представлены данные детальных измерений прочностных характеристик снежной толщи на начало марта (в линиях одинаковой твердости). Прежде всего, обращает внимание разделение снежной толщи на две части: нижнюю – под радиационной коркой и верхнюю – над коркой.

В нижней части снежной толщи высокое разнообразие прочностных характеристик во многом определено шероховатостью подстилающей поверхности, которая влияет на толщину снежного покрова, продолжительность его залегания и активность ветрового воздействия, а в конечном итоге на активность сублимационной перекристаллизации снега и его прочностные характеристики. В верхней половине снежной толщи наблюдается нормальное залегание слоев снега и их прочностных характеристик.

В целом, на любых типах поверхностей, где суммарный снегозапас превышает 450-500 мм, как правило, в снежной толще доминируют процессы оседания и уплотнения, и прочностные характеристики на 1-2 порядка выше, чем в снежной толще, которая развивается по типу сублимационного разрыхления.

4. 3. Способ расчета характеристик прочности снега по режиму его перекристаллизации

С точки зрения задач прогнозирования периодов комфортного и безопасного катания на лыжах, а также прогноза наиболее вероятного периода схода лавин из снежной доски несомненный интерес представляет расчет прочностных характеристик различных горизонтов снега.

Анализ многочисленных публикаций [13,16,40,52,66,88,91,101,102,104, 113,138,155,169,177,179] и многолетний опыт изучения структурных и прочностных характеристик снега в горах юго-востока Казахстана [26,27,36,37] позволяет попытаться определить количественные показатели влияния измеряемых характеристик снега на его прочность. Для этого мы воспользовались методическими разработками, полученными в ходе экспериментальных исследований прочностных характеристик снега (в частности, сил сцепления) в Хибинах [102,128], которые по режиму изменения плотности и среднего диаметра кристаллов снега в определенном температурном интервале перекристаллизации снега позволяют рассчитывать его прочностные характеристики.

Прежде всего, в соответствии с принятыми ограничениями, описанными при расчете среднего диаметра кристаллов снега сублимационного типа метаморфизма (см. параграф 3.6), были проанализированы и фактические данные прочностных характеристик снега. Изменение сублимационного типа метаморфизма на режеляционный или различные небольшие промачивания горизонтов снега без изменения типа метаморфизма приводят, как правило, к последующему смерзанию этой дополнительной влаги, т. е. формированию прочной межкристаллической текстуры горизонтов, практически не связанных с его кристаллическими особенностями и плотностью.

При измерениях прочностных характеристик снежной толщи такие горизонты четко выделяются и имеют, как правило, значения прочностных характеристик в 2-3 раза выше, чем в аналогичных по кристаллической структуре и плотности горизонтах, но не подвергшихся такому смерзанию.

Такие горизонты из рассмотрения были исключены. Как правило, таких упрочненных горизонтов в снежной толще к максимуму развития набирается 2-3. Формирование таких горизонтов определено исключительно внешними климатическими факторами. Как правило, в

конструктивной стадии метаморфизма, начиная уже с полускелетных кристаллов снега, происходит формирование и относительно жесткой и упорядоченной кристаллической структуры таких горизонтов, что ведет к практическому затуханию процесса оседания и уплотнения. В таких условиях очевидно, что прочностные характеристики снега будут зависеть от основных параметров структуры, таких как средний диаметр и плотность снега при равных температурных условиях.

По температурным условиям выборка была ограничена интервалом от $-1,0$ до $-12,0^{\circ}\text{C}$, т.е. характерным температурным режимом средних и нижних горизонтов снега в горах юго-востока Казахстана, Средней Азии и Кавказа.

После того как из выборки были исключены горизонты, имеющие вторичное смерзание кристаллического скелета, и горизонты режеляционной стадии перекристаллизации, оказалось, что плотность снега в стадии конструктивного метаморфизма очень мало изменяется и практически не зависит от среднего диаметра кристаллов снега. Плотность вторично-идиоморфных горизонтов наиболее тесно связана с общей толщиной снежного покрова (рис. 4.8.) и описывается следующим уравнением:

$$G = 54,01 h + 203,43, \quad (4.2)$$

где G – плотность снега, $\text{кг}/\text{м}^3$ (или $\text{г}/\text{см}^3$);

h – толщина снега, см

Зависимость имеет коэффициент корреляции $0,82$, что позволяет использовать его для расчета плотности средних и нижних вторично-идиоморфных горизонтов снега. Близкая по значению зависимость в диапазоне плотностей от 200 до $400 \text{ кг}/\text{м}^3$ была ранее получена [150].

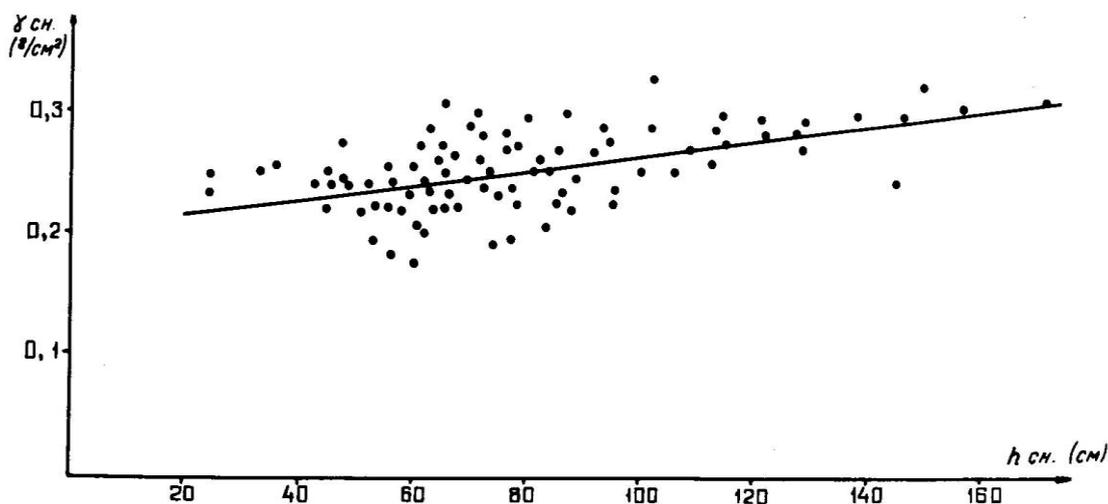


Рис.4.8. Зависимость плотности вторично-идиоморфных горизонтов снега от общей толщиной снежного покрова

Далее, с учетом оговоренных выше ограничений, данные по плотности снега и среднему диаметру кристаллов снега были преобразованы в известный [165] параметр, имеющий вид $(G_s/G_l)^2 1/D$, где G_l – плотность льда = 917 кг/м³. Использованный параметр позволил учитывать влияние только измеряемых с заданной погрешностью показателей структуры снега. В результате получена зависимость, отражающая влияние структуры и плотности снега на его прочностные характеристики (рис 4. 9), которая описывается следующим уравнением:

$$T = 680,8 [(G_s/G_l)^2 1/D] + 18,3, \quad (4.3)$$

где T – прочность снега, кПа; G_s – плотность снега, кг/м³,

G_l – плотность льда = 917 кг/м³,

D – средний диаметр кристаллов снега, мм

Коэффициент корреляции (r) полученной зависимости – 0,91, доверительный интервал, равный двум стандартным ошибкам измерений ($2 SE$), составляет 18,8 кПа.

Фактически это означает, что прочностные характеристики различных типов снега при одинаковой плотности изменяются в обратно пропорциональной зависимости от величин кристаллов снега.

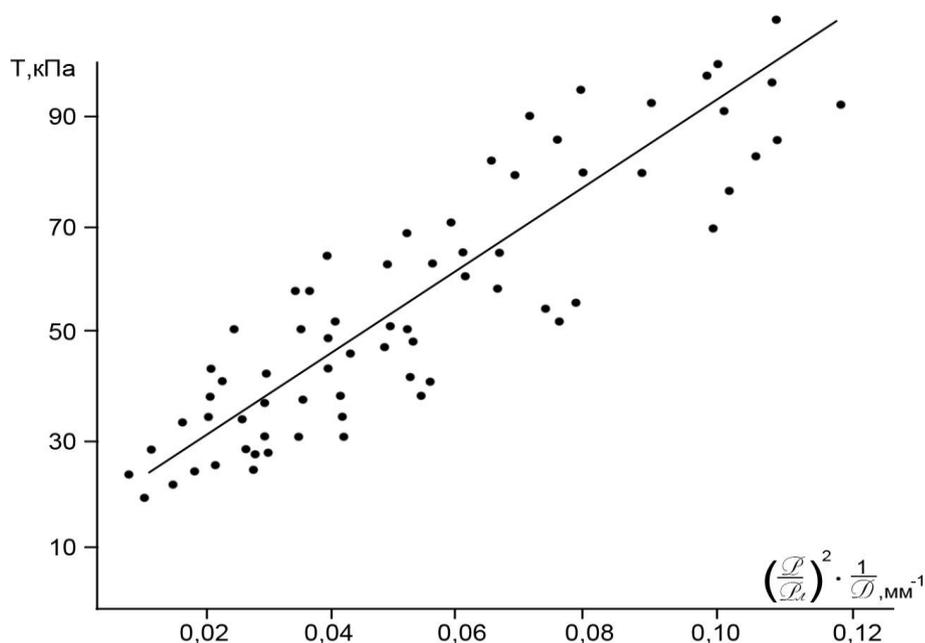


Рис. 4.9. Связь прочностных характеристик снега с его структурой

Проверка полученного уравнения на независимом материале по результатам измерений в различные зимы (см. табл. 3.6) показала, что отклонение рассчитанных величин прочности (сопротивление индентору) от измеренных не превышает 8-10% и в основном зависит от того, подвергался ли исследуемый горизонт в процессе сублимационной перекристаллизации воздействию потеплений или нет.

Таким образом, получена реальная возможность по данным о структуре и плотности вторично-идиоморфных горизонтов снега рассчитывать их прочностные характеристики, что имеет несомненный практический интерес, в частности при разработке мер:

- прогнозирования комфортного и безопасного катания на лыжах на открытых горных склонах;
- противолавинной профилактической защиты;

- эффективности искусственного воздействия на снежную толщу.

Полученные результаты позволяют избежать массовых и небезопасных измерений характеристик снега непосредственно в лавиносборах, в настоящее время данная задача практически невыполнима.

4.4. Связь структурно-прочностных характеристик снега с образованием лавин из снежной доски

Заилийский Алатау, хребты Северного Тянь-Шаня и горы юго-востока Казахстана являются территорией, на которой относительно хорошо изучены территориально-временные особенности режима лавинообразования, генетический и морфологический типы лавин [59,64,80,83,87,108,128,163], что позволяет, опираясь на полученные результаты, попытаться охарактеризовать связь измеряемых характеристик структуры и прочности снега с образованием лавин. Известно [5,13,133,155], что наиболее тесно структурно-прочностные характеристики снега связаны с лавинами длительного развития, когда в снежной толще формируются различные разрыхленные горизонты.

подавляющее большинство лавин в районе исследований (от 56 до 90%) относится к лавинам из свежеснежного снега и смешанным [83,128]. Причем, как считает В. Р. Болов [11,12], для Приэльбрусья более 80% из них смешанные, т.е. лишь первичное обрушение отмечается в слое свежеснежного снега, которое затем провоцирует обрушение нижних разрыхленных горизонтов глубинной изморози.

Специальные исследования [11] свидетельствуют, что кристаллический спектр обрушающихся горизонтов снега представлен практически всем диапазоном сублимационно-метаморфического цикла.

Однако при дифференциации лавин на лавины из точки и лавины от линии наблюдаются очевидные различия и в структурных особенностях снега [11,12,13]. Как правило, при лавинах из точки обрушаются первично-идиоморфные структуры снега, в то время как линейное обрушение снега свидетельствует о наличие в снежной толще рыхлых вторично-идиоморфных горизонтов снега. Именно поэтому очевидно, что любые способы, дающие возможность определять появление таких ослабленных горизонтов в снежной толще, являются достаточно целесообразными как с научной, так и с практической точки зрения.

Характерные примеры практически всех исследований обрушения снежной толщи по линии и образование лавин из снежной доски свидетельствуют, что горизонты обрушения находились в рыхлых (не имеющих вторичного смерзания) вторично-идиоморфных горизонтах снега со средним диаметром от 2,6 - 2,9 мм.

В зоне наибольшей активности лавинообразования (среднегорном и субальпийском поясах Заилийского Алатау и других обследованных хребтах Северного Тянь-Шаня) при достижении среднего диаметра кристаллов снега 2,4-2,6 мм горизонты полностью переходят в скелетную стадию, т. е. с этого момента времени в подавляющем большинстве случаев любые внешние (физические, снежно-метеорологические) нарушения устойчивости в этих горизонтах, как следствие, сопровождаются обрушением снежной толщи и сходом лавин (двухтактные лавины и лавины из снежной доски).

Исследования в Заилийском Алатау и других хребтах Северного Тянь-Шаня [61,64,82,83,87,108,128,164,165] показывают, что подавляющее большинство лавин из снежной доски сходит во время и непосредственно после снегопадов в результате действия дополнительной нагрузки на нижние разрыхленные горизонты снега.

Анализ относительно немногочисленных случаев измерений характеристик снега в зонах отрыва лавин из снежной доски непосредственно после их схода, а также использование аналогичных данных снеголавинной станции «Чимбулак» (табл. 4.2) свидетельствуют, что подавляющая их часть (75%) сходит, начиная со второй половины зимы и вплоть до весеннего промачивания снежной толщи в результате обрушения верхних «молодых» вторично-идиоморфных горизонтов снега.

Весной, в период интенсивных снегопадов и глубоких потеплений, возрастает доля мощных грунтовых лавин и лавин, обрушающихся по нижним горизонтам глубинной изморози, отрыв большей части которых также характеризуется линейным распространением на склоне – характерным индикационным признаком, обязанным наличию в толще снега вторично-идиоморфных горизонтов снега.

Измерения структуры и прочности снега (табл. 4.2), проведенные в зонах отрыва лавин из снежной доски, свидетельствуют, что линейное обрушение снежного пласта происходит только при формировании рыхлых вторично-идиоморфных структур, как правило, по верхним горизонтам, не подвергшимся влиянию процесса таяния-смерзания (рис. 4.10). Несмотря на то, что снегопады в подавляющем большинстве являются спусковым механизмом (непосредственной причиной) обрушения лавин из снежной доски, текстурные особенности вторично-идиоморфных горизонтов снега оказывают определенное влияние на вероятность схода таких лавин.

Поэтому, используя информацию о времени формирования вторично-идиоморфных горизонтов в снежной толще, для целей прогноза возможного обрушения лавин из снежной доски, для увеличения точности прогноза явно необходима информация и о текстурных особенностях таких горизонтов (наличие или отсутствие вторичного смерзания кристаллического скелета снега). Получить такую информацию возможно

либо с помощью периодического тестирования снежной толщи на относительно безопасных и репрезентативных участках, либо регистрируя даты и продолжительность оттепелей, вызывающих таяние снега верхних горизонтов.

Т а б л и ц а 4. 2

**Структурно-прочностные характеристики горизонтов
обрушения, измеренные непосредственно после схода лавин из
снежной доски в Заилийском Алатау***

Дата схода	Осадки, мм/см	Толщина снега, общая отрыва, см	Диам-р кр-лов в слое, мм	Плотн. слоя обруш., кг/м ³	Прочн. слоя обруш., Т/С	Темпе-рат. слоя обруш.	Причина обрушения.
2. 03.	8/10	80/40	-	-	-/11	-13,0	снег
14. 03	-	60/35			-/43	-4,3	оттеп.
11.02	10/22	95/28	-	-	-/8	-2,1	снег
16.01	12/23	51/30	2,6	210	29/17	-6,0	снег
27.01	25/35	70/40	2,7	240	37/23	-7,0	снег
14.03	8/11	71/40	3,2	280	29/10	-4,0	снег
19.12	9/12	52/20	2,5	210	56/30	-5,6	снег
29.03	-	120/40	3,4	260	83/60	-0,8	оттеп.
12.02	18/29	48/32	2,4	220	30/12	-3,2	снег
16.02	15/36	90/50	2,6	250	79/65	-2,4	снег
12.12	17/25	70/50	2,5	266	88/70	-1,6	снег
2.04	28/36	121/100	3,8	270	96/74	-0,1	снег
20.01	27/38	90/40	2,7	250	51/34	-1,8	снег
11.03	-	56/27	2,6	210	9/6	-8,7	холод
13.02	19/25	80/51	3,0	245	77/52	-3,4	снег
24.02	11/22	92/55	2,9	195	59/32	-2,0	искус-ств.

* Автор искренне признателен доктору геогр. наук И. В. Кондрашову за предоставленные дополнительные материалы по структурно-прочностным характеристикам снега в зонах отрыва лавин из снежной доски в бассейне р. Малой Алматинке.

Многолетние измерения прочностных характеристик вторично-идиоморфных горизонтов снега свидетельствуют о значительном диапазоне их колебаний. Как показывают наблюдения, прочностные характеристики вторично-идиоморфных горизонтов снега, испытавшие в своем развитии влияние процесса таяния-смерзания, не опускались ниже 91-100 кПа. В то время как прочностные характеристики рыхлых вторично-идиоморфных горизонтов снега, не испытавших влияние таяния-смерзания в процессе своего развития, находились в пределах от 4 до 90 кПа.

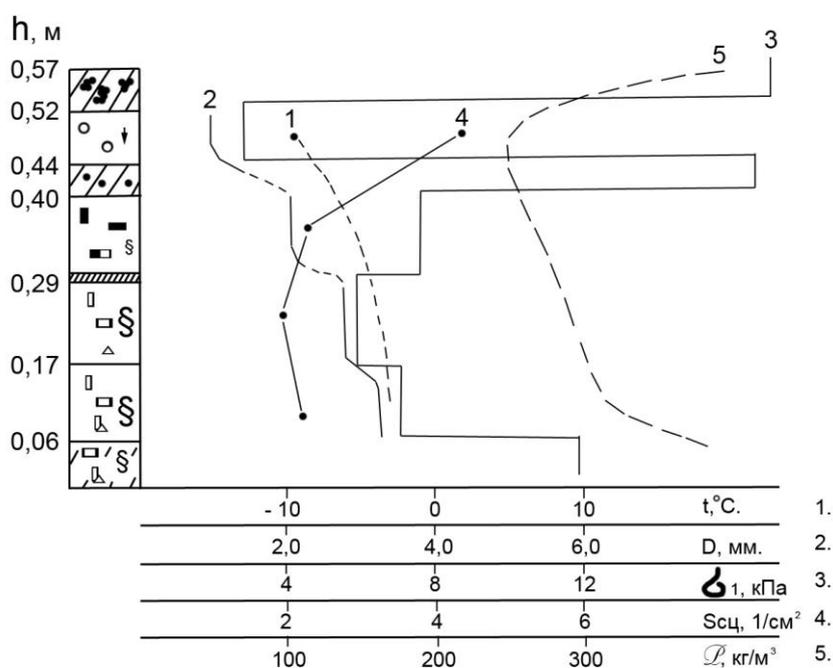


Рис.4.10. Типичные характеристики структуры и прочности снежной толщи в среднегорном поясе хребта Заилийского Алатау на максимум развития в зимы с малоснежным и средним многолетним режимами снегонакопления

Анализ данных прочностных характеристик вторично-идиоморфных горизонтов снега в зонах отрыва лавин показал, что их колебания находятся в диапазоне от 6 до 74 кПа, т. е. близки диапазону колебания прочностных характеристик вторично-идиоморфных горизонтов снега, прошедших нормальный цикл сублимационной перекристаллизации в

районе исследований, что свидетельствует о возможности прогноза наступления лавиноопасного периода, когда резко возрастает вероятность образования лавин из снежной доски по данным о структуре и прочности снега.

Таким образом, данные наблюдений свидетельствуют, что образование лавин из снежной доски возможно при формировании в снежной толще рыхлых (6-90 кПа) скелетных ($D = 2,4-2,6$ мм) горизонтов снега (рис.4.11).



Рис.4.11.Обрушение снежной толщи по горизонтам разрыхления с образованием лавины из снежной доски

Предлагаемые методы позволяют рассчитывать даты формирования таких горизонтов снега и их территориальные особенности, причем дифференцированно, в зависимости от снежности зим и продолжительности залегания снежного покрова (слоя). Такие данные, в свою очередь, необходимы для расчета дат и продолжительности

лавинноопасного периода. Достаточно большая заблаговременность расчета структурно-прочностных характеристик снега позволяет принять практически любые меры безопасности при нейтрализации возможных негативных последствий лавинной деятельности. Такие данные позволяют определять наиболее безопасный и комфортный период рекреационных занятий в горах, прежде всего, с разнообразным использованием снега как основного ресурса зимней рекреации.

4. 5. О влиянии структурных и прочностных характеристик снега на рекреационную деятельность

Вся история жизни человечества в умеренном климате всегда была связана со взаимоотношением (борьбой) человека со снегом, который чаще всего рассматривался как нежелательная помеха в жизни и функционировании инфраструктуры поселений и городов.

Изобретение разнообразных приспособлений (лыж, снегоступов) для передвижения по глубокому снегу как на равнине, так и в горной местности было известно человечеству еще с глубокой древности. Так, Ксенофонт описал случаи борьбы со снегом в горах Армении более 2 тыс. лет тому назад, а в Норвежском музее лыж представлены древние остатки лыж, найденных в канадских болотах, очевидно, еще более древних. Это было только началом пути освоения горных территорий, борьбы со снегами, изучения его свойств и характеристик и использования снега в жизни, особенно в сельском хозяйстве, транспортной инфраструктуре, а также отдыхе и туризме.

С начала – середины XIX века началось бурное освоение горных территорий, особенно после 1945 года в Европе. В Северной Америке, странах Дальнего Востока началось массовое создание горнолыжных комплексов и курортов, что привело к формированию настоящей

индустрии спорта, туризма и рекреационной деятельности с использованием снежного покрова в горах.

Эффективность, комфортность и безопасность использования снежного покрова в горах зависит от многих его как внутренних характеристик, которые в свою очередь определяются условиями его формирования и развитии, так и способов использования. Как показали данные исследования, основные характеристики снега (структура, твердость, плотность и температура) преимущественно и определяют устойчивость снежной толщи на склонах гор. Практически эти же характеристики лежат в основе способности снежной толщи противостоять (выдерживать) разнообразным нагрузкам, например, от воздействия лыж, сноубордов, саней. Одновременно эти же характеристики снега лежат в основе факторов, определяющих показатели скольжения, т.е., в целом качество, комфортность и безопасность катания по снежному покрову на горных склонах зимой.

В данном ряду исследованных факторов, определяющих прочностные характеристики снежной толщи, температура снежной толщи является фактором, определяющим количество свободной влаги в толще снега и количество влаги на поверхности снежных кристаллов. Как известно, с ростом температуры в снежной толще возрастает и количество влаги, которая, в свою очередь, приводит к торможению лыж или ухудшению их скольжения при равных прочих факторах.

По мнению Зелигмана [182], интегрально, самыми важными факторами, определяющими комфортность рекреационного использования снежного покрова, как раз и являются тип и степень метаморфизма снега.

Как показали данные настоящего исследования (раздел 4.3. гл. IV настоящей работы), прочностные характеристики снежной толщи достаточно тесно связаны с его структурой и плотностью, при равных прочих условиях перекристаллизации снежной толщи (типе и величинах

метаморфизма). Полученные коррелятивные связи структурных и прочностных характеристик снежной толщи позволяют однозначно определять временное и пространственное распространение данных характеристик, соответственно выделять аналогичные периоды с различной степенью комфортности и безопасности катания на горных склонах.

Анализ структурно-прочностных характеристик профилей снежной толщи позволяет выделить прослой снега, обладающие различными прочностными характеристиками: устойчивыми к воздействию на них лыжников, а также выявить прослой снега, разрушаемые при воздействии лыжника на снежную толщу. На типичных профилях снежной толщи (см. рис. 3.3-3.11, 4.10), исследованных в различных высотных и ландшафтных условиях гор, выделяются слои, обладающие различными показателями структурно-прочностных характеристик, соответственно различными показателями устойчивости при воздействии на них лыжников.

В условиях резко континентального климата гор юго-востока Казахстана, юга Сибири в развитии снежной толщи доминируют процессы разрыхления, однако с регулярными в течение холодных периодов кратковременными сменами сублимационного метаморфизма на режеляционный, формирующий слои с относительно высокими показателями прочностных характеристик. Как правило, такие слои, расположенные на некоторой относительно небольшой глубине от дневной поверхности, являются весьма надежной и комфортной плоскостью катания на лыжах. Например, на типичном профиле рис. 4.10 такую роль могут выполнять два слоя: поверхностный (режеляционный), но наиболее комфортный слой расположен на глубине 12 см. от дневной поверхности. Данные слои сформированы гранными формами кристаллов снега с относительно прочной к внешнему воздействию вторично смерзшейся текстурой.

Имея данные показатели структурно-прочностных характеристик снега на склонах гор, соответственно их влияние на комфортность и безопасность катания, возможно получение качественных показателей для оценок и использования в туристско-рекреационных целях и пространственного временного районирования.

ВЫВОДЫ. В полевых исследованиях прочностных свойств снежного покрова более предпочтительно использование пружинного пенетрометра конструкции А. И. Королева. В сравнении со стандартной рамкой он позволяет проводить измерения в тонких (до 2-3 см) слоях снега с ненарушенной структурой, а его показатели более стабильны.

Между величинами временного сопротивления сдвигу и сопротивлением индентору существует удовлетворительная связь (0,71), на основе которой возможна взаимозаменяемость указанных приборов.

В условиях резко континентального климата зим районов исследований основные структурные изменения, в результате которых существенно снижаются прочностные характеристики снега, связаны с его сублимационной перекристаллизацией.

К датам, предшествующим весеннему максимуму снегонакопления (февраль, март, апрель), снежная толща состоит из горизонтов двух типов снега: вверху – первично-идиоморфные, внизу – вторично-идиоморфные.

Прочностные характеристики верхних первично-идиоморфных горизонтов во многом определяются колебаниями многообразных и быстро меняющихся внешних метеорологических условий. При прочих равных условиях чем меньше снегопад (с начальной плотностью снега не более 100-120 кг/м³), тем интенсивнее его сублимационное разрыхление и соответственно ниже и прочностные характеристики, чем при крупных снегопадах, когда в снежной толще доминируют процессы оседания и уплотнения. В таких условиях измерения прочностных характеристик

снега, как правило, отражают его мгновенное состояние, что практически затрудняет их прогноз по известным факторам.

Условия сублимационной перекристаллизации нижних горизонтов снега отличаются относительной стабильностью, что позволяет прогнозировать их изменения по измеряемым характеристикам снега. Как показывают наблюдения, при прочих равных условиях, прочностные характеристики нижних горизонтов снега в основном определяются состоянием структуры и плотности, в общем виде – чем больше средний диаметр кристаллов таких горизонтов снега и ниже их плотность, тем ниже и их прочностные характеристики.

Плотность вторично-идиоморфных горизонтов снега сублимационного типа метаморфизма наиболее тесно ($r = 0,82$) связана с общей толщиной снежного покрова (h , см), а изменения среднего диаметра кристаллов снега наиболее тесно (0,93 и 0,91) связаны с продолжительностью его залегания. При уровне вероятности 0,90 погрешность расчета среднего диаметра кристаллов по данным о продолжительности его залегания, равная двум стандартным ошибкам измерения ($2SE$), равна 0,4 мм.

Таким образом, прочностные характеристики (T) вторично-идиоморфных горизонтов снега сублимационного типа метаморфизма определяются соотношением величин среднего диаметра (D , мм) и его плотности (G , кг/м³) и в определенном температурном интервале описываются следующим уравнением:

$$T = 680,8[(G_s/(G_n) 1/D)] + 18,3, \quad (4.3)$$

где $G_n = 917$ кг/м³.

Коэффициент корреляции полученного уравнения равен 0,91. При уровне вероятности 0,95 погрешность расчета прочностных характеристик снега, равная двум стандартным ошибкам измерения ($2SE$), равна 18,8 кПа.

Оттепели и инсоляция в течение холодного периода, как правило, формируют в толще снега 2-3 прочных горизонта либо режеляционного типа метаморфизма, либо сублимационного типа метаморфизма с вторичным прочным кристаллическим скелетом. Их положение в толще снега различно в различные зимние сезоны.

Диапазон зарегистрированных колебаний прочностных характеристик вторично-идиоморфных горизонтов снега во всем высотном диапазоне исследованных горных хребтов находился в пределах 6-91 кПа, а прочностные характеристики горизонтов, испытавших в процессе своего развития влияние таяния – смерзания ниже 92-100 кПа не опускались. Прочностные характеристики рыхлых вторично-идиоморфных горизонтов снега, измеренных в зонах отрыва лавин из снежной доски, колебались в пределах 9-96 кПа и практически совпадали, т.е., практически совпадали с данными на экспериментальных площадках. Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности определения временного и территориального прогноза лавиноопасного периода. Практически выделение периода, когда резко возрастает вероятность схода наиболее крупных и разрушительных лавин из снежной доски по стандартной снежно-метеорологической информации, того периода, когда резко снижается комфортность и безопасность катания на лыжах по ненарушенному снежному покрову открытых горных склонов, а также проведения других рекреационных занятий на заснеженных склонах гор.

Имея данные о показателях структурно-прочностных характеристик снега на склонах гор, а также однозначное их влияние на комфортность и безопасность катания, возможно формирование качественных критериев и показателей для оценок и его использования в рекреационных целях. В частности, сегментации зимнего сезона года по различным типам развития снежной толщи, по качеству снега для катания на лыжах и их пространственно-временное районирование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлены региональные закономерности высотно-экспозиционной зональности динамики и абсолютных величин сублимационной перекристаллизации снега (D , мм). Выделяется среднегорный пояс гор Средней Азии и юго-востока Казахстана, очевидно, и среднегорные территории других горных стран, расположенных в условиях резко-континентального климата зимних сезонов, с сопоставимыми условиями и величинами снегонакопления как территории с наибольшей активностью сублимационной перекристаллизацией снега.

Установлено, что колебания снежно-метеорологических условий (разные типы зим по режиму снегонакопления, величин снегонакопления и продолжительности его залегания) приводят к зависимому колебанию временных и территориальных величин сублимационной перекристаллизации снега и разрыхлению снежной толщи.

Впервые для условий Заилийского Алатау, других хребтов Северного Тянь-Шаня и гор юго-востока Казахстана определено количественное влияние различных (измеряемых) природных факторов на сублимационную перекристаллизацию снега. В условиях исследований в рамках декадного осреднения входящих факторов выявлен наиболее стабильный природный фактор сублимационной перекристаллизации снега – фактор времени (продолжительность залегания слоя снега).

На основе проведенных исследований проведена классификация зим по:

- 1) датам формирования скелетных горизонтов снега ($D = 2,4$ мм);
- 2) датам максимума развития скелетных горизонтов разрыхления в снежной толще (и расслоения снежной толщи).

Предлагаемая методика расчета среднего диаметра кристаллов снега (D , мм) сублимационного типа метаморфизма позволяет определять территориально-временные показатели внутрисезонной и межгодовой изменчивости отображаемых характеристик.

Существенно дополнены и детализированы результаты по определению влияния сублимационной перекристаллизации снега на его прочностные характеристики. Впервые для гор юго-востока Казахстана и хребтов Северного Тянь-Шаня, где снежная толща развивается в условиях преимущественного сублимационного разрыхления, в определенном температурном диапазоне, обоснована возможность расчета прочностных характеристик – средних и нижних вторично-идиоморфных горизонтов снега по данным о структуре (среднем диаметре кристаллов) и плотности таких горизонтов.

Экспериментально определен диапазон прочностных характеристик вторично-идиоморфных горизонтов снега в зонах отрыва лавин из снежной доски. Экспериментальные данные в зонах отрыва лавин из снежной доски практически совпадают с аналогичными данными на экспериментальных площадках за ряд зим. Полученные результаты позволяют по предлагаемым способам расчета этих характеристик снега:

- определять целесообразность искусственного воздействия на снежную толщу;
- прогнозировать временные и территориальные даты (периоды) формирования рыхлых горизонтов глубинной изморози, неустойчивого состояния снежной толщи с возможным образованием лавин длительного развития (лавин из снежной доски) наступления лавиноопасного периода – того периода, когда резко возрастает вероятность образования наиболее крупных и разрушительных лавин из снежной доски;

- прогнозировать период и его территориально-временные показатели наиболее комфортного и безопасного катания на горных лыжах, другого использования снега в туристско-рекреационных целях.

CONCLUSION

The investigations established regional patterns of altitude-exposure zoning dynamics and absolute values of sublimation recrystallization of snow (D , mm). Time stands midland mountains of Central Asia and the South-East of Kazakhstan, and middle evident in other mining countries in the conditions of sharply continental climate in the winter, and with comparable values of snow accumulation as areas with the greatest activity sublimation recrystallization of snow.

Found that variations of snow-meteorological conditions (different types of winter snow accumulation on the regime, the quantities of snow accumulation and duration of its occurrence) lead to the dependence of the oscillations of time and territorial variables sublimation recrystallization of snow and breaking up the snow cover.

First Trans-Ili Alatau for conditions, other ranges of the Northern Tien Shan mountains and the south-east of Kazakhstan To quantify the effect of various (measured) of natural factors on the sublimation recrystallization of snow. In the research within the decade box averaging incoming factors has been the most stable natural factor sublimation recrystallization of snow - the time factor (time of occurrence of the layer of snow).

Based on these studies, a classification winters on:

- 1) the date of formation of skeletal horizons Snow ($D = 2,4$ mm);
- 2) the maximum dates of skeletal horizons loosening in snow cover (snow cover and bundles).

The proposed method of calculating the mean diameter of snow crystals (D , mm) sublimation allows you to define the type of metamorphism geographically-temporal intraseasonal and interannual variability of the display characteristics.

Significantly expanded and detailed results to determine the effect sublimation recrystallization of snow on its strength properties. For the first time for the mountains south-east of Kazakhstan and the ridges of the Northern Tien Shan, where snow cover is developed in the pre-emptive loosening sublimation, in a certain temperature range, demonstrated the possibility of calculating the strength characteristics - the middle and lower secondary euhedral horizons of snow on the structure of the data (mean diameter crystals) and the density of such horizons.

Experimentally determined range of the strength characteristics of secondary euhedral horizons in areas of snow avalanches of snow job boards. Experimental data in the separation zones of avalanches of snow boards, virtually identical to those in the experimental data for a number of sites winters. These results allow for the proposed methods for calculating these characteristics of snow:

- Determine the feasibility of artificial influence on snow cover;
- predict the temporal and spatial date (period) of unconsolidated formation horizons deep frost, snow cover unstable condition with a possible long-term development to avalanches (avalanches of snow boards) offensive avalanche period – the period in which sharply increases the probability of the largest and most devastating avalanches of snow the board;
- predict the period and its territorial and temporal parameters of the most comfortable and safe skiing, another use of snow in the tourist and recreational purposes.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккуратов, В.Н. Генетическая классификация лавин / В.Н. Аккуратов // Труды Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции, - 1959. - вып. 1(4), С. 215-233.
2. Абдушелишвили, Л.К. Основные принципы развития методики составления карт лавинной опасности в горах Кавказа / Л.К. Абдушелишвили, Л.А. Калдани // Труды Второго Всесоюзного совещания по лавинам. Л., 1987, С. 198-202.
3. Акифьева К.Ф. Лавинное картографирование в Западной Европе / К.Ф. Акифьева // Труды Второго Всесоюзного совещания по лавинам. Л., 1987, С. 214-219.
4. Андерсон, Д. Уплотнение и диагенез снега / Д. Андерсон, К. Бенсон // Лед и снег. М., 1966, С. 301-329.
5. Анисимов, М.И. Снег и снежные обвалы: монография / М.И. Анисимов. - М, 1958. 98 с.
6. Анисимов, М.И. Перекристаллизация сухого снежного покрова / М.И. Анисимов // МГИ. М. – 1965. Вып. 11. - С. 104-108.
7. Арэ, А.Л. Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска / А.Л. Арэ // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.- 1972. С. 160-167.
8. Арэ, А.Л. Экспериментальные исследования диффузий в снежном покрове Якутии / А.Л. Арэ // МГИ. М.- 1981, вып. 40. - С. 185-189.
9. Бакли Г. Рост кристаллов: монография / Г. Бакли М.- 1954.- 406 с.
10. Байдал М.Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата. Л.- 1964. - ч. 1 и 2- 446 с.
11. Болов В.Р. Формирование, прогноз и искусственное обрушение лавин, обусловленных снегопадами, метелями и сублимационной

перекристаллизацией снега: автореф. дис. канд. геогр. Наук: 11.00.07/ В.Р. Болов; Высокогорный геофизический институт. - Нальчик, 1981. 28 с.

12. Болов, В.Р., Залиханов М.Ч, Шабельников В.А. О горизонтах разрыхления в тоще снежного покрова и их значение в лавинообразовании / В.Р. Болов, М.Ч. Залиханов, В.А. Шабельников // Труды ВГИ. Физика снега, лавины, сели. – 1980.- вып. 46. - С. 21-29.

13. Божинский, А.Н. Основы лавиноведения: монография / А.Н. Божинский, К.С. Лосев.- Л. - 1987. - 280 с.

14. Варганова, В.И. Влияние оттепелей на структуру снежной толщи в условиях Северо-Восточного Алтая / В.И. Варганова //Исследования взаимодействий в геосистемах. ДВНЦ АН ССОР. – Владивосток. – 1975. - С. 182-196.

15. Войтковский, К.Ф. Механические свойства снега: монография./ К.Ф. Войтковский. - М. – 1977.- 126 с.

16. Войтковский, К.Ф. Проблемы возникновения и схода снежных лавин/ К.Ф. Войтковский // Склоновые процессы.- М.- 1974.- вып. 1. С. 101-112.

17. Войтковский, В.К. Влияние экспозиции склонов и влажности грунтов на метаморфизм снежного покрова в районе хр. Удокан / К.Ф. Войтковский // Склоновые процессы (лавины, сели), МГУ.- М.- 1980. вып. 4. - С. 44.

18. Вилесов, Е.Н. Температурный режим снежного покрова и перекристаллизация снега в гляциальной зоне Заилийского Алатау/ Е.Н. Вилесов//Гляциологические исследования в период МГГ.- Алма-Ата. 1966.- вып 3.- С. 32-51.

19. Галахов, Н.Н. Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР/Н.Н. Галахов// Роль снежного покрова в природных процессах. -М.- 1961.- С. 11-26.

20. Гельмгольц, Н.Ф. Горно-долинная циркуляция в предгорной зоне/Н.Ф. Гельмгольц//Труды Казахского научно-исследовательского гидрометеорологического института. - М.- 1961 - вып. 14 - С. 43-118.

21. Гельмгольц, Н. Ф. Горно - долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня: монография /Н.Ф. Гельмгольц. - Л. - 1963.- 380 с.

22. Геткер, М.И. Метод расчета максимальных снегозапасов горно-ледниковых районах для построения карт в Атлас снежно-ледовых ресурсов мира/ М.И. Геткер// МГИ. - М.- 1981.- вып. 40.- С. 133-141.

23. Геткер, М.И. О статистической структуре полей осадков снежного покрова в горах/ М.И. Геткер //Труды САРНИГМИ. - М, - 1979.- вып. 70(151). - С. 40-51.

24. Геткер, М.И. Расчет распределения дат образования и разрушения снежного покров на территории Памиро-Алая/ М.И. Геткер, О.М Архипова // Труды САРНИГМИ. - М.- 1983.- вып. 99(180).- С. 20-30.

25. Геткер, М.И. Опыт регионального картографирования характеристик лавообразования. / М.И.Геткер, Л.А. Канаев, Р.В. Муравская //Труды второго Всесоюзного совещания по лавинам.- Л.- 1987.- С. 180-193.

26. Гировка, Н.Н. Исследование перекристаллизации снежно толщи в связи с оценкой условий лавинообразования в Заилийского Алатау/ Н.Н. Гировка// Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана.- Алма-Ата.- 1981.- С. 99-109.

27. Гировка, Н.Н. Территориально-временные изменения структурно-прочностных свойств снежного покрова в горах Средней Азии и Казахстана/ Н.Н. Гировка, И.В. Северский// Горные геосистемы (тезисы докладов Всесоюзного симпозиума "Горные геосистемы внутриконтинентальных пустынь и полупустынь".- М-Алма-Ата – 1982.- С. 218-219.

28. Гировка, Н.Н. Пространственно-временная изменчивость перекристаллизации снежного покров в горах юго-востока Казахстана/Н.Н. Гировка// Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана.- Алма-Ата.- 1983.- С. 118-127.

29. Гировка, Н.Н. К методике ландшафтной индикации характеристик снежности в горах/Н.Н. Гировка, И.В. Северский// Тезисы докладов 2-го съезда географического общества Казахской ССР.- Алма-Ата.- 1985.- С. 71-72.

30. Гировка, Н.Н. Закономерности территориальных изменений структурно-прочностных свойств снежного покрова в лавиноопасной зоне Северного Тянь-Шаня/Н.Н. Гировка// Роль нивально-гляциальных образований в динамике горных экосистем. Тезисы докладов к Всесоюзной конференции.- Барнаул.- 1985.- С. 14.

31. Гировка, Н.Н. Метод определения величин кристаллов снега при сухом метаморфизме/Н.Н. Гировка// Опыт и проблемы обеспечения безопасности и бесперебойности движения поездов на снегозаносимых и лавиноопасных участках железных дорог. Тезисы научно-практической конференции (19-21 ноября 1986 г.).- Новосибирск.- 1986.- С. 33-34.

32. Гировка, Н.Н. Температурные условия сублимационной перекристаллизации снега в Заилийском Алатау./Н.Н. Гировка// Снежно-ледовые ресурсы гор юго-востока Казахстана.- Алма-Ата.- 1990. - С. 67-73.

33. Гировка, Н.Н. К методике ландшафтной индикации характеристик снежности в горах./Н.Н. Гировка// Тезисы докладов II съезда географического общества Казахской ССР. - Алма-Ата.- 1985. - С.81-85.

34. Гировка, Н.Н. Снежный покров как фактор лавинообразования в горах Средней Азии и Казахстана./Н.Н. Гировка// Освоение пустынных и горных территорий Казахстана.- Алма-Ата.- 1987. – С. 91-98.

35. Гировка, Н.Н. Пространственно-временная изменчивость структурно-прочностных свойств снежного покрова в горах Северного Тянь-Шаня./Н.Н. Гировка// МГИ.- М. – 1987.- вып. 60.- С. 171-175.

36. Гировка, Н.Н. О влиянии типа растительности горных склонов на структурно-прочностные свойства снежного покрова в условиях Заилийского Алатау./Н.Н. Гировка// Ледники и климат Сибири.- Томск.- 1987.- С. 131-133.

37. Гировка, Н.Н. Возможности прогноза образования лавин из снежной доски в Заилийском Алатау как фактора динамики структурно-прочностных свойств снега./Н.Н. Гировка// Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана.- Алма-Ата.- 1989.- С. 80-87.

38. Глазовская, Т.Г. О задачах и содержании мелкомасштабных лавинных карт./ Т.Г. Глазовская, С.М. Мягков // МГИ.- 1978.- вып. 84.- С. 46-50.

39. Голубев, В.Е. Массоперенос к метаморфизму в снежном покрове./ В.Е. Голубев, К.Ф. Войтковский, Е.А. Лаптева, Е.С. Трошкина, Л.А. Ушакова, А.В. Павлов // МГИ.- М.- 1976.- вып. 25.- С. 146-152.

40. Голубев, В.Е. Количественные характеристики снега. /В.Е. Голубев, К.Ф. Войтковский// МГИ.- 1977.- вып. 31.- С. 164-168.

41. Голубев, В.Е. Зависимость упругих свойств снега от его структуры. /В.Е. Голубев// МГИ.- 1982.- вып. 44.- С. 65-73.

42. Голубев, В.Е., Войтковский В.К., Болтеева Т.В. Влияние структуры на механические свойства снега/ В.Е.Голубев В.Е., Войтковский, В.К. Болтеева Т.В. // МГИ.- М.- 1982.- вып. 45.- С. 109-113.

43. Голубев, В.Е. Количественная характеристика структуры снега / В.Е. Голубев, В.К. Войтковский// МГИ.- М. - 1977. - вып. 31. - С. 164-163.

44. Голубев, В.Н. Некоторые закономерности пространственной неоднородности свойств и строения снежного покрова на склонах гор/

В.Н. Голубев // Труды Второго Всесоюзного совещания по лавинам. - Л. - 1987. - С. 220-228.

45. Горбунов, А.И. Пояс вечной мерзлоты Тянь-Шаня: автореф. дис. докт. геогр. наук / А.П. Горбунов; - М, 1974. - 33 с.

46. Горбунов, А.П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня/ А.П. Горбунов// Труды Каз; НИГМИ. - Л. -1970. - вып. 39.- 266 с.

47. Гофф, А.Г., Оттен Г.Ф. Физико-механические свойства снежного покрова// Снег и снежные обвалы в Хибинах / А.Г. Гофф, А.Г., Г.Ф.Оттен - Л-М. – 1938. - вып. 1. - С 87-94.

48. Глики, Е. Г. Наблюдения над ростом кристаллов льда из пара/ Е.Г. Глики// Рост кристаллов.- М.- 1961. - т.3. - С. 131-136.

49. Гуртовая, Е.Е. Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова/ Е.Е. Гуртовая // Роль снежного покрова в природных процессах.- М. – 1961.- С. 121-130.

50. Де Кервен, М. Р. О метаморфизме снега/ М.Р. Де Кервен // Лед и снег. Свойства, процессы, использование. - М. – 1966.- С. 329-343.

51. Денисов, Ю. М., Трофимова Е.Б. Математическое описание некоторых физических характеристик снежного покрова/ Ю.М. Денисов, Е.Б.Трофимова//Труды ОАР-НИГМИ.- 1974 -. вып. 15(96). - С. 87-93.

52. Долов, М.А. Физика снега и динамик; снежных лавин/ М.А.Долов, П.А. Халкечев // Труды ВГИ.- 1977.- вып. 22. - 327 с.

53. Димо, В.Е. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах / В.Е. Димо. - Алма-Ата. - 1967.- 198 с.

54. Дроздовская, Н.Ф. Некоторые вопросы прикладной изменчивости физико-механических свойств снега/Н.Ф. Дроздовская, Л.А. Канаев //Труды Первого Всесоюзного совещания по лавинам.- Л.- 1965.- С. 92-96.

55. Дроздовская, Н.Ф. Основные проблемы прогнозирования лавинной опасности/ Н.Ф. Дроздовская, Л.А. Канаев, В.М. Сезин // Гляциология горных областей.- М.- 1980.- С. 35-41.

56. Дюнин, А.К. Испарение снега. / А.К.Дюнин.- Новосибирск, 1961. - 117 с.

57. Дюнин, А.К. Экспериментальные исследования изменения структуры снега в аэродинамическом канале (предварительные результаты)/А.К. Дюнин//Премирование железных дорог в сложных физико-географических условиях. - Новосибирск.- 1976. - вып. 184.- С. 19-25.

58. Дюнин, А.К. К вопросу о влиянии ветра на метаморфизм снежного покрова/ А.К. Дюнин // Проектирование железных дорог в сложных физико-географических условиях. - Новосибирск.- 1977.- вып. 184.- С. 3-10.

59. Жуков, Н.В., Гречаниченко Ю.Ю. Некоторые результаты исследований режима физико-механических свойств снежного покрова на лавиноактивных склонах Заилийского Алатау / Н.В.Жуков, Ю.Ю Гречаниченко // Сборник работ Алма-Атинской гидрометеорологической обсерватории. -Алма-Ата.- 1978.- вып 8.- С 22-29.

60. Залиханов, М.Ч., Акаева Л.А. Снежность зим Большого Кавказа / М.Ч. Залиханов, Л.А. Акаева // МГИ.- 1974.- вып. 23.- С. 168-173.

61. Зябкий, В.В., Щербаков М.П., Попов Л.И. Физические свойства глубинной изморози и метод прогноза лавин сублимационного диафтореза / В .В.Зябкий, М.П. Щербаков, Л.И. Попов // Гляциология Средней Азии. Лавины.- 1974.- вып. 15(96).- 113 с.

62. Иверонова, М.И. Некоторые закономерности распределения и режима снежного покрова на горных склонах в лесо-луговом поясе Терской Алатау / М.И. Иверонова // Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции № 5.- вып. 67.- 1956. - С. 11-36.

63. Иверонова, М.И. К характеристике твердости снежного покрова в хр. Терской Алатау/ М.И. Иверонова // Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве.- М.- 1962.- С. 25-29.

64. Иверонова, М.И. Режим снежных обвалов в Терской Алатау и их гидрологическое и геоморфологическое значение/ М.И. Иверонова // Труды института географии АН СССР.- М.- 1962.- т. 81.- С. 59-72.

65. Иверонова, М.И. Характеристика снежного покрова центральной части северного склона хр. Теркей Алатау/ М.И. Иверонова // География снежного покрова.- М.- 1960.- С. 20-36.

66. Исаенко, Э. П., Марин Ю.А., Ядрошников В.Н. Особенности формирования и физико-механические свойства снежного покрова н. лавиноактивных склонах вдоль железной дороги Южно-Сахалинск – Холмск/ Э.П. Исаенко, Ю.А. Марин, В.Н.Ядрошников // Лавины Сахалина и Курильских островов.- Л.- 1971.- С. 109-123.

67. Иосида, З. Физические свойства снега/ З. Иосида// Лед и снег. Свойства, процессы, использование.- М.- 1966.- С. 337-338.

68. Колитин, Н.Н. Опыт изучения радиационных свойств снегового покрова/ Н.Н. Колитин // Известия ГГО.- 1931- №1-2- С. 9-18.

69. Канаев, Л.А. Об изменчивости свойств снежного покрова/ Л.А. Канаев// Труды САРНИГМИ.- 1969- вып. 44(59).- С. 25-42.

70. Канаев, Л.А. Проблема классификации лавин/Л.А. Канаев// Гляциология горных областей.- М.- Гидрометеоиздат.- 1980.- С. 11-25.

71. Канаев, Л.А. К оценке информативности факторов лавинообразования/ Л.А. Канаев // Труды САНИИ.- 1983.- вып. 107(188).- С. 29-45.

72. Канаев, Л.А. Современное состояние и прогнозирование лавинной опасности в СССР/ Л.А. Канаев // Обнинск.- Информационный центр.- 1975.

73. Канаев, Л.А. Вопросы стратиграфической распределения размеров кристаллов снега/ Л.А. Канаев, Н.К. Тупаева // Гляциология горных областей (снежный покров, лавины, ледники Средней Азии).- Л. 1977- вып. 53(134).- С. 84-96.

74. Канаев, Л.А. Процессы трансформации снежной толщи в горах Средней Азии/ Л.А. Канаев, Н.К. Тупаева // Труды САРНИГМИ.- 1977-вып. 32(113).- С. 66-79.

75. Квилидзе, Б.И. Роль жидкоподобного слоя в процессе метаморфизма снега/ Б.И. Квилидзе, Л.А.Ушакова // Связная вода в дисперсных системах.- М.- 1972.- вып. 2.- С. 168-174.

76. Коломыц, Э.Г. Диффузный массоперенос и перекристаллизация снежного покрова в условиях средней тайги Западной Сибири/ Э.Г. Коломыц// Труды ВГИ/ Физика снега, снежные лавины и ледники.- Л.- 1967.- вып. 12.- С. 12-27.

77. Коломыц, Э.Г. Структура и режим снежной толщи Западносибирской тайги: монография/ Э.Г. Коломыц.- Л.- 1971.- 174 с.

78. Коломыц, Э.Г. Роль природных взаимодействий в развитии структуры снега континентальных районов/ Э.Г. Коломыц // Исследование взаимодействий в геосистемах.- ДВНЦ АН СССР.- Владивосток.- 1975.- С. 177-188.

79. Коломыц, Э.Г. Конструктивный метаморфизм снежной толщи и вопросы классификации снега/ Э.Г. Коломыц // Известия Забайкальского филиала Геогр. общества СССР.- 1969.- т. 5.- вып. 3.- с. 17-34.

80. Кондрашов И.В. Особенности лавинообразования в гляциальной зоне Заилийского Алатау// Работы Алма-Атинской гидромет. обсерватории. Алма-Ата. 1978, вып. 7, с. 35-48.

81. Кондрашов, И.В. Синоптико-метеорологические условия при лавиноопасных снегопадах в бассейне р. Малой Алматинке/ И.В. Кондрашов // Сборник работ Алма-Атинской гидромет. обсерватории.- Алма-Ата.- 1978.- вып. 8.- С. 30-47.

82. Кондрашов, И.В. Анализ структурно-прочностных свойств снега в многоснежные и малоснежные зимы на северном склоне Заилийского

Алатау/ И.В. Кондрашов // Труды САНИИ.- 1980.- вып. 78(159).- С. 85-88.

83. Кондрашов, И.В. Основные черты режима лавин на северном склоне Заилийского Алатау/ И.В. Кондрашов // Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана.- Алма-Ата.- 1981.- С. 77-78.

84. Кондратьева, А.С. Теплопроводность снегового покрова и физические процессы, происходящие в нем под влиянием температурного градиента/ А.С. Кондратьева // Физико-механические свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве.- М. - Л.- 1945.- С. 14-28.

85. Королев, А. И. Некоторые вопросы метаморфизма и изменение прочности снега/ А.И. Королев // Гляциология горных областей (снежный покров, ледники Средней Азии).- Л.- 1977.- вып. 53(134).- С. 97-104.

86. Королев, А.И. Значение надпочвенного горизонта снега в лавинообразовании, механизм возникновения снежных обвалов и возможности количественного лавинного прогноза/ А.И.Королев // Гляциология Средней Азии (снежный покров и лавины).- Л.- 1977.- вып. 32(113).- С. 149-166.

87. Королев, А.И. К вопросу о методике определения лавинной опасности/ А.И.Королев // Вопросы гляциологии Средней Азии.- Л.- 1967.- вып. 30(45).- С. 28-39.

88. Красносельский, Э.Б. К вопросу о трансформации сезонного снежного покрова в высокогорных районах Тянь-Шаня/ Э.Б. Красносельский // Труды первого Всесоюзного совещания по лавинам.- Л.- 1965.- С. 25-48.

89. Красносельский, З.Б. Некоторые условия формирования и обрушения перекристаллизационных лавин: автореф. дис. канд. географ, наук./ З.Б. Красносельский; ТашГУ, 1965.- 23 с.

90. Красносельский, Э. Б. Методы наблюдений и некоторые закономерности температурного режима снежного покрова/ Э.Б. Красносельский // Вопросы гляциологии Средней Азии.- Л.- 1966.- вып. 22(42).- С. 50- 70.

91. Куваева, Г.М. Особенности развития снежной толщи в зависимости от температурных условий и экспозиции склонов в Приэльбрусье/ Г.М. Куваева // Труды ВГИ. Физика снега, лавины, сели.- 1980.- вып. 46.- С. 3-12.

92. Куваева, Г.М. К вопросу определения размеров частиц снега / Г.М. Куваева // Физика снега и динамика снежных лавин.- М.- 1984.- вып. 26.- С. 44 -49.

93. Куваева, Г.М. О росте кристаллов в снежном покрове / Г.М. Куваева // МГИ.- М.- 1965.- С. 271-274.

94. Куваева, Г.М. Условия и время, необходимые для развития в снежном покрове глубинной изморози/ Г.М. Куваева // Труды ВГИ. Снег и снежные лавины.- Л.- 1972.- вып. 16.- С. 61-72.

95. Куваева, Г.М. Результаты исследования механизма и скорости преобразования структуры снега/ Г.М. Куваева // Труды Закавказского н.-и. гидрометеорологического ин-та.- Л.- 1965.- вып. 18(25).- С. 119-126.

96. Куваева, Г.М. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа. Гляциология/ Г.М.Куваева, Г.К. Сулаквелидзе, Б.С. Читадзе, Л.С. Чоторлишвили, А.М. Эмельсов.- М.- 1967.- вып. 17. 192 с.

97. Куваева, Г.М., Сулаквелидзе Г.К. Миграция водяных паров в снежном покрове/ Г.М. Куваева, Г.К. Сулаквелидзе // Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве.- М.- 1962.- С. 30-38.

98. Кузьмин, Н.Н. Поглощение солнечной энергии снежного покрова/ Н.Н. Кузьмин // Метеорология и гидрология.- М.- 1947.- №7. - С. 43-51.

99. Кузьмин, Н.Н. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов/ Н.Н. Кузьмин: Л.- 1960.- 66 с.

100.Лаптев, М.Н. Метод количественной оценки структуры снега и связь с его физико-механическими свойствами/ М.Н. Лаптев// Труды ВГИ. Снег и снежные лавины.- Л.- 1972.- С. 11-72.

101.Лаптев, М.Н. Зависимость механических свойств снега от его плотности и температурного режима/ М.Н. Лаптев, Б.А.Савельев // Гляциологические исследования в период МГГ.- М.- 1959.- С. 94-99.

102.Лосев, К.С. Прочностные характеристики снежного покрова при возникновении лавин / К.С. Лосев// МГИ.- М.- 1982.- вып. 45.- С. 113-116.

103.Лосев, К.С. Лавины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза): монография/ К.С. Лосев.- Л.- 1966.- 133 с.

104.Миронов, В.Е. О некоторых закономерностях устойчивости снежного покрова на склонах/ В.Е.Миронов, В.А. Халкечев // Труды ВГИ. Физика снега, лавины, сели.- М.- 1980.- вып. 46.- С. 53-56.

105.Молочников, Н. Г. Структура снежного покрова/ Н.Г. Молочников // Снег и снежные обвалы в Хибинах. Р-н г. Кировска. -Л.- 1938.- вып. 1. - С.15-32.

106.Морозов, Г.А. Расчет изменения плотности снежного покрова под действием диффузии, конвекции, возгонки и сублимации водяного пара в нем/ Г.А. Морозов // Метеорология и гидрология.- 1967.- вып 6.- С. 98 - 103.

107.Максимов, Е.В., Щербаков М.П., Бернер Е.Ф. Лавины и борьба с ними на территории Киргизии: монография /Е.В. Максимов, М.П. Щербаков, Е.Ф. Бернер.- Фрунзе.- 1965.- 120 с.

108.Меншикова, Е.А. Термические условия формирования снежного покрова в горных районах/ Е.А. Меншикова // Труды института энергетики.- Алма-Ата.- 1975.- Т. 1.- С. 19-25.

109.Москалев, Ю.Д. Возникновение и движение лавин: монография / Ю.Д. Москалев.- Л.- 1966.- 152 с.

110.Москалев Ю.Д. Динамика лавин и снеголавинные расчеты/ Ю.Д. Москалев // Труды САРНИГМИ.- 1977.- вып. 36(117). - С. 1-231.

111.Сколов, В.Ф. Число дней со снежным покровом (расчет для горных районов)/ В.Ф. Сколов, С.М. Мягков, Т.Г. Глазовская // Склоновые процессы (лавины и сели).- М.- 1980.- вып. 4.- С. 125-182.

112.Олейников, А.Д. Применение существующих методов типизации зим для целей лавиноведения на примере Западного Кавказа/ А.Д. Олейников // МГИ.- М.- 1982, вып. 45.- С. 70-76.

113.Павлов, А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой: монография / А.В. Павлов.- М.- 1965.- 354 с.

114.Павлов, А.В. Снежный покров как промежуточная среда при теплообмене между литосферой и атмосферой/ А.В. Павлов // Вопросы криологии Земли.- М.- 1976.- С. 82-99.

115.Павлов, А.В. О диффузии и кондукции в снежном покрове/ А.В. Павлов // Геотеплофизические исследования в Сибири.- Новосибирск.- 1978.- С. 33-40.

116.Павлов, А.В. Теплофизика ландшафтов: монография/ А.В. Павлов. – Новосибирск.- 1979.- 285 с.

117.Плохинский, Н.А. Биометрия: монография/ Н.А. Плохинский.- Новосибирск.- 1962.- 364 с.

118.Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности: монография/ Сост. Ю. Д. Москалев.- Л.- 1979.- 200 с.

119.Ракцман, Е.Я. Типы рельефа, горного обрамления Иссык-кульской котловины в связи с новейшими структурами/ Е.Я. Ракцман// Труды института географии АН СССР XVII, Работы Тянь-Шанской физико-географической станции.- М.- 1956.- вып. 5.- С. 5-10.

120.Ревякин, В.С.Снежный покров и лавины Алтая: монография/ В.С. Ревякин, В.И. Кравцова. – Томск.- 1977.- 215 с.

121.Рихтер, Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства: монография/ Г.Д. Рихтер.- М-Л.- 1945.- С. 25-27.

122.Ржевский, Б.Н. Лавины резких температурных изменений и способы их прогнозирования/ Б.Н. Ржевский // Физика снега, снежные лавины и ледники. Тр. ВГИ.- 1967.- вып. 12.- С. 253-260.

123.Руководство по снеголавинным работам (временное).- Л.- 1965.- 397 с.

124.Рябцева, К.М., Тушинский Г.К. Стратиграфия снега как показатель особенностей природно-территориальных комплексов/ К.М. Рябцева, Г.К.Тушинский // Информационный сборник о работах географич. фак-та МГУ по международному геофизическому году.- М.- 1958.- т. 1.- С. 272-283.

125.Савельев, Б.А. Применение микрофотографии при исследовании строения снежной толщи/ Б.А. Савельев, Н.И. Лаптева, М.Н. Лаптев // Жизнь Земли.- М.- 1967.- т. 4.- С. 136-139.

126.Савельев, Б.А.Строение, состав, физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменение в процессе метаморфизма/ Б.А. Савельев, Н.И. Лаптева, М.Н. Лаптев // Снег и лавины Хибин.- М.- 1967.- С. 201-239.

127.Северский, И.В. Исследование процессов перекристаллизации снега и особенности лавинного режима на северном склоне Заилийского Алатау/ И.В. Северский // Успехи Советской гляциологии.- Фрунзе.- 1968.- С. 338-347.

128.Северский, И.Е. Особенности режима прочностных свойств снега на лавиноактивных склонах в условиях Заилийского Алатау/ И.В. Северский // Снежные лавины и ледники Казахстана.- Алма-Ата.- 1977.- С. 51-65.

129.Северский, И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау: монография/ И.В. Северский.- Алма-Ата.- 1978.- 255 с.

130.Северский, И.В. К методике расчета снеготпасов в горах/ И.В. Северский // ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана.- Из-во «Наука», Каз.ССР.- Алма-Ата.-1983.

131.Северский, И.В., Пиманкина Н.В. Опыт расчета сроков залегания устойчивого снежного покрова в горах Средней Азии и Казахстана по стандартной информации/ И.В. Северский, Н.В. Пиманкина // МГИ.- М.- 1980.- вып. 37.- С. 71-79.

132.Северский, И.В. Оценка лавинной опасности горной территории: монография/ И.В. Северский, В.П. Благовещенский.- Изд-во «Наука» Каз. ССР.- Алма-Ата.- 1983.- 273 с.

133.Северский, И.В. Снежный покров как фактор лавинообразования в горах Средней Азии и Казахстана/И.В. Северский, Н.Н. Гировка // Освоение пустынных и горных территорий Казахстана.- Алма-Ата.- 1987.- С. 93-101.

134.Сезин, В.М., Суздальцева О.Н. Картографирование лавинной опасности с использованием метода «взвешенных баллов»/ В.М. Сезин, О.Н. Суздальцева // Труды второго Всесоюзного совещания по лавинам.- Л.- 1987.- С. 193-198.

135.Снег, справочник. Пер. с англ. - Л.- 1986.- 751 с.

136.Снежные лавины. Справочник по прогнозированию и мерам контроля.- М.- 1964.- 208 с.

137.Снежные лавины. Прогноз и защита (сборник статей). /Под ред. проф. Г.К. Тушинского, Е.С. Трошкиной.- М.- 1974.- 167 с.

138.Соседов, И.С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах: монография/ И.С. Соседов. - Алма-Ата.- 1976.- 151 с.

139.Соседов, И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау: монография/ И.С. Соседов.- Алма-Ата.- 1967.- 197 с.

140.Соседов, И.С. О влиянии ориентации горных склонов на режим снежного покрова (на примере бассейна р. Малой Алматинки)/ И.С. Соседов// Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве.- М.- 1962.- С. 87-97.

141.Субботина, О.И. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии. Труды/О.И. Субботина.- Л.- 1971.- вып. 59(74).- 122 с.

142.Судаков, П.А. Формирование и некоторые физические свойства снежного покрова в гляциальной зоне Заилийского Алатау/П.А. Судаков// Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау.- Алма-Ата.- 1963.- IV/- С. 13-29.

143.Судаков, П.А. Снежный покров/ П.А. Судаков // Материалы гляциологических исследований. Тянь-Шань, Заилийский Алатау.- М.- 1962.- 138 с.

144.Судаков, П.А. Атмосферные осадки и снежный покров гляциально-нивальной зоны Заилийского Алатау: автореф. дис. канд, географ, наук/ П.А. Судаков.- Алма-Ата.- 1968.- 26 с.

145.Трошкина, Е.С. Снежный покров верховьев долины р. Баксан / Е.С. Трошкина // Лавины Приэльбрусья.- М.- 1960.- С. 4-23.

146.Трошкина, Е.С. Оценка структурно-стратиграфических особенностей снежного покрова горных районов Советского Союза для прогнозирования лавин/ Е.С. Трошкина //Склоновые процессы (лавины, сели).- ЛГУ.- 1980.- вып. 4.- С. 35-36.

147.Тушинский, Г.К. Лавины - возникновение и защита от них: монография/ Г.К. Тушинский.- М.- 1949.- 213 с.

148.Тушинский, Г.К. Эволюция снежной толщ/ Г.К. Тушинский // Вопросы географии.- М.- 1951.- сб. 24.- С. 350-379.

149.Тушинский, Г.К. Перекристаллизация снега к возникновение лавин: монография/ Г.К.Тушинский, Е.Ф. Гуськова, В.Д. Губарева. - МГУ.- 1953.- 111 с.

150.Тушинский, Г.К. Карта лавиноопасных районов СССР/ Г.К.Тушинский, К.В. Акифьева, Н.А. Володичева // Вестник МГУ. Сер. географ.- 1967.- 1- С. 3-14.

151.Тушинский, Г.К., Трошкина Е.С., Лаптев М.С. Изучение стратиграфических и физико-механических свойств снега горных районах Европейской части СССР различного типа лавинообразования/ Г.К. Тушинский, Е.С. Трошкина, М.С. Лаптев // Смежные лавины (прогноз и защита).- Изд-во Московск. ун-та.- 1974.- С. 54-63.

152.Утешев, А.С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления: монография/ А.С. Утешев.- Алма-Ата.- 1973.- 176 с.

153.Федюшкина, Л.П. К характеристике термического режима северного склона Заилийского Алатау/ Л.П.Федюшкина // Труды Каз НИГМИ.- Алма-Ата.- 1965.- вып. 22.- С. 71-81.

154.Филатова, Л. К. Изучение влияния рельефа, на сроки залегания снежного покрова в Заилийском Алатау/ Л.К.Филатова // Материалы совещания по вопросам экспериментального изучения стока и водного баланс водосборов.- Валдай.- 1965.- С. 53-54.

155.Харитонов, Г.Г. Некоторые результаты определения плотности снега в горах Средней Азии на основе метеорологических наблюдений / Г.Г. Харитонов // Известия Узбекского географического общества.- Ташкент.- 1964.- т. 3.- С. 96-99.

156.Чиркова, А.А. Закономерности влияния рельефа на залегание снежного покрова в горных районах/ А.А.Чиркова// МГИ.- М.- 1979.- вып. 35.- С. 126.

157.Чупахин, В.М. Ландшафтная структура северного склона Заилийского Алатау/ В.М. Чупахин // Вопросы ландшафтоведения.- Алма-Ата.- 1963.- с.

158.Шимановский, С.В. Температурный режим снежного покрова/ С.В. Шимановский// Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве.- М.- 1955.- С. 55-72.

159.Шлыгин, В.Д. Краткий курс геологии СССР: учебник/ В.Д. Шлыгин. - М.- 1979.- 364 с.

160.Шумский, П.А. Основы структурного льдоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования: монография/ П.А. Шумский.- М.- 1955.- 492 с.

161.Шумский, П. А. Диагенез и фирнизация снежного покрова/ П.А. Шумский // Снег и талые воды.- М.- 1956.- С. 13-21.

162.Щербаков, М.П. Роль метеорологических факторов в развитии снежной толщи/М.П. Щербаков// Известия Академии наук СССР. Серия географическая.- М.- 1964.- т. 2.- С. 115-119.

163.Щербаков, М.П. Основные черты деятельности лавин и условия их формирования на территории Киргизской ССР/ М.П. Щербаков // Тр. ВГИ. Физика снега, снежные лавины и ледники.- 1976.- вып. 12.- С. 224-243.

164.Щербаков, М. П. Некоторые закономерности изменения физико-механических свойств снега и вопросы прогнозирования лавин/ М.П. Щербаков// Гляциологические исследования на Тянь-Шане.- Фрунзе.- 1965.- вып. 1. X.- С. 77-82.

165.Эльмесов, А.К. Глубинная изморозь и возможности прогнозирования ее обрушения со склона/ А.К. Эльмесов, М.Х. Настав // Тр. ВГИ. Физика снега, снежные лавины и ледники.- 1967.- вып. 12.- С. 114-128.

166.Cobek, S.C. A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystal, Avalanche Formation on Movements and Fileits/ C.S.Cobek.- 1987.- 162- P.3-34.

167.Cobek, S.C. Snow – rpistal growth with varying surface temperatures and radiation penetration/ C.S.Cobek.// J. Glaciol.- 1989.- № 119.- P. 23-29.

168. De Quervain, M. On metamorphism and hardening of snow under constant pressure and temperature gradient. I UGG Congress, 57.- Toronto.- I.A.N.S.- 1V.- 225-239.- 1958.

169. Gubler, H.U. On the Rammsonde Hardness Equation/U.H. Gubler. - Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sumpos., 1974).- I AHS - AISH Publ.- 1975.- 1V 114.

170. Johnson, I. et al. Field observations of thermal convection in a subarctic snow cover/ I. Johnson. IAHS Publication Davos Symposium on Avalanche Formation.- Proceedings of the 1987.- 162.- 105-118.

171. Koch, U., Wegener A. Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark/U. Koch, A.Wegener. - Expedition 1912 g. Meddelelser om Grønland.- 1912.

172. Nakaya, U. Snow crystals: natural and artificial/ U. Nakaya - Cambridge, Harvard Univ.- Press.- 1954.- P. 288.

173. Nakaya, U. The formation of ice Crystals, Compendium meteor/ U. Nakaya.- Amer. Meteor. Soc.- 1971.

174. National Research Council, 1954. The international classification for snow, Int. Assoc. Sci. Hydrol., Tech. Memo. 31. Nat. Res. Council. Can. Ottawa, Ontario.

175. Paulke, W. Lawinen, ihre Entstehung und ihre Gefahren. Aus meinem Naturlaboratorium für Schnee und Lawinenforschung. Bergsteiger, Monatschrift. für Bergsteiger, Wanderer und Skiläufer. 1932, Bd 1.

176. Stephenson, P.I. Some considerations of snow metamorphism in Antarctic ice sheet in the light of ice crystals/ P.I. Stephenson// Physics of snow and ice.- vol. 2.- P. 725-740.

177. Yosida, Z. and others. Physical Studies on deposited snow thermal properties Contribution from the Institute on Low Temperature/ Z. Yosida// Science, Sapporo.- 1955.- 7.

178. Yosida, Z. et al. Physical studies on deposited snow thermal properties/ Z. Yosida// Contribution from the Institute of Low temperature.- Sci.- 7.- 1955.

179. Yosida, Z. Surface stuch structure of ice crystal and ice equilibrium form/ Z. Yosida// «Inst. Low Temperat. Sci. Phys. Sci.».- 24, Sapporo.- 1966.- P. 1-19.

180. Ma, Weilin, Hu Ruji. Relationship between the development of depth hoaz and avalanche release in the Tian Shan Mountains, China/ Ma Weilin, Hu Ruji// J. Glaciol. - 1990. - 36, № 122- P. 37-40.

181. Seligman, H. Snow structure and Sci Fields/ H. Seligman// MacMillan and Co.- Ltd.- London. 1946.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ СНЕГА	10
1.1. Высотная ландшафтная поясность	11
1.1.1. Тепловой режим поверхности склонов.	16
1.2. Климатические условия формирования структурно-прочностных свойств снежного покрова.....	20
1.2.1. Солнечная радиация	20
1.2.2. Температурный режим	22
1.2.3. Влажность воздуха	26
1.2.4. Ветровая деятельность	28
Глава 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	31
2.1. Сроки образования и разрушения снежного покрова	31
2.2. Территориальные особенности распределения твердых осадков	39
2.3. Динамика снегонакопления	43
2.4. Температурный режим снега	53
Глава 3. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА	59
3.1. Методика исследований	59
3.2. Деструктивный метаморфизм и оседание снега	66
3.3. Конструктивный метаморфизм снега	69
3.4. Перекристаллизация снега в среднегорном поясе	79
3.5. Перекристаллизация снега в высокогорных поясах	86
3.6. Способ расчета среднего диаметра кристаллов снега при сублимационном метаморфизме	92
3.7. Тематическое картографирование	97
Глава 4. ПРОЧНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕГА	104
4.1. Методика исследований	104
4.2. Влияние сублимационной перекристаллизации снега на его прочностные характеристики	107
4.3. Способ расчета прочностных характеристик снега по режиму его перекристаллизации	115
4.4. Связь структурных и прочностных характеристик снега с образованием лавин из снежной доски.....	119
4.5. О влиянии структурных и прочностных характеристик снега на рекреационную деятельность	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	133
CONCLUSION	136
ЛИТЕРАТУРА	138