

Министерство образования и науки Российской Федерации  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ  
(РГГМУ)

«Допущена к защите»  
Зав. каф. ЭФА  
доктор физ.-мат. наук.  
проф. А. Д. Кузнецов

Кафедра экспериментальной физики  
атмосферы

ДИПЛОМНЫЙ ПРОЕКТ

# **Моделирование температуры снежной поверхности**

Выполнила: Рогачева Анна Васильевна  
Гр. М-535

Руководитель: доцент, канд. физ.-мат. наук  
Владимир Владимирович Чукин

Санкт-Петербург 2008

## Содержание

	Стр.
Введение	3
1 Твердые осадки	5
1.1 Классификация твёрдых осадков	5
1.2 Классификация кристаллов льда	8
2 Снежный покров	10
2.1 Изучение эволюции кристаллических форм	11
2.2 Метаморфизм снега	18
2.2.1 Типы метаморфизма	19
2.2.2 О природе метаморфизма снега и льда	24
3 Практическая значимость снежного покрова	35
3.1 Взаимодействие лыж со снежной поверхностью	35
3.2 Характеристики снега	38
3.3 Катание на лыжах и метаморфизм	41
3.4 Типы условий на поверхности снега	46
3.5 Уплотнение снега	48
3.6 Трение льда и снега	51
3.7 Силы сопротивления, возникающие при движении лыж	53
4 Определение температуры снежной поверхности по данным измерений температуры воздуха	60
4.1 Пространственно–временное распределение коэффициента турбулентной диффузии в атмосфере	60
4.2 Первая математическая модель вертикального профиля температуры воздуха	66
4.3 Вторая математическая модель вертикального профиля температуры воздуха	69
4.4 Верификация результатов численного моделирования температуры воздуха	70
4.5 Определение температуры поверхности снега	75
Заключение	78
Список используемых источников	79

## Введение

Снег - твёрдые атмосферные осадки, выпадающие из облаков в виде снежинок — снежных (ледяных) кристаллов, очень разнообразных по форме, но имеющих вид шестиугольной пластины или шестигранного столбика. Диаметр снежинок от долей миллиметра до нескольких миллиметров. При штиле и температуре воздуха около 0 °С, снежинки могут при соударении соединяться в крупные хлопья диаметром до нескольких сантиметров. Средняя масса отдельных снежинок от 0.0001 до 0,003 г, крупных снежных хлопьев — до 0.2-0.5 г. В умеренных и высоких широтах снег является типичным зимним видом осадков и образует снежный покров. Снег также играет важную роль для людей, которые проводят активный образ жизни, а также для осуществления грузоперевозок в труднодоступных местах в холодное время года.

Целью дипломного проекта является моделирование температуры снежной поверхности.

В процессе работы над дипломным проектом необходимо решить следующие задачи:

- 1) рассмотреть теоретические основы строения снежной поверхности;
- 2) изучить метаморфизма снега;
- 3) провести натурные наблюдения;
- 4) осуществить численное математическое моделирование температуры снежной поверхности.

В первой главе рассмотрены основные типы твердых осадков и приведена их классификация.

Во второй главе приводятся сведения о снежном покрове и эволюции кристаллических форм в снежной толще. Дается информация о природе метаморфизма снега и льда, а также об основных типах метаморфизма.

В третьей главе рассматриваются прикладные вопросы, связанные с взаимодействием лыж со снежной поверхностью, а также характеристики снега, влияющие на условие скольжения лыж. Кроме того, описаны типы условий на поверхности снега, уплотнение снега, трение льда и снега, силы сопротивления, возникающие при движении лыж.

В четвертой главе приводится описание математического аппарата, необходимого для определения температуры снежной поверхности по данным измерений температуры воздуха. Подробно рассматриваются математические модели вертикального профиля температуры воздуха, позволяющие определять температуру земной поверхности.

## 1 Твердые осадки

Снег возникает, когда микроскопические капли [воды](#) в [облаках](#) примыкают к пылевым частицам и замерзают. Появляющиеся при этом кристаллы льда, не превышающие поначалу 0.1 мм, падают вниз и растут в результате конденсации на них влаги из [воздуха](#). При этом образуются известные шестиконечные формы. Из-за особой структуры [молекул](#) воды возможны углы лишь в 60° и 120°.

При высокой [температуре](#) кристаллы неоднократно вертикально передвигаются в атмосфере, частично тая и кристаллизуясь заново. Из-за этого нарушается регулярность кристаллов, и образуются смешанные формы. При этом существует такое разнообразие, что обычно считается, что не бывает двух одинаковых снежинок.

### 1.1 Классификация твёрдых осадков

В 1951 году Международная Комиссия по Снегу и Льду приняла классификацию твёрдых осадков. Согласно ей все снежные кристаллы можно разделить на следующие группы: звёздчатые дендриты, пластинки, столбцы, иглы, пространственные дендриты, столбцы с наконечником и неправильные формы. К ним добавились еще три вида обледеневших осадков: мелкая снежная крупка, ледяная крупка и град.

#### *Ледяной дождь*

Твердые осадки, выпадающие при отрицательной температуре воздуха (чаще всего 0...-10°, иногда до -15°) в виде твёрдых прозрачных шариков льда диаметром 1-3 мм. Внутри шариков находится незамёрзшая вода -

падая на предметы, шарики разбиваются на скорлупки, вода вытекает и образуется гололёд.

### *Снег*

Твердые осадки, выпадающие (чаще всего при отрицательной температуре воздуха) в виде снежных кристаллов (снежинок) или хлопьев. При слабом снеге горизонтальная видимость (если нет других явлений - дымки, тумана и т.п.) составляет 4-10 км, при умеренном 1-3 км, при сильном снеге - менее 1000 м (при этом усиление снегопада происходит постепенно, так что значения видимости 1-2 км и менее наблюдаются не ранее чем через час после начала снегопада). В морозную погоду (температура воздуха ниже  $-10...-15^{\circ}$ ) слабый снег может выпадать из малооблачного неба.

### *Снежные зёрна*

Твердые осадки в виде мелких непрозрачных белых частиц (палочек, крупинок, зёрен) диаметром менее 2 мм, выпадающие при отрицательной температуре воздуха.

### *Ливневой снег*

Снег ливневого характера. Характеризуется резкими колебаниями горизонтальной видимости от 6-10 км до 2-4 км (а порой до 500-1000 м, в ряде случаев даже 100-200 м) в течение периода времени от нескольких минут до получаса (снежные "заряды").

### *Снежная крупа*

Твердые осадки ливневого характера, выпадающие при температуре воздуха около нуля и имеющие вид непрозрачных белых крупинок диаметром 2-5 мм; крупинки хрупкие, легко раздавливаются пальцами. Нередко выпадает перед ливневым снегом или одновременно с ним.

### *Ледяная крупа*

Твердые осадки ливневого характера, выпадающие при температуре воздуха от  $-5$  до  $+10^{\circ}$  в виде прозрачных (или полупрозрачных) ледяных крупинок диаметром 1-3 мм; в центре крупинок - непрозрачное ядро. Крупины достаточно твёрдые (раздавливаются пальцами с некоторым усилием), при падении на твёрдую поверхность отскакивают. В ряде случаев крупинки могут быть покрыты водяной плёнкой (или выпадать вместе с капельками воды), и если температура воздуха ниже нуля $^{\circ}$ , то, падая на предметы, крупинки смерзаются, и образуется гололёд.

### *Град*

Твердые осадки, выпадающие в теплое время года (при температуре воздуха выше  $+10^{\circ}$ ) в виде кусочков льда различной формы и размеров: обычно диаметр градин составляет 2-5 мм, но в ряде случаев отдельные градины достигают размеров голубинового и даже куриного яйца (тогда град наносит значительные повреждения растительности, поверхностей автомобилей, разбивает оконные стёкла и т.д.). Продолжительность града обычно невелика – от 1-2 до 10-20 минут. В большинстве случаев град сопровождается ливневым дождём и грозой.

### *Ледяные иглы*

Твёрдые осадки в виде мельчайших ледяных кристаллов, парящих в воздухе, образующиеся в морозную погоду (температура воздуха ниже  $-10...-15^{\circ}$ ). Днём сверкают в свете лучей солнца, ночью - в лучах луны или при свете фонарей. Нередко ледяные иглы образуют в ночное время красивые светящиеся "столбы", идущие от фонарей вверх в небо. Наблюдаются чаще всего при ясном или малооблачном небе, иногда выпадают из перисто-слоистых или перистых облаков.

## 1.2 Классификация кристаллов льда

Снежинки состоят на 95% из воздуха, что обуславливает низкую плотность и сравнительно медленную скорость падения (0.9 км/ч).

*Звёздчатые дендриты* - кристалл или другое образование, имеющее древовидную, ветвящуюся структуру. Они имеют шесть симметричных основных веток и множество расположенных в произвольном порядке ответвлений. Их размер - 5 мм и более в диаметре, как правило, они плоские и тонкие - всего 0.1 мм.

*Пластинки* - множество ледяных ребер как будто делят лопасти снежинок на сектора. Как и звёздчатые дендриты, они плоские и тонкие.

*Столбики.* Хотя плоские, пластинчатые снежинки больше притягивают взгляд, тем не менее, самой распространенной формой снежных кристаллов является столбик или колонна. Такие полые столбики могут быть шестигранными, в виде карандаша, заостренные на концах в виде конуса.

*Иглы* - столбчатые кристаллы, выросшие длинными и тонкими. Иногда внутри них сохраняются полости, а иногда концы расщепляются на несколько веточек.

*Пространственные дендриты.* Очень интересные конфигурации получаются, когда плоские или столбчатые кристаллики срастаются или спрессовываются, образуя объемные структуры, где каждая веточка расположена в своей плоскости.

*Столбики с наконечниками.* Изначально такие кристаллы имеют столбчатую форму, но в результате некоторых процессов меняют



направление роста, превращаясь в пластинки. Такое может произойти, если, кристалл заносит ветром в зону с другой температурой.

*Кристаллы неправильной формы.* На долю снежинки может выпасть немало приключений, она может попасть в зону турбулентности и потерять в ней некоторые из своих веточек или разломаться совсем. Обычно таких "покалеченных" снежинок много в сыром снеге, т.е. при относительно высокой температуре, особенно при сильном ветре.

В первой главе проведена классификация твердых осадков, согласно которых выделяют восемь типов: ледяной дождь, снег, снежные зерна, ливневый снег, снежная крупа, ледяная крупа, град и ледяные иглы. Кроме того представлена классификация кристаллов льда по внешнему виду, в соответствии с которой выделяют семь видов кристаллов: звездчатые дендриты, пластинки, столбики, иглы, пространственные дендриты, столбики с наконечниками и кристаллы неправильной формы. В следующей главе будет рассмотрено свойство снежного покрова, образующегося из выпадающих твердых осадков.

## 2 Снежный покров

Снежный покров-слой снега на поверхности земли. Источник снежного покрова – снежинки. Они образуются в тропосфере, приобретая разные по форме снежинки. Существует две основные формы – шестиугольная пластинка и шестиугольная звездочка. Но в их пределах возможны самые различные комбинации. Размеры и форма снежинок зависят от температуры воздуха и силы ветра, при которых они выпадают. Учеными собрано несколько тысяч микрофотографий снежинок, на которых ни одна из них не повторяет другую. Ученые так и не могут дать однозначного ответа на вопрос: почему одна и та же молекула воды, замерзая, принимает ту или иную форму [1].

Снежный покров обладает малой плотностью, возрастающей со временем, особенно весной. Отражательная способность (альбедо) свежеснегавшего снега - 70-90%, старого, тающего снега - 30-40%.

Снежный покров сильно отражает солнечную радиацию и предохраняет почву от чрезмерного выхолаживания, а озимые посевы от вымерзания; оказывает огромное влияние на климат, рельеф, питание рек и ледников, почвообразовательные процессы, жизнь растений и животных.

Различают:

- временный снежный покров, стаивающий за несколько часов или дней после образования;
- устойчивый снежный покров, сохраняющийся в течение всей зимы или с небольшими перерывами [2].

## 2.1 Изучение эволюции кристаллических форм

Суперпозиция природных симметрии в толще снега выступает в качестве определенного процесса, растянутого во времени. Среда навязывает растущему кристаллу свою симметрию не мгновенно, а с некоторой последовательностью, с поэтапной сменой механизмов взаимодействия в системах кристалл—пар и кристалл—кристалл. Установлено, что сухой снежный покров стремится пройти в течение зимы направленную траекторию сублимационно-метаморфического цикла, состоящего из трех периодов: деструктивного (I), конструктивного (II) и регрессивного (III). Эти периоды включают девять стадий роста и последующего разрушения кристаллов: обломочную стадию (I<sub>1</sub>), полиэдрическую (I<sub>2</sub>), стадии плоских и столбчатых гранных призм (II<sub>1</sub> и II<sub>2</sub>), полускелетную и скелетную стадии (II<sub>3</sub> и II<sub>4</sub>), секториальную (III<sub>1</sub>), пластинчатую (III<sub>2</sub>) и, наконец, сублимационно-фирновую стадию (III<sub>3</sub>). Кристаллы в каждой стадии роста дают соответствующие классы форм под теми же названиями. Аналогичные этапы эволюции, обозначаемые как фазы метаморфизма, проходит и каждый горизонт снежной толщи.

Рост кристаллов глубинной изморози в полускелетной, скелетной и секториальной стадиях может идти по двум основным вариантам: столбчатому ( $II_3^{CT} \rightarrow II_4^{CT} \rightarrow III_1^{CT}$ ) и плоскому. Эти варианты дают по два типа форм кристаллов в каждом из упомянутых классов. Любой из вариантов роста может преобладать в снежном горизонте или давать в совокупности с другим смешанный вариант.

Варианты (или ветви) сублимационно-метаморфического цикла (столбчатый, плоский, смешанный) предопределяются, с одной стороны, температурным состоянием снега, а с другой — действием силы тяжести, структурный эффект которого зависит от глубины залегания данного

горизонта, плотности вышележащих слоев и времени действия нагрузки, т. е. возраста горизонта. Первый фактор (термический) превалирует в маломощном рыхлом снежном покрове или в верхних его слоях (если снег глубокий), второй (фактор давления) — в средних и особенно нижних горизонтах мощных и плотных наносов. Соответственно в первом случае варианты являются ветвями сублимационного термометаморфизма снега, во втором — ветвями сублимационного динамометаморфизма. При этом плоские скелетные формы преимущественно моноклинной и триклинной подгрупп могут возникать как в верхних и средних слоях снега (под влиянием нестационарности гидротермического поля), так и в припочвенных горизонтах (под действием компрессионного сжатия вышележащих слоев).

Классы форм кристаллов (стадии роста) и их типы (варианты эволюционной траектории) однозначно определяются по метрическим характеристикам частиц, а также по целому ряду мезо - и микроморфологических признаков ограничения. Основными метрическими признаками кристаллической формы служат размер частицы (радиус, поперечник, объем) и осевое отношение  $c/a$ , отражающее тенденцию преобладающего роста (столбчатую или пластинчатую). К мезоморфологическим признакам кристалла относятся: 1) идиоморфность, гипидиоморфность или аллотриоморфность; 2) преобладание одного из двух типов граней — характеристических или вицинальных; 3) развитие в пределах каждого типа граней базисных, призматических или пирамидальных плоскостей, а также наличие или отсутствие комбинационных пирамидально-призматических форм; 4) наличие или отсутствие в кристалле макродефектов — незамкнутых полостей и отношение объема такой полости ко всему объему кристалла; 5) появление усложнений кристалла в виде секториальных выростов по базису; 6) наличие или отсутствие свойства «полярности» в кристалле. Такие

признаки легко распознаются в полевых условиях работы непосредственно в шурфах под небольшим оптическим увеличением (4—5-кратным), а на достаточно крупных индивидах с поперечником более 2 мм видны даже невооруженным глазом. Мезоморфологию кристаллов необходимо выявлять по всей массе индивидов из взятой для анализа пробы снега совместно с их симметрией установкой.

Среди микроморфологических признаков кристалла наиболее важны следующие: 1) массивность или ажурность скелетного индивида (сравнительная толщина стенок); 2) характер сочленения различных граней — наличие или отсутствие тех или иных ребер и вершин, их массивность, указывающая вместе с первым признаком на степень механической прочности кристалла; 3) микрорельеф различных граней — относительное расположение на их поверхности ступеней роста (в середине грани, вблизи ребер или вокруг вершин), о преобладающей тенденции дальнейшего развития монокристалла (по гранному, скелетному реберному или вершинному типам роста). Эти признаки могут быть выявлены лишь при значительном оптическом увеличении (не менее чем 10—20-кратном).

Различные комбинации перечисленных морфологических признаков могут однозначно характеризовать как результаты предшествующего роста кристаллов, так и тенденцию их последующего развития. Мезоморфология кристаллов позволяет восстанавливать «историю» метаморфизма снега за прошедший период зимы, а совместно с микроморфологией предсказывать наиболее вероятные (при сохранении данных условий внешней среды) изменения структуры снега в будущем, в том числе и такие изменения, которые способны сыграть существенную роль в возникновении лавинной опасности. В этом состоит несомненное прогнозное значение кристалломорфологического подхода к изучению снега.

Вес грани в растущем кристалле делятся на повторно растущие и неповторяющиеся. При повторимом росте сохраняется определенный профиль поверхности кристалла. В противном случае грани являются неповторимо растущими. Повторимо растущие гладкие (совершенные) грани называются характеристическими. Ими сложены гранные формы снежных кристаллов. Такие грани легко распознаются по их зеркальному блеску, отсутствию штриховки, крупных выступов и каверн, по правильности геометрических очертаний, четкой выраженности и прямолинейности ребер. Гранному типу формообразования свойственна приуроченность мелких дугообразных ступеней роста к внутренним участкам граней, где часто выходят винтовые дислокации. Гранные формы не имеют незамкнутых полостей, т. е. являются бездефектными.

От характеристических граней следует отличать огрубленные, или несовершенные, грани. Они образованы выступами (субиндивидами), которые ограничены узкими участками гладких граней. Отклонившиеся от своего идеального положения грани именуется вициналями. Если ступени одинаковы по размеру, то образуются прямолинейные, равномерно огрубленные вицинальные грани. При неодинаковых значениях высоты и ширины ступеней возникают криволинейные очертания граней и ребер кристалла, с неравномерно огрубленными вицинальными гранями. Вицинальные грани свойственны, как правило, скелетным реберным формам глубинной изморози. Ступенчатость этих граней при рассмотрении их невооруженным глазом или под малым увеличением проявляется в виде характерной штриховки.

Для столбчатых кристаллов всех классов форм (как гранных, так и скелетных) можно принять осевое отношение  $c/a > 1$ , для плоских и скошенных призм и пирамид, а также пластинок — соответственно 0.3—0.9 и 0.1—0.2, наконец, для игл — 5—6 и более. Скелетными считаются

кристаллы, в которых объем незамкнутых полостей занимает не менее одной трети объема самого кристалла. При меньшем размере пустот или при наличии мелких каверн и зачатков скелетных ступеней форма определяется как полускелетная. Появление и рост незамкнутых полостей означают морфологическую нестабильность кристалла, в результате которой истощенная маточная среда входит в состав самого индивида, чем и обеспечивается его целостность и дальнейший рост.

Незамкнутые полости и каверны характерны, как правило, для столбчатых скелетных и полускелетных кристаллов. Сильно скошенные и плоские скелетные и полускелетные индивиды внутренних пустот часто почти не имеют, поэтому основным признаком скелетного роста здесь служат последовательное утонение первоначального базопинакоида (плоской гранной призмы) и развитие на его верхней грани лестницы ступенчатых выростов, направленной обычно под острым углом к основанию. Так развиваются псевдомоноклинные и псевдотриклинные плоские скелетные формы. Условно можно считать, что если высота растущей лестницы меньше толщины самого базопинакоида (по оси  $c$ ), то форма остается еще полускелетной. При обратном соотношении этих параметров плоскую кристаллическую форму следует считать уже скелетной.

Скелетные формы, находящиеся в прогрессивном развитии, имеют прекрасно выраженную ритмичную ступенчатость по своим граням и ребрам, что свидетельствует об их зональном строении. Характерны прямолинейность и выдержанность большинства крупных ступеней, идущих через всю грань от одного ребра к другому параллельно третьему ребру. При сопряженном развитии смежных боковых граней, что присуще интенсивному столбчатому росту, ребра приобретают вид ритмичных узлов сочленения продольных и поперечных ступеней. Если же

вицинальные грани развивались автономно или растущий кристалл периодически подвергался частичному растворению (в условиях частых и резких колебаний температуры или компрессионного сжатия), то грани не соприкасаются друг с другом и боковые ребра как таковые отсутствуют. Этот случай чаще свойствен плоским скелетным реберникам с сильно скошенными боковыми гранями.

В хорошо метаморфизованном снегу встречаются «стареющие» и вообще «дряхлые» индивиды с закругленными вершинами, изорванными испарением базисными ребрами, с фрагментарностью и частой искривленностью ступеней. От базисных граней перпендикулярно главной оси у них нередко идут тонкие полупрозрачные секториальные выросты с неровными краями, поэтому такие формы «стареющих» скелетных кристаллов нами названы секториальными. Одновременно все тело кристалла оказывается расчлененным на блоки мозаики, которые превращаются в субиндивиды с входящими углами и газовыми включениями. Происходит заметный переход от монокристалла в центре к поликристаллическому агрегату на периферии данной частицы. Субиндивиды могут отклоняться на  $10\text{—}30^\circ$  от первоначальных очертаний кристалла. Многочисленные включения различных примесей придают «стареющим» индивидам мутноватый оттенок. Перечисленные признаки указывают на процесс расщепления кристалла, которое ведет к его последующему распаду на отдельные части. Такова первая стадия регрессивного метаморфизма (III1). Саморастрескивание (расщепление) кристаллов широко распространено в горных породах. Оно обусловлено тем, что по мере роста незамкнутых полостей и ступенчатости граней свободная объемная энергия, т. е. энергия дефектов и вызываемых ими ростовых напряжений увеличивается настолько, что оказывается во много раз большей свободной поверхностной энергией.



Наконец, при распаде секториальных форм образуются полого-выпуклые тонкие пластинки, почти утратившие скелетный микрорельеф на базисных гранях, часто мутноватые, с неправильными очертаниями. Их нередко можно спутать с мелкими плоскими гранными призмочками, однако эти формы различаются между собой четкостью очертаний базисного периметра и рисунком микрорельефа на гранях.

При достижении кристаллом скелетной или секториальной стадии его дальнейший рост резко замедляется, и он дает начало новой возрастной генерации кристаллов. Местом зарождения новых индивидов становятся, как правило, вершины и ребра старых кристаллов. При этом нередко наблюдается явление автоэпитаксии — ориентирующего влияния частиц-индивидов старой генерации на рост новых кристаллов.

Упорядоченная пространственная ориентировка хорошо развитых форм глубинной изморози часто бывает связана с первичным двойникованием кристаллов. Первичные двойники растут особенно быстро, чему способствует наличие энергетически выгодного входящего угла, служащего также местом зарождения кристаллов новой возрастной генерации. Рост двойников ведет к общему уплотнению кристаллических форм, что и наблюдается при плоском варианте сублимационного метаморфизма. Пластинки первичных двойников (или двойников роста) обычно не выдержаны по простиранию грани, резко меняют свои очертания и подчинены скульптуре начального ограничения кристалла, а также плоскости двойникования [3].

## 2.2 Метаморфизм снега

*Метаморфизм снега* – изменение формы и размеров кристаллов снега, их взаимное смещение и внутренние деформации под воздействием внешних условий.

Как только кристаллы снега падают на снежный покров, они начинают метаморфироваться (меняться). С этого момента кристаллы снега технически описываются как зерна (хотя слово кристалл все еще используется многими практиками). На протяжении всего метаморфизма, форма и размеры кристаллов снега и зерен внутри снежного покрова постоянно меняется, изменяя прочность снежного покрова.

Метаморфизм снега в сезонном снежном покрове происходит в результате сублимации и переноса. (Сублимация - процесс превращения льда в водяные пары без перегона в жидкое состояние и наоборот). При метаморфизме в снежном покрове, лед превращается в водные пары, которые переносятся в другие слои по следующей схеме:

- 1) пары переносятся из теплой поверхности в холодную. Это происходит из-за того, что снежный покров обычно теплый (около 0 по Цельсию) около земли и холодный около поверхности, лед сублимируется из нижних, более теплых слоев и переносится в виде льдинок в другие слои как показано на рисунке ниже;

- 2) пар обычно переносится от выпуклых поверхностей (выступы) в вогнутые поверхности (пустоты). Острые концы кристаллов снега становятся тупыми и промежутки между ветвями заполняются. Аналогично, большие зерна со сглаженными линиями вырастают за счет маленьких зерен с острыми краями.

### 2.2.1 Типы метаморфизма

Различают три типа метаморфизма: *изотермический*, который происходит при отсутствии в снежном покрове температурного градиента или когда последний очень мал, этот тип называют также деструктивным; метаморфизм при температурном градиенте в толще снега, его часто называют *конструктивным*; и метаморфизм *таяния — замерзания*. Каждый тип метаморфизма вызывает свои особые изменения в толще снега.

Конструктивный метаморфизм - пожалуй, наиболее скрытый механизм, поскольку он действует невидимо для нас, образуя глубинную изморозь. Его эффект заключается в ослаблении снежного покрова в его наиболее уязвимом месте, в нижней части. Вибрация в снеге вызывается звуковой или ударной волной и создает в нем сдвиговое напряжение.

На начальной стадии изотермического метаморфизма при отсутствии температурного градиента снежинки теряют мелкие детали, распадаются на мелкие зерна, отчего этот тип метаморфизма и называют деструктивным, то есть разрушительным. Затем начинается постепенное округление зерен и рост более крупных за счет более мелких. Перенос вещества при этом происходит за счет испарения с острых выступающих деталей зерен и отложения его в местах соприкосновения зерен, где прилегающие друг к другу кристаллы создают вогнутую поверхность. За счет того, что на выступах давление водяного пара больше, чем в вогнутых полостях, в порах снежного покрова как бы действует множество мельчайших насосов, перекачивающих вещество, минуя жидкую фазу. Испарение вещества без перехода в жидкую фазу называют возгонкой, а переход этого пара прямо в твердое вещество — сублимацией. Таким образом, в снежной толще идут процессы возгонки и сублимации. Перенос

молекул происходит также за счет еще недостаточно изученных процессов на поверхности ледяных частиц. Этот тип метаморфизма приводит к срастанию снежных зерен и в целом к упрочнению того слоя, где он развивается.

Когда в снежной толще возникает температурный градиент, он тоже начинает действовать как насос, перегоняя водяной пар из более теплых участков, где давление пара по законам физики выше, к более холодным, где оно ниже. При этом типе метаморфизма пар, оседая (сублимируясь) на зернах, преобразует их в угловатые, полые внутри, чашеобразные кристаллы, которые могут достигать 8—10 миллиметров в поперечнике. За такое строительство этот тип метаморфизма и называют конструктивным. Подобные кристаллы называют глубинной изморозью, а слой, в котором они развиваются, исследователи лавин в Альпах назвали снегом-пльвунном, потому что в слоях глубинной изморози связи между ограниченными зернами ослаблены, слой становится менее прочным и более рыхлым, и при механическом воздействии он обычно рассыпается на отдельные зерна. Нередко снег-пльвун образуется в основании снежного покрова, на границе с грунтом, когда в начале зимы, еще при сравнительно тонком снежном слое, в нем возникает большой температурный градиент. В таком слое силы, удерживающие снег на склоне, уменьшаются, и в тот момент, когда они станут меньше составляющей силы тяжести, направленной вдоль склона, срывается лавина.

Изотермический метаморфизм и метаморфизм при температурном градиенте ведут к упрочнению или же разрыхлению и ослаблению слоев снежного покрова. Они, в соответствии с изменениями погоды, непрерывно сменяют друг друга, создавая в толще снега слои разной прочности. Пачка слоев разной прочности уже сама по себе представляет неустойчивую конструкцию, но когда очень слабые слои находятся внутри

пачки или в ее основании — это делает конструкцию похожей на карточный домик.

Чтобы предсказывать лавины, связанные с образованием слоя, ослабленного в результате конструктивного метаморфизма, надо прежде всего выяснить — образовался ли он в толще снежного покрова и если образовался, то в каком месте и на какой глубине. Это всегда делалось с помощью шурфования, то есть выкапывания в снегу ямы — шурфа. На стенке шурфа в слоях снега записаны история их отложения и характер изменений, которые в них происходят. Опытный лавинщик, используя набор нехитрых инструментов, довольно легко читает страницы этой записи. Исследуя один слой за другим, можно определить все основные характеристики снега: плотность, размеры и огранку зерен, температуру, реакцию на механические воздействия и т. п. Слои глубинной изморози (снег-пльвун) отличаются специфическим характером огранки и формой зерен. Чтобы выявить смену типов метаморфизма и интенсивность изменений кристаллов, шурфы надо копать регулярно через сравнительно короткие промежутки времени. Труд это тяжелый, так как в горах в течение большей части зимы толщина снежного покрова превышает 2 метра, а разреженный воздух затрудняет дыхание. Поэтому даже среди лавинщиков - фанатиков находится не так уж много любителей копать шурфы. В известной мере облегчил жизнь лавинщикам простой и удобный прибор для выявления снега-пльвуна, известный как зонд Хефели, твердомер-зонд или пенетрометр (от английского слова «penetrate» — проникать). Это размеченный разъемный металлический трубчатый стержень с конусовидным наконечником, который имеет диаметр, чуть больший диаметра стержня. С помощью груза постоянного веса с отверстием в середине, который свободно движется вдоль стержня до специального упора, зонд забивают в снег. Глубина, на которую стержень погружается в снежный покров при каждом ударе или серии ударов, или

нагрузка в килограммах на каждое погружение, характеризует твердость, то есть сопротивление данного слоя проникновению в него постороннего тела. Используя измерения, полученные с помощью твердомера-зонда, можно построить график зависимости изменения твердости слоев Снега с глубиной и выявить ослабленные слои, которые отождествляются со снегом-пльвуном. Работа с пенетрометром значительно менее трудоемка, чем копание шурфов, поэтому этот простой прибор широко применяют лавинщики.

Однако ни шурф, ни твердомер-зонд не могут дать сведений о скорости ослабления в той или иной прослойке в зависимости от величины температурного градиента. Почти невозможно с помощью существующих приборов определить механические свойства в такой прослойке, так как, когда к образцу из нее прикладывают некоторую нагрузку, снег частично рассыпается и остается неясным, что же было определено при приложении нагрузки.

Продуктом конструктивного метаморфизма снега является глубинная изморозь — этот грозный симптом опасности на любой горе. Мы не знаем точно, как она образуется, но зато знаем, какие условия благоприятны для ее возникновения, и можем выявить их, даже если они возникают у основания снежного покрова. Охотник за лавинами считает ее одним из своих наиболее опасных врагов. Эти грубые округлые зернышки льда совсем не обладают связностью. Поскольку обычно они образуются у поверхности почвы, они действуют как слой шарикоподшипников, подстилающий снежный покров. Глубинная изморозь угрожающим образом уходит под снег, лежащий сверху. Это единственная ситуация в его механике, когда оседание не является стабилизирующим фактором. Глубинная изморозь разъедает нижний слой снежного покрова и подвешивает его, словно крышу, имеющую опору лишь по краям. Очень

часто эта крыша в конце концов рушится. Глубинная изморозь влияет на весь снежный покров, образуя величайшие и разрушительные лавины. Это страшные Schneebrett Grundlawine Европы и лавины наивысшей силы Америки. К ним у меня и личная вражда, потому что одна из них (в Колорадо) отправила меня в больницу.

Самое страшное в глубинной изморози то, что процесс разъедания снега, невидимый и неслышимый, продолжается в течение дней, недель и месяцев. Масса снежного покрова увеличивается после каждого снегопада, и, наконец, наступает такой момент, когда сцепление в огромной массе снега настолько близко к критической точке, что даже несколько сантиметров вновь выпавшего снега, громкий звук, разрезающее воздействие пары лыж могут вызвать лавину. Однако и при нынешнем уровне знаний и имеющемся снаряжении никто не может точно предсказать, когда наступит такой момент.

Снег поразительно изменчив. Постоянно и быстро меняются физические свойства снега: плотность, теплопроводность, пористость, влажность, скорость распространения звука и т. д. Меняется, трансформируется решительно все, вплоть до структуры,

Метаморфизму снега способствует ветер. Ветры уплотняют поверхность снега на склонах, создавая ветровой наст, сдуваю; его с наветренных участков, образуют карнизы и подкарнизны - снежные скопления. Динамика ветра и снега будет рассмотрен при освещении вопросов образования лавин.

Снег поглощает и отражает солнечные лучи, т. е. прямую солнечную радиацию. Коэффициент отражения солнечной радиации (альbedo снега) очень велик. Для плотного чистого снега он находится в пределах 0.85-0.95, то есть почти вся энергия солнечно радиации, падающая на снег,

им отражается и большей частью; уходит безвозвратно в космос. Это приводит к значительному охлаждению территории.

Снег отражает солнечные лучи не как зеркало, расположенное горизонтально, а как матовая поверхность, равномерно рассеивающая свет во все стороны.

Изменения, происходящие в слоях снежного покрова, когда он становится влажным (температура поднимается до 0 градусов Цельсия), и повторно замерзает, известен как метаморфизм под воздействием таяния и заморозки. Этот процесс обычно происходит поздней зимой и весной когда температура воздуха высокая, высокая солнечная радиация и циклы таяния и повторной заморозки обычное явление. Слои наста образующиеся под воздействием такого метаморфизма при заморозке очень крепкие.

### 2.2.2 О природе метаморфизма снега и льда

В результате метаморфизма снега поры постепенно исчезают, изменяется форма кристаллов. При этом существенно меняются физико-механические и оптико-теплофизические свойства снега. Источниками энергии при метаморфизме снега и льда являются внутренняя энергия ледяной структуры, внешние источники энергии (температура воздуха, солнечная радиация), а также потенциальная энергия самой массы снежно-ледяных толщ.

В настоящее время различают аутометаморфизм, термометаморфизм и динамометаморфизм снега. Все они так или иначе связаны с изменением формы ледяных кристаллов, когда в процессе метаморфической эволюции снег проходит три стадии. В первой, деструктивного метаморфизма, перекристаллизация приводит к округлению снежных кристаллов; во второй, конструктивного метаморфизма, имеет место собирательная



кристаллизация, для чего требуется значительный температурный градиент в толще; в третьей, регрессивного метаморфизма, происходит нарушение устойчивости конечных форм кристаллов, образованных в стадии конструктивного метаморфизма. Для первых двух стадий характерна собирательная перекристаллизация — рост крупных кристаллов за счет более мелких.

С позиций теплофизики метаморфизм снега и льда может идти либо в твердой фазе, либо с переходом в газообразную и жидкую фазы. И здесь чрезвычайно важно знать хотя бы количественные оценки скорости разных типов метаморфизма с тем, чтобы разделить их по термодинамическим и теплофизическим условиям и, следовательно, выделить доминирующие в конкретных ситуациях. К сожалению, на сегодняшний день в теоретической гляциологии этого нет. Здесь мы выскажем некоторые соображения относительно механизма и тепловых источников энергии метаморфизма снега.

В приповерхностных слоях снежной толщи процессы возгонки и конденсации снега играют определяющую роль в отсутствие таяния. Пористая снежная среда «подстраивает» свой тепловой режим к изменениям в амплитуде и знаке внешних источников тепла — солнечной радиации и турбулентного теплообмена с воздухом. Энергоемкий процесс возгонки быстро вбирает в себя энергию лучистого потока при ее увеличении, а процесс конденсации при убыли потока СИ возвращает ее ледяному скелету. Этот фазовый переход играет роль кондуктивности в электрическом контуре, придавая тепловую инерционность снежной среде и тем самым предохраняет ее от резких температурных колебаний. При этом в зависимости от интенсивности, количества и знака потока внешней энергии в снежной толще имеет место либо испарение, либо конденсация на поверхности ледяного скелета. В случае колебаний теплового внешнего

потока эти два процесса также могут менять свою интенсивность, а значит, и активно воздействовать на структуру снега и фирна.

Измерения, проведенные в условиях антарктической осени в начале февраля 1988 г. И. Н. Сидорой на взлетно-посадочной полосе ледового аэродрома (вблизи полевой базы «Гора Вечерняя» АМЦ Молодежная), показали, что на глубине от 30 до 70 см под укатанным верхним слоем прочность фирна резко снизилась, хотя плотность его осталась прежней. Отбор керн показал, что существенно изменилась структура фирна на этой глубине: ледяной скелет деградировал с образованием на нем пушистой изморози, в которой сцепление между зернами было слабым. Этот факт явился следствием интенсивного испарения льда с крупнозернистого скелета и последующей конденсации водяного пара в виде густого инея на остатках крупнозернистой структуры. Регулярная укатка и уплотнение посадочной полосы на поверхности снега способствовали возникновению температурного максимума на глубине около 0.5—1.0 м из-за проникновения лучистого потока и «отжима» волны тепла при низкой ночной температуре (уплотнение ведет к увеличению теплопроводности и уменьшению объемного отражения снега). В этих условиях ночью на указанной глубине имело место испарение с ледяного скелета. В дневное время, когда температура здесь сначала понижалась из-за отжима ночной волны холода волной тепла с поверхности, водяной пар конденсировался, а при поглощении потока СИ снова имело место испарение льда со скелета. Роль массопереноса при диффузии пара в фирне оказалась пренебрежимо малой, как и в многочисленных экспериментах, известных в научной литературе; это было подтверждено повторными измерениями плотности фирна.

Оптические свойства изморози иные, чем ледяных зерен фирна: она обладает большим альбедо по отношению к коротковолновому излучению

и низкой теплопроводностью. Вследствие этого она хуже поддается радиационному и тепловому прогреву, и при циклических колебаниях температуры подповерхностного слоя среды испарение происходит с ледяного скелета фирна (эрозия скелета), а конденсация увеличивает объемное содержание изморози. И только с установлением низкой температуры воздуха, когда интенсивность сублимации снизилась, имело место упрочнение ослабленного слоя фирна вследствие укатки и «спекания» частиц изморози.

Согласно приведенным выше расчетам, разница между температурой снега и фирна с учетом сублимации и без нее составляет  $\Delta T = 1-5^\circ\text{C}$ . Отсюда можно оценить массу испарения и последующей конденсации за суточный цикл смены температуры в фирне

$$m_v = \Delta T \cdot c \cdot \rho / L_v \approx 1-5 \text{ кг} / \text{м}^3. \quad (2.1)$$

Эта величина на два-три порядка превосходит вклад от массопереноса при диффузии пара. За месяц летнего сезона побережья Антарктиды «перекачка» сублимацией массы из ледяного скелета в глубинную изморозь может составить десятки килограммов на  $1 \text{ м}^3$ , а это означает существенное разрыхление и деструкцию структуры фирна при практически неизменной плотности среды.

Существенную роль в метаморфизме снега играет смерзание (рост) кристаллов при сдвиге точки фазового перехода. Этот процесс имеет место, начиная с определенных глубин снежного покрова, в спектре отрицательных температур. Хаотическое неупорядоченное расположение снежных частиц приводит к тому, что значительная часть их находится в контакте с соседними через острые грани. Давление вышележащей толщии снега вызывает локальное повышение давления в областях таких

контактов. Как известно, коэффициент сдвига точки плавления под давлением равен  $C_0 = 7,43 \cdot 10^{-8} \text{ K / Па}$ .

Локальное повышение давления обуславливает сдвиг точки фазового перехода лед—вода в область отрицательных температур, что отражается формулой

$$T_{ml} = T_{m0} - P_l \cdot C_0, \quad (2.2)$$

где  $T_{ml}$  - локальная температура фазового перехода;  
 $T_{m0}$  - температура таяния при нормальном давлении;  
 $P_l$  - локальное давление.

На таких участках происходит плавление льда; при этом острый контакт исчезает, значение  $P_l$  резко падает, что вызывает последующее замерзание и смерзание кристаллов вследствие повышения температуры фазового перехода. Этот процесс должен особенно активно развиваться при относительно невысоких отрицательных температурах снежной среды: именно тогда снег становится «мягким» и хорошо уплотняется и слипается.

Следует также отметить, что указанный процесс рекристаллизации при сдвиге локальной точки плавления льда в область отрицательных температур имеет место в ледниках. При движении поликристаллического льда локальное таяние на контактах кристаллов с острыми гранями и последующее замерзание обуславливают рекристаллизацию льда, т. е. организацию преимущественной ориентации кристаллов вдоль направления течения с тем, чтобы оказывать наименьшее сопротивление движению. Именно этим процессом, теоретически обоснованным П. А. Шуйским, обусловлена анизотропия льда в ледниках: в продольном

направлении лед более текуч, чем в перпендикулярном, поскольку движение льда осуществляется скольжением и деформацией вдоль граней ориентированных кристаллов. На участках течения с большой интенсивностью напряжений сдвига (со сложной геометрией рельефа ложа), где лед резко меняет направление движения, его структура не успевает «подстраиваться», и обычно имеет место разрушение льда — образование трещин, разломов и крупных дислокаций.

К метаморфизму снега следует отнести и его таяние при достижении точки плавления. Этот процесс может иметь место при радиационном и конвективном нагреве в дневное время верхних слоев снежного покрова. Талая вода при фильтрации через пористую структуру снега обуславливает теплообмен с ледяным скелетом, существенно меняя его структуру и плотность снежной среды. В зависимости от соотношения между отрицательным теплозапасом толщи снега или фирна и объемом образующейся талой воды может иметь место либо увеличение плотности среды (нарастание ледяного скелета), либо ее уменьшение (разрушение скелета при достижении точки таяния). И то и другое сопровождается растеплением снежной толщи. Указанный процесс может иметь циклический характер во времени в зависимости от колебаний внешних условий: температуры воздуха и потока солнечного излучения. Тогда в толще снега может образовываться слоистая структура из пачки чередующихся ледяных прослоек. Например, в ледниковом фирне существуют прослойки льда, соответствующие сезонам абляции. Так, около ст. Молодежная в Антарктиде в слое фирна до поверхности льда насчитывается в зависимости от условий снегонакопления от трех до восьми сезонных прослоек толщиной от 2 до 10 см каждая.

Схематически по теплофизическому типу процессы метаморфизма снега можно разделить по глубине следующим образом:

Сублимация — конденсация вследствие радиационного прогрева снега. Этот процесс в основном имеет место в верхней части снегового покрова.

Таяние при достижении точки плавления льда. Указанный фактор характерен для приповерхностных слоев (он обусловлен радиационным нагревом снега) и нижней части снежной толщи (вследствие повышения температуры).

Локальное таяние под давлением по острым контактам ледяных зерен. Это явление характерно преимущественно для более глубоких слоев снега, начиная с некоторой глубины, зависящей от температуры. При сильном охлаждении толщи снега указанный процесс может не иметь заметного влияния.

Разрушение ледяной структуры снега. Оно может иметь место как при свежавыпавшем снеге за счет его уплотнения, так и при оседании снежной толщи в результате образования рыхлой структуры ледяного скелета. Этот процесс характерен в основном для достаточно глубоких горизонтов снежного покрова.

Укрупнение и округление ледяных зерен за счет испарения и конденсации, что обусловлено изменениями температуры в толще снега.

Предложенная схема в дальнейшем может быть усовершенствована [4].

До сих пор мы говорили об отдельных снежных частицах. Снег же есть совокупность очень многих частиц, взаимодействующих друг с другом. Испаряются снежинки, летящие в воздухе и лежащие как на поверхности, так и внутри снежного покрова. Мелкие частицы снега испаряются быстрее крупных, но в снежном покрове воздушные поры невелики, так что при испарении мелких снежинок поры настолько быстро

насыщаются влагой, что начинается обратная кристаллизация из пара. Процесс протекает односторонне - растут только крупные частицы, то есть вещество как бы перегоняется с мелких снежинок на крупные. Это явление напоминает жизнь бактерий: крупные бактерии пожирают мелкие и растут за их счет.

Чем тоньше ледяное образование и чем больше кривизна его поверхности, тем быстрее оно испаряется. Время исчезновения выпуклостей и выступов ледяных частиц сложной формы тоже приблизительно пропорционально квадрату радиуса их кривизны. На вогнутых поверхностях события развиваются иначе. Кривизна их обратная, и испарение заменяется кристаллизацией. Пар, "стекая" с кончиков лучей снежных звездочек, кристаллизуется в их углублениях. Ядра звезд становятся крупнее и массивнее. Кристаллы меняют свою форму.

Кристаллизуется пар и в местах пересечений лучей разных снежинок-звезд. Звезды смерзаются. Между снежинками образуются все более и более прочные связи, снег, как говорят, твердеет.

Пути перекачки пара в снежном покрове проходят вдоль его горизонтальных слоев и поперек их, как показано на схеме, представленной на рисунке 2.1.

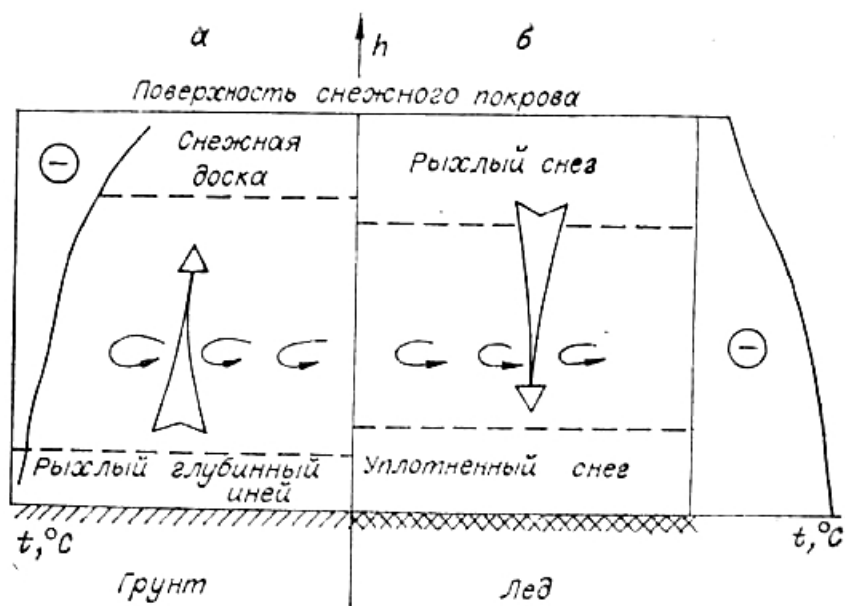


Рисунок 2.1 – Миграция пара в снежном покрове:

- а - при понижении температуры от подстилающей поверхности до внешних слоев снежного покрова (снизу вверх);
- б - при повышении температуры в том же направлении.

Многое зависит от изменения температуры в толще снежного покрова. Обычно в нижних слоях, прилегающих к грунту, температура зимой выше, чем на дневной поверхности (см. рисунок 2.1, слева). Мы уже знаем, что давление пара, насыщающего воздух, тем ниже, чем выше температура воздуха. Поэтому пар в таком случае устремляется снизу вверх. Низ снежного покрова разрыхляется и образуется глубокий иней, а вверху, где кристаллизуется поступающий снизу пар, возникает уплотненный слой, называемый часто снежной доской. Эта доска хорошо выдерживает лыжника, а при сильном морозе и пешехода.

Первые исследователи Антарктиды встретились с неожиданной и неприятной особенностью антарктического снега. Его податливость и рыхлость сильно затрудняла движение лыжников и особенно взлет и посадку самолетов. Трудности антарктических лыжных переходов - одна



из основных причин трагической гибели экспедиции Роберта Скотта к Южному полюсу в 1912 году. На антарктическом леднике, как, впрочем, и на других, температура поверхности снега, как правило, выше его глубинных температур, и пар переносится сверху вниз - верхние слои разрыхляются, нижние уплотняются (см. рисунок 2.1, справа). Уплотнение, фирнизация нижележащего снега происходит в этом случае как за счет давления верхних слоев, так и переноса массы и тепла. Характер послойного горизонтального переноса массы в обоих случаях а и б (см. рисунок 2.1) один и тот же: лед перегоняется с мелких частиц на крупные.

Фирнизация - превращение обычного снега в фирн, то есть плотную среду, состоящую из ледяных комочков и зерен, ничего общего не имеющих с первоначальными кристаллами снега. Плотность фирна варьирует от 0.35 до 0.8 г/см<sup>3</sup>. Фирн образуется на ледниках, так как именно на них направления силы тяжести и внутриснежной миграции пара, как правило, совпадают. Эта принципиальная особенность метаморфизма ледникового снежного покрова стимулирует рост ледника. Фирн - закономерная переходная стадия между снегом и ледником. Фирн, постепенно уплотняясь, переходит в лед.

Со временем любой снежный покров полностью меняет свою структуру. Он становится более крупнозернистым. Радикально меняется форма зерен. Глубинный иней, например, состоит из крупных пирамидальных кристаллов размером до 5-10 мм, совершенно не похожих на первоначальных атмосферных снежинок-красавиц. Появление глубинного инея на горных склонах - грозный предвестник лавинной опасности.

Кристаллизация пара в углублениях и на пересечениях снежинок, на более крупных снежинках за счет испарения мелких, а также дальнейшие стадии метаморфизма снега - сложнейший и до сих пор еще в деталях не

изученный процесс. Кристаллизация не происходит равномерными слоями и непрерывно во времени. Форма объемных приращений кристалла должна соответствовать, по принципу М. Кюри, минимуму свободной поверхностной энергии при данном объеме. Для капли воды это шар, для кристалла льда - шестигранник, шестигранный цилиндр и их сочетания. Динамический метаморфизм снега и льда подробно исследован профессором П. А. Шумским [6].

Во второй главе дается определение понятия снежный покров и его основные типы. Рассматривается три типа метаморфизма снега: деструктивный, конструктивный, регрессивный. Выделяются наиболее важные микроморфологические признаки кристаллов, которые однозначно характеризуют результат предшествующего роста кристаллов. Мезоморфология кристаллов позволяет восстанавливать «историю» метаморфизма снега за прошедший период зимы, а совместно с микроморфологией предсказывать наиболее вероятные (при сохранении данных условий внешней среды) изменения структуры снега в будущем, в том числе и такие изменения, которые способны сыграть существенную роль в возникновении лавинной опасности. В этом состоит несомненное прогнозное значение кристалломорфологического подхода к изучению снега.

### 3 Практическая значимость снежного покрова

#### 3.1 Взаимодействие лыж со снежной поверхностью

Передвигаться по глубокому снегу без лыж или снегоступов весьма сложно или вообще невозможно. Ксенофонт описывает, как в древнейшие времена, примерно за 400 лет до н. э., в Армении люди погибли от изнеможения, пытаясь преодолеть глубокий снег. В настоящее время катание на лыжах в общем рассматривается как вид отдыха, однако в некоторых случаях оно помогало людям выжить.

Лыжам по крайней мере 4—5 тыс. лет, а возможно, они еще древнее. Это подтверждается наскальным и изображениями, представленными на рисунке 3.1, датируемыми каменным веком (Норвежский музей лыж, Осло), а также остатками древних лыж, найденными в канадских болотах.

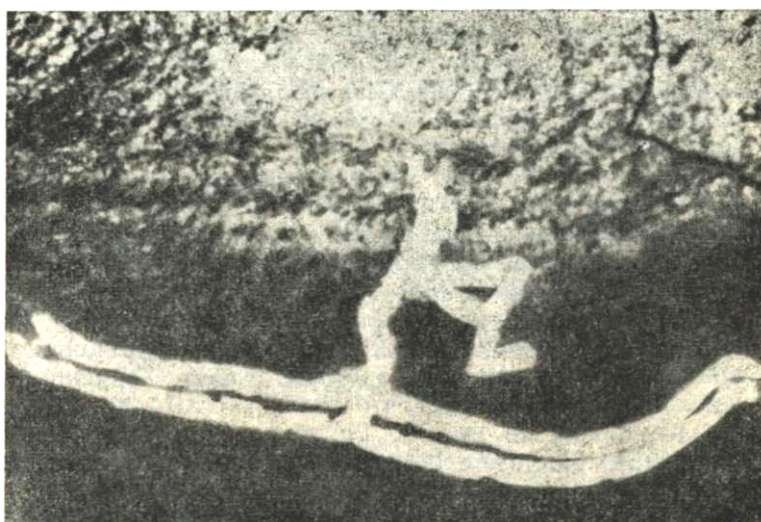


Рисунок 3.1 – Пиктограф из Рёдёя, Норвегия,  
примерно 2 тыс. лет до н. э.

Первыми настоящими лыжниками были, по-видимому, представители племен, исторически связанных с современными обитателями Северной Европы и Сибири. Древние обитатели Южной Европы, скорее всего, не были знакомы с лыжами, хотя известно, что еще 2 тыс. лет тому назад у кавказских племен были снегоступы для передвижения в горах, о чем свидетельствует Страбон. Пока еще не обнаружены свидетельства использования лыж в древние времена в западном полушарии.

Снегоступы практичны, когда речь идет о небольших расстояниях на открытом пространстве, при глубоком рыхлом зернистом снеге. Однако в большинстве случаев лыжи более эффективны, поскольку позволяют передвигаться с большей скоростью. На подготовленных лыжных трассах лыжник-спортсмен может пройти марафонскую дистанцию (50 км) со скоростью более 1 км за 3 мин (это немного быстрее, чем лучшие результаты в легкоатлетическом марафоне). Однако передвижение на лыжах требует большего опыта и умения, чем передвижение на снегоступах, и первые попытки могут закончиться неудачей. Таким образом, следует полагать, что древние лыжники терпеливо осваивали технику передвижения на лыжах, причем желаемый результат достигался не сразу.

Довольно короткая история лыж в Канаде представлена в Канадском национальном музее лыж в Оттаве и изложена в работах Лунда и Марша, которые считают, что почти 10% населения Канады пользуется лыжами. После второй мировой войны по всей Северной Америке отмечается необычайное развитие лыжного спорта как вида зимнего отдыха. Херрингтон (личное сообщение, 1976) считает, что только в США приблизительно 10 млн. лыжников; по мнению Гринберга (личное сообщение, 1978), их число достигает 14 млн. Катание на лыжах служит

главным видом отдыха в канадских горных парках, где число лыжников с 1958 по 1972 г. возрастало ежегодно на 22%. В настоящее время в Северной Америке имеется более тысячи районов для занятий лыжным спортом.

В середине семидесятых годов горнолыжники проходили в среднем 3000 м по вертикали в день. Это стало возможным благодаря достижениям в области строительства канатных дорог и подъемников, производства лыжного снаряжения и организации горнолыжных комплексов. Лыжная индустрия оказала существенное влияние на североамериканскую экономику, особенно в тех районах, где когда-то отмечался спад в ее развитии, а теперь наблюдается быстрый подъем. В результате возникают серьезные социальные и экологические проблемы, так как развитие лыжных курортов иногда наносит ущерб почвам, растительности и животному миру в этих горных районах. Так, экологические проблемы побудили жителей штата Колорадо в 1976 г. проголосовать против проведения здесь Зимних олимпийских игр. В южной Калифорнии Высший совет блокировал решение о дальнейшем развитии лыжных курортов. В последние годы увеличился интерес к равнинным лыжам, которые не требуют сложного оборудования, подъемников и т. п.

В последнее время быстро совершенствуется и лыжное снаряжение. Подверглись существенному улучшению конструкции лыж, палок, ботинок, безопасных защитных очков, одежды и многих других видов специального снаряжения, необходимого для занятия различными видами лыжного спорта.

Велики удовольствие и моральное удовлетворение, получаемые от занятий лыжным спортом, однако велик и риск получить травму, о чем говорят публикации по спортивной медицине. Предотвратить травмы можно благодаря хорошей тренировке и созданию необходимых условий.

Придерживаясь основной темы настоящей книги, ограничим круг вопросов, затронутых в этой главе, проблемами взаимодействия лыж и снега. При этом ограничимся равнинными и горными лыжами, лишь вскользь упомянув о лыжных шасси в авиации и об общих вопросах проходимости снега.

### 3.2 Характеристики снега

Основными характеристиками снега, которые необходимо учитывать при занятиях лыжным спортом, являются его плотность, температура, твердость, текстура и наличие в нем жидкой воды.

Плотность снега непосредственно связана с его твердостью. Распределение плотности снежного покрова, особенно вблизи его поверхности, — решающий фактор, определяющий маневренность лыж, скорость, безопасность и т.д. Плотность легко измерить, взвешивая известные объемы снега; при этом ошибка изменяется от 1 % и менее для крупных образцов ( $10^3 \text{ м}^3$ ) до 10 % и более для мелких образцов ( $10^4 \text{ м}^3$ ) — тонких слоев и корок.

Температуру снега легко определить при помощи стандартных термометров, хотя влияние прямой и отраженной радиации усложняет измерение температуры в поверхностном слое. Твердость снега обратно пропорциональна температуре, если другие характеристики неизменны. Опытные лыжники обычно измеряют температуру снега, чтобы подобрать лыжную мазь, подходящую для данной твердости снега, так как твердость непосредственно измерить трудно.

При нулевой температуре существенное влияние на лыжи оказывает количество жидкой воды в снегу, с увеличением которой заметно возрастает торможение лыж. Количество жидкой воды (иногда ее

называют свободной водой) можно определить центрифугированием, с помощью калориметрических и диэлектрических методов, а также путем измерения скорости растворения различных химических веществ. Однако эти измерения либо занимают много времени, либо их трудно унифицировать, и, следовательно, они еще не могут выполняться систематически. По этим причинам приводимые ниже данные основываются на качественной номенклатуре Международной классификации снега: сухой, влажный, сырой, очень сырой и мокрый.

Непосредственные измерения твердости снега (или, точнее, показателя твердости) также относительно трудоемки и отнимают много времени. Важно различать твердость отдельных кристаллов (~1 мм) и твердость крупных образцов (>10 мм). Твердость отдельных кристаллов имеет огромную практическую важность при определении трения лыж о снег и выбора мази, а твердость крупных образцов показывает, насколько будут лыжи проваливаться в снег. В данном случае мы говорим лишь о твердости как о параметре, систематически определяющемся при оценке снега с точки зрения характеристики к скольжению. Вместо измерений твердости в микромасштабе в качестве ее показателя, как уже говорилось, используется температура.

Индекс твердости измеряется при помощи швейцарского таранного пенетрометра, представленного на рисунке 3.2, который проникает в снег по мере того, как груз массой  $H$  падает с высоты  $h$ .

Если снаряд (общей массой  $M$ ) погружается на глубину  $z$ , то индекс твердости  $N$  описывается формулой

$$N = K \frac{H}{z} + M, \quad (3.1)$$

где  $K$  - функция  $M$ ,  $H$  и коэффициента  $n$  эффективности удара груза о пенетрометр.

Значение  $K$  определяется из уравнения:

$$K = H \left\{ H(M - H)(1 + n)^2 + [H - n(M - H)]^2 \right\} \sqrt{M^2} \quad (3.2)$$

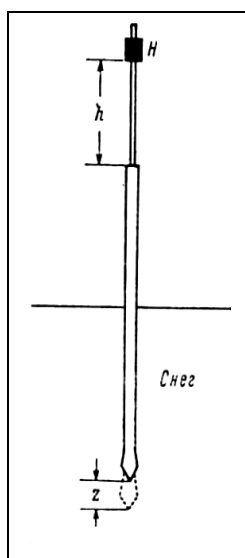


Рисунок 3.2 – Динамический пенетромтр для измерения твердости снега (зонд Хефели)

Если допустить, что удар полуупругий, то  $n = 0.5$  ( $n = 1$  при чисто упругом ударе и  $n = 0$  при чисто неупругом ударе), индекс твердости имеет размерность массы (обычно измеряется в килограммах), однако часто используется как безразмерный показатель. Для твердого снега ( $N > 1$ ) следует применять тяжелый зонд ( $M = 1.0$  кг), а для мягкого ( $N < 1$ ) — легкий ( $M = 0.1$  кг).

Под определением текстуры понимается описание формы, размера и взаимосвязей снежных зерен. Эта характеристика труднее всего поддается количественному определению. Однако существует множество способов



описывать текстуру снега качественно, причем следует учитывать, что составить описание на английском языке довольно трудно, так как этот язык не обладает таким богатым словарем для описания широкого многообразия типов снега, каким обладают языки некоторых северных народов. Например, у норвежцев есть более 20 специальных терминов для обозначения снежных условий, а словарь индийского племени иннуитов насчитывает их гораздо больше. Безотносительно к возможностям их родных языков, опытные лыжные специалисты приобретают навык различать текстуру качественно или субъективно. Это особенно проявляется при выборе лыжной мази, который определяется текстурой и температурой снега, так как оба эти фактора характеризуют твердость отдельных участков снега.

Номенклатура текстур, используемая ниже, составлена на основе английской терминологии, принятой в Международной классификации снега. Особое внимание уделяется определению формы отдельных зерен. В полевых условиях образцы снега разрушаются на отдельные зерна, которые изучаются при помощи ручной лупы или невооруженным глазом.

### 3.3 Катание на лыжах и метаморфизм

Прелесть лыж заключается в том, что они годятся для самых разнообразных снежных условий. Зелигман представил энциклопедическую сводку, в которой рассматривались свежесвыпавший снег, метаморфизованный снег, кристаллизация на поверхности, метелевый перенос, ветровая дефляция, формирование карнизов, лавин и т.д. По мнению Зелигмана, одним из самых важных факторов, определяющих условия, необходимые для занятий лыжным спортом,

служит тип и степень метаморфизма снега, который можно подразделить на следующие три категории.

*Свежевыпавший и частично метаморфизованный снег.* Первоначальную форму кристаллов свежевыпавшего снега еще можно распознать, несмотря на изменения под влиянием ветровой деятельности, сублимации, таяния, спекания и рекристаллизации. В Международной классификации форм снега эта категория иногда называется «свежий и частично просевший снег». Лыжники часто пользуются термином «снежная пыль». Хорошие условия для спуска на лыжах по склону при таком снеге наблюдаются, когда он сухой или слегка влажный, показатель твердости относительно низок ( $<1$ ), а плотность (менее  $200 \text{ кг/м}^3$ ) постоянно увеличивается с глубиной, так что лыжи не проваливаются в подстилающий слой. Типичные значения плотностей в таком случае составляют от  $50\text{—}100 \text{ кг/м}^3$  в поверхностном слое до  $150 \text{ кг/м}^3$  на глубине около 30 см. Увеличение плотности с глубиной является естественным результатом оседания свежевыпавшего снега под действием собственного веса, но может быть обусловлено и ветровым уплотнением поверхностного слоя, в результате чего значения плотности могут быть еще больше. Кроме того, это явление может происходить вследствие повышения температуры во время снегопада.

Маневренность лыж ухудшается из-за инверсии плотности, когда под более плотным поверхностным слоем лежит менее плотный, в который они проваливаются. Если значения плотности удовлетворяют предъявляемым требованиям, то практически при любой форме кристаллов снежной пыли (призмы, пластинки, дендриты) создаются удовлетворительные условия для спуска по склону. Даже слой ледяной крупы, лежащий на твердом основании, обеспечивает хорошие условия для спуска на лыжах,

возможно, потому, что его «шариковая» текстура обеспечивает упругость поверхности и малое сопротивление сдвигу, что важно при поворотах.

Для сухого свежеснегавшего снега лыжники применяют обычно относительно твердую мазь, чтобы создать оптимальное скольжение и минимальную отдачу. Традиционное объяснение этому заключается в том, что твердые и острые неметаморфизованные кристаллы легко проникают в лыжную мазь. В общем чем ниже температура снежной пыли, тем тверже должна быть лыжная мазь.

Влажный и сырой снег создает значительные трудности для катания на лыжах. Наличие жидкой воды приводит к увеличению вязкого сопротивления и поверхностного напряжения и, следовательно, к существенному замедлению движения как по равнине, так и по склонам гор. В этих случаях при движении по равнине обычно применяются более мягкие мази. На практике самые трудные проблемы с выбором лыжной мази возникают, когда свежеснегавший снег начинает таять при температуре 0°С, при этом твердость его резко меняется и одна мазь не может обеспечить оптимального скольжения при минимальной отдаче. Если в результате таяния снег становится «очень влажным» или «мокрым», при движении по равнине приходится применять очень мягкие мази и покрывать скользящую поверхность лыж слоем липкой смазки, известной как клистер.

*Сухой метаморфизованный снег.* В сухом снегу процесс метаморфизма распадается на два происходящих одновременно процесса. Во-первых, это развитие кристаллов с изменением их размеров и формы при минимуме свободной энергии и, во-вторых, это развитие кристаллов как реакция на существование в снегу значительных градиентов температуры ( $> 10$  °С/м). Первый процесс называют деструктивным метаморфизмом, а второй — конструктивным метаморфизмом.

В результате деструктивного метаморфизма образуются мелкие округлые зерна диаметром менее 1 мм, хорошо связанные друг с другом благодаря спеканию. Снег, состоящий из таких зерен, довольно плотный ( $N > 0.5$ , плотность  $150 \text{ кг/м}^3$ ), и его поверхность выдерживает вес лыжника. Использование лыжных мазей на таком снегу весьма эффективно, и выбирают их в зависимости от твердости (температуры) снега с тем, чтобы получить оптимальное скольжение и отдачу.

В результате конструктивного метаморфизма формируются крупные (от 1 до 10 мм) зерна, слабо связанные между собой. Слои слабого снега, подвергшегося конструктивному метаморфизму, могут внезапно проваливаться под действием веса лыжника. Это причиняет особые неприятности весной, когда таяние еще более уменьшает прочность снега. Крупные кристаллы, образовавшиеся в результате такого метаморфизма, располагаются в основании снежного покрова и известны как глубинная изморозь.

Скорость превращения свежеснегавшего снега в метаморфизованный зависит главным образом от температуры воздуха, количества солнечной радиации, толщины снежного покрова, начальной плотности и формы кристаллов. Конструктивный метаморфизм может полностью преобразовать свежеснегавший снег за несколько дней, если пористый снежный покров имеет небольшую мощность, находится в тени, а температура его поверхности значительно ниже, чем температура грунта, что обуславливает наличие резкого температурного градиента. В горах с сухим континентальным климатом (восток Британской Колумбии, Кордильеры) условия наиболее благоприятны для конструктивного метаморфизма, а в горах в приморье (запад Британской Колумбии, штаты Вашингтон, Калифорния) в более мощном снежном покрове образуются

более мелкие и округлые зерна, характерные для снега, подвергнутого деструктивному метаморфизму.

*Снег, метаморфизованный в результате процессов таяния — замерзания.* Метаморфизм значительно ускоряется при наличии жидкой воды. Крупные зерна ( $> 1$  мм) быстро растут за счет мелких зерен, так как при наличии жидкой фазы ускоряются диффузионные процессы. Там, где снежный покров смочен, значение поверхностной энергии гораздо больше, чем в случае сухого снега. Весной на лыжных трассах снег периодически оттаивает и снова замерзает, причем в ночное время образуется твердая льдистая поверхность. Наиболее благоприятны условия для спуска на лыжах ранним утром, когда плотная поверхность начинает размягчаться, однако еще не превратилась в результате таяния в смесь воды и снега. В результате повторения циклов таяния — замерзания образуются крупные, грубозернистые агрегаты — так называемый зернистый снег, часто обеспечивающий легкое маневрирование и отличное скольжение на спуске.

Смазка равнинных лыж для условий таяния — замерзания обычно состоит из разных комбинаций клистеров. В то время как для свежего неметаморфизованного только начавшего таять снега трудно подобрать подходящую мазь, довольно легко подобрать клистер, который обеспечит оптимальную отдачу и скольжение на метаморфизованном в результате таяния — замерзания снегу при  $0^{\circ}\text{C}$ , а также при переходе от сухих зерен к влажным.

В снежном покрове, залегающем круглый год, в результате повторения циклов таяния — замерзания, а также под действием давления вышележащих слоев снег превращается в фирн, характеризующийся высокой плотностью (более  $500 \text{ кг/м}^3$ ) и грубозернистой текстурой спекания. Фирн — это промежуточная фаза эволюции снега, конечной

фазой которой является лед (плотность около  $800 \text{ кг/м}^3$ ). Маневренность лыж на фирне зависит в основном от степени поверхностного разрыхления.

### 3.4 Типы условий на поверхности снега

Особый интерес для лыжника имеют некоторые типы условий на поверхности.

*Ветровая доска.* Ветровое воздействие на снег проявляется в том, что кристаллы свежеснегавшего снега, обламываясь и испаряясь, превращаются в мелкие частички, которые уплотняются, в результате чего плотность достигает сравнительно высоких значений — до  $450 \text{ кг/м}^3$ . Индекс твердости  $N$  ветровой доски обычно изменяется от 1 до 10, а иногда и до 50. Твердость ветровой доски характеризуется пространственной изменчивостью: лыжи могут беспрепятственно скользить по поверхности, но затем вдруг проваливаются. Скольжение лыж на ветровой доске затруднено и подобрать мазь для того, чтобы обеспечить оптимальную отдачу и скольжение, бывает сложно.

*Неровности поверхности.* Зелигман и Оура приводят примеры различных неровностей поверхности, возникающих вследствие ветровой эрозии и переотложения снега. Эти неровности известны как рябь (высотой около 10 мм), ветровые гряды барханы и заструги (до 1 м). Более крупные формы микрорельефа создают для лыжника особые затруднения.

*Корки.* Корки — это тонкие (от 5 до 50 мм) плотные прослойки, образовавшиеся под воздействием ветра (ветровые корки) или в процессе таяния — замерзания; плотность таких прослоев колеблется от 200 до  $800 \text{ кг/м}^3$ . Если рассматривать снежные корки с точки зрения того, как они выдерживают вес лыжника, то можно выделить два их типа: «хрупкие» и

«прочные». Оба эти типа корок затрудняют передвижение на лыжах и даже представляют собой опасность для лыжника. Ледистые «прочные» корки могут иметь такую твердость ( $N = 1000$ ), что стальные канты лыж не врезаются в снежную поверхность и лыжник теряет контроль над лыжами. «Хрупкие» корки в течение некоторого времени могут выдерживать вес лыжника, а затем вдруг внезапно провалиться, так что лыжник полностью теряет контроль над ситуацией. Для того чтобы отдача и скольжение на корках были оптимальными, при движении по равнине применяют обычно клистеры, обладающие достаточной плотностью, чтобы противостоять абразии. Обычные мази (не клистеры) быстро стираются, особенно если температура корки ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

*Поверхностный иней.* Поверхностный иней состоит из крупных ( $> 1\text{ мм}$ ) плоских кристаллов, которые растут в результате осаждения водяных паров из атмосферы на радиационно охлажденную поверхность снега. Толщина слоев поверхностного инея обычно не превышает 10 мм. Мощный слой (от 10 до 50 мм), лежащий на твердом основании, может обеспечить прекрасные условия для скольжения лыж, так как крупные кристаллы в нем плохо связаны друг с другом, как и в слоях глубинной изморози. Начальная плотность поверхностного инея составляет около  $100\text{ кг/м}^3$ .

*Поверхностная рекристаллизация.* Рыхлый, крупнозернистый снег, сходный с глубинной изморозью, но включающий также и более мелкие зерна (размером около 1 мм), который часто наблюдается на поверхности снежного покрова и сразу под ней в Кордильерах и других континентальных горных районах, вероятно, образуется в результате поверхностной рекристаллизации. Формирование рыхлой текстуры, которая обеспечивает очень хорошие условия для катания на лыжах, по видимому, обусловлено наличием значительных градиентов температуры в

поверхностном слое, однако конкретный механизм пока еще не выяснен. Предполагается, что благоприятным условием для процесса поверхностной рекристаллизации служит наличие сухой холодной воздушной массы. В этом случае происходит интенсивное излучение с поверхности снега. Поверхностная рекристаллизация другого типа, названная «радиационной рекристаллизацией», наблюдается, когда большой градиент температуры у поверхности, обусловленный поглощением солнечной радиации на глубинах 10—100 мм, вызывает усиление излучения с поверхности снега.

*Гололед и изморозь.* Тонкие, хрупкие поверхностные корки возникают вследствие замерзания переохлажденных капель на поверхности снега. Покрытая гололедом лыжня обеспечивает быстрое скольжение до тех пор, пока переохлажденные капли не начинают замерзать в воздухе и падать в виде мелких частичек изморози, в результате скольжение становится значительно хуже. Количество изморози и гололеда увеличивается с усилением ветра.

### 3.5 Уплотнение снега

Интенсивное движение лыжников существенно изменяет естественный снежный покров на лыжных полях, приводя к образованию слоя, плотность и индекс твердости которого значительно превышают аналогичные характеристики ненарушенного снежного покрова. На участках занятий лыжным спортом склоны уплотняются снегоходами и ратраками; кроме того, снежный покров здесь уплотняется в ходе работ по общему выравниванию склона с использованием волокуш, которые тянут снегоходами. Систематическое уплотнение удлиняет период существования снежного покрова, снег меньше сдвигается лыжниками и менее подвержен воздействию ветровой дефляции. При выравнивании удаляются



снежные бугры и сглаживаются борозды и желоба, служащие препятствиями для лыжников. В некоторых местах занятий лыжным спортом поверхность льдистых склонов подвергается специальной обработке с целью ее смягчения. Уплотнение выравнивание, специальная обработка льдистых склонов — всё это обеспечивает безопасность лыжников и дает им возможность получать удовольствие от занятий лыжным спортом.

Особенно тщательно готовятся склоны, на которых проводятся лыжные состязания. В ряде работ показано, что для обеспечения безопасности участков состязаний и увеличения маневренности на трассах слалома и скоростного спуска снег следует уплотнять до  $500 \text{ кг/м}^3$ ; при этом твердость снега должна быть такой, чтобы сквозь него не проникала стальная лопата ( $N= 100$ ). Такие условия можно получить, утаптывая снег лыжными ботинками, но не лыжами или снегоходами, так как удельное давление лыж или снегоходов на снег составляет только  $1/6$  удельного давления ботинок. Давление человека, стоящего на одной ноге, обутой в лыжный ботинок, составляет примерно  $4 \text{ кПа}$ . Чтобы получить максимальный эффект, утаптывание следует начинать сразу после выпадения первого снега, пока толщина покрова не достигает  $30 \text{ см}$ , а процессы спекания и рекристаллизации не изменили его текстуру. После утаптывания склоны следует выравнивать и сглаживать лыжами и снегоходами, а время, требуемое для спекания снега, может составить в зависимости от температуры  $1$  или  $2$  недели. Процесс спекания ускоряется, когда температура приближается к  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ . Учитывая такие факторы, как процессы рекристаллизации, теплота грунта и безопасность лыжника, Иосида полагает, что оптимальная толщина снежного покрова составляет около  $40 \text{ см}$ .

Лыжные склоны можно также обрабатывать химическими веществами, например солями, включая хлорид натрия, нитрат аммония, хлорид кальция. Такая обработка позволяет смягчать ледяную корку, повторно замораживать мокрый снег, а также увеличивать продолжительность залегания снега (в зависимости от его температуры). Несмотря на экологические проблемы и большие материальные затраты, химическая обработка, по-видимому, может завоевать популярность, особенно в тех районах занятий лыжным спортом, где используется искусственный снег, — в этом случае химикаты можно вводить непосредственно при производстве снега.

По-прежнему актуален вопрос о том, как стандартизировать сообщения для публики, касающиеся условий занятий лыжным спортом. Лыжная ассоциация провинции Онтарио использует следующие характеристики склонов, подготовленных для занятия лыжным спортом.

*Хороший:* плотный, естественный, искусственный или подготовленный с помощью механизмов снег на плотном грунте; обнаженных участков нет; льдистые участки составляют менее 10% трассы.

*Средний:* подготовленный механизмами снег на плотном грунте; льдистые участки на трассе составляют более 10%, обнаженные участки или мокрый снег — менее 10% трассы.

*Плохой:* ледяной склон; более 10 % трассы составляют обнаженные участки.

### 3.6 Трение льда и снега

Легкость и быстрота скольжения на лыжах — результат относительно низких значений коэффициента трения ( $< 0,1$ ) на поверхности взаимодействия лыжи — снега; значение коэффициента определяется трением отдельных кристаллов льда. Зелигман и Дебенхэм допускают, что уменьшение трения может быть обусловлено наличием снежных зерен, ведущих себя подобно шарикоподшипникам. Однако отдельные, не соединенные друг с другом сферические снежные зерна наблюдаются редко, так что некоторое уменьшение трения вследствие этого «подшипникового» эффекта, вероятно, вторично по сравнению с малым трением, присущим льду.

Теоретическое объяснение того, что коэффициент трения мал, пока остается противоречивым. Традиционное объяснение Боудена и Хьюза, состоит в том, что при трении о поверхность льда выделяется тепло, в результате чего образуется тонкая пленка талой воды. В принципе при скольжении по льду выделяется достаточно энергии для образования тонкой пленки талой воды; даже при относительно низкой температуре водяные пленки наблюдались многими исследователями. Однако остается еще много исследователей, которые не убеждены в том, что в наличии тонких пленок талых вод заключается основная причина. Так, Хуциока обнаружил, что талые воды увеличивают трение, по-видимому, вследствие вязкого сопротивления.

В работах приводятся аргументы в пользу того, что малое трение льда и снега обусловлено также некоторыми уникальными характеристиками поверхности льда, а не только наличием пленки талой воды. Авторы рассматривают лед как твердый смазочный материал, аналогичный, например, графиту, который имеет относительно низкий коэффициент трения вследствие того, что плоскости соседних кристаллов могут легко скользить одна по другой и менять ориентировку.

Поверхностные пленки окислов иногда играют роль твердой смазки, и их наличие не обязательно вызывается трением. В работе ученых Миннесотского университета, являющейся, вероятно, наиболее полным исследованием из всех, которые были посвящены трению льда и снега, шероховатость ледяной поверхности была смоделирована как эластично-пластичные микроскопические выступы. На основании своих теоретических и экспериментальных работ они сделали вывод о том, что шероховатость льда обуславливает чрезвычайно низкие значения напряжения сдвига. Было также выдвинуто предположение, что ледяная поверхность обладает внутренней «жидкостноподобной» структурой независимо от таяния, возникающего вследствие трения, которое можно рассматривать как отдельный, самостоятельный эффект. Они приводят предположение Уэйла о том, что толщина «жидкостно-подобного» поверхностного слоя может составлять несколько сотен молекулярных слоев, т. е. сопоставима с высотой бугорков, создающих шероховатость.

Последующие исследования, выполненные в этом университете, многочисленные теоретические аргументы и результаты экспериментов показывают, что на поверхности льда в изобилии отмечаются подвижные протоны, хаотически расположенные атомы; замечен также большой масштаб дефектов. Результаты экспериментов были обобщены в работе. Было показано, что при температуре  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  толщина дефектного слоя составляет  $10^4$  нм (электропроводность), слоя хаотически расположенных атомов —  $10^2$  нм (рассеивание протонов), а слоя подвижных протонов — 10 нм (ядерный магнитный резонанс). В каком-то смысле комбинация дефектов, хаотичности атомов и подвижных протонов могла бы быть причиной наличия «жидкостноподобной» поверхности. В работе также полагается, что структура поверхности существенно отлична от жидкости, так что термин «жидкостноподобная» вводит в заблуждение и от него следует отказаться. Безотносительно к терминологии, поверхность льда

уникальна по сравнению с поверхностями других веществ, а по мнению Флетчера, — даже по сравнению с поверхностями других водородосодержащих веществ.

Перечисленные выше факторы должны снижать напряжение сдвига шероховатостей льда, а следовательно, и уменьшать трение. При температуре ниже 0 °С хаос и мобильность уменьшаются, а дефекты становятся труднее активизировать. Следовательно, бугорки, составляющие шероховатость, труднее сдвинуть (или переориентировать), так что трение льда увеличивается с понижением температуры. Этот факт широко известен обитателям районов с холодным климатом. Число подвижных молекул на поверхности должно также регулироваться влажностью. Интересно отметить, что лыжники во время соревнований обращают на влажность особое внимание и обычно выбирают более мягкие мази, когда она относительно высока.

Комплексная природа феномена «трение» обобщена исследователями Миннесотского университета и Куроивой, которые рассматривали совместное воздействие пластической деформации, разрыва шероховатостей и жидкостных пленок.

### 3.7 Силы сопротивления, возникающие при движении лыж

Сила сопротивления, оказываемого снегом, может быть разделена на две составляющие. Первая из них обусловлена выпахивающим, сдвиговым и компрессионным действием лыж, которые проникают в мягкий снежный покров и нарушают его структуру на глубину, превышающую размеры снежных зерен и достигающую иногда 1 м. Второй составляющей является фрикционное взаимодействие на поверхности снег—лыжи, которое возникает вследствие микроскопического эффекта, о чем шла речь выше.

Первая составляющая силы сопротивления изучалась лишь немногими исследователями и главным образом на основе качественных наблюдений за нарушением структуры снега. В принципе величину этого нарушения можно приблизительно вычислить, если допустить, что лыжи вызывают совершенно пластическое нарушение структуры снежного покрова. Если лыжи движутся со скоростью  $V$  по снегу с первоначальной плотностью  $\rho$ , то сопротивление сжатию  $P_r$  может быть аппроксимировано выражением

$$P_r = \rho(\rho + \delta\rho) \cdot V^2 / \delta\rho \quad (3.3)$$

где  $\delta\rho$  – приращение плотности снега в результате компрессии.

Например, по данным Хуциока, проводившего измерения давления лыж, начальное значение плотности снега составляло  $65 \text{ кг/м}^3$ , конечное—  $165 \text{ кг/м}^3$ . Если площадь поперечного сечения каждой лыжи  $70 * 70 \text{ мм}$ , то лыжнику приходится преодолевать силу сопротивления  $10 \text{ Н}$ , что составляет примерно половину величины фрикционной составляющей. В соответствии с уравнением  $P_r$  должно возрастать с увеличением скорости передвижения и плотности снега. Кроме того, когда скорость растет, вектор силы сопротивления несколько отклоняется в направлении, перпендикулярном лыже, создавая силу трения, которая прижимает лыжу к поверхности снега. При небольших скоростях, например менее  $1 \text{ м/с}$ , приблизительное определение  $P_r$  из уравнения, по-видимому, становится невозможным, а силы сопротивления определяются скорее физическими свойствами снега, чем инерционными эффектами (т. е. силы уже не пропорциональны  $\rho V^2$ ).

К настоящему времени большинство исследований, посвященных лыжам, связано с изучением фрикционной составляющей; при этом как само собой разумеющееся допускается, что лыжи достаточно плотно прижимаются к поверхности и другой составляющей можно пренебречь. Эти исследования показали, что трение зависит от многих переменных. Связь трения с некоторыми из определяющих его характеристик описана ниже.

*Скорость.* Трение представляет собой сложную функцию скорости  $V$ . Для того чтобы определить статический коэффициент трения  $m_s$  при  $V = 0$  и кинетический коэффициент при  $V$  не равное 0 следует сделать одно упрощение. Значение  $m_k$  при  $V = 0.1 \dots 10$  м/с меньше (часто значительно), чем значение  $m_s$ . Когда  $V$  растет ( $>10$  м/с),  $m_k$  увеличивается экспоненциально и может существенно превышать  $m_s$  главным образом под воздействием вязкости и инерции. Шимбо обнаружил, что при  $V_s < 10$ , 1м/с значения  $m_k$  стремятся к значениям  $m_s$ , однако в работе подчеркивается, что время стационарного контакта должно быть ограниченным, иначе произойдет статическое прилипание, обусловленное статическим трением.

*Температура воздуха.* Большинство исследований подтвердило хорошо известное на практике явление, заключающееся в том, что трение лыж минимально при температурах, близких к  $0^\circ\text{C}$ , и увеличивается как с понижением температуры, так и с ее повышением, при котором увеличивается количество жидкой воды. Трение минимально скорее при температуре на несколько градусов ниже  $0^\circ\text{C}$ , чем при  $0^\circ\text{C}$ . Автор работы утверждал, что механизм твердой смазки имеет большее значение, чем механизм трения — таяния, и предположил, что даже минимальное количество талой воды приводит скорее к увеличению трения, чем к его уменьшению. Насколько быстро увеличивается трение с понижением

температуры — вопрос спорный; вероятно, это зависит от таких переменных, как скорость передвижения и материал, из которого изготовлена скользящая поверхность лыж. Заметим, что при температуре  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  трение покрытых лаком и парафином лыж о снег приближается к трению лыж о песок. Увеличение трения лыж, покрытых лаком, на мокром снегу очевидно. Показано, что в случае тефлоновых лыж трение растёт медленнее, чем в случае деревянных. В работе сходные результаты были получены для полиэтиленовых лыж. Согласно этой работе, коэффициент  $m_k$  с понижением температуры может увеличиваться, причем  $m_s$  более чувствителен к изменениям температуры, чем  $m_k$ . Кроме того, на трение оказывает влияние градиент температуры воздуха: более высокие значения  $m_s$  и  $m_k$  наблюдались, когда температура воздуха над снегом была ниже, чем температура поверхности снега. При обратном знаке градиента эффект был незначителен.

Уменьшение трения при температуре около  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  наводит на мысль о том, что трение на холодном сухом арктическом снегу можно было бы свести к минимуму, применив полозья с электроподогревом. Эксперимент, проведенный с использованием таких полозьев, дал отрицательный результат, объяснение которого вызывает затруднение, поскольку тепло должно понижать трение независимо от того, каким образом оно получено.

*Контактное давление.* Эрикссон обнаружил, что трение уменьшается, когда контактное давление превышает 10 кПа. Это явление, по-видимому, используется водителями моторных саней, которые считают, что после того, как сани тяжело нагружены, при дальнейшей загрузке кинетическое трение увеличивается медленно. Однако для среднего давления, оказываемого средним лыжником, уменьшением трения с увеличением веса, вероятно, следует пренебречь. Спортсмены-горнолыжники достигают своих лучших результатов на относительно длинных (обычно 223 см)



лыжах; более низкие значения среднего давления лыж на снег не обязательно вызывают сколько-нибудь значительное увеличение трения.

*Контактная зона и размер зерен.* О размере зоны льда, действительно находящейся в контакте с лыжей, известно очень мало, хотя этот параметр, вероятно, является решающим для эффектов производимых пленками талых вод или твердой смазкой. По Тор-герсену (личное сообщение), ледяная контактная зона в случае сухого свежеснегавшего снега при  $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$  составляет менее 1% площади скользящей поверхности лыжи, а в случае свежего снега тающего при  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , она увеличивается почти до 80%. Куроива обобщил данные и других работ, подтверждающие наличие небольших ледяных контактных зон на первоначально сухом снегу и образование воды в этих зонах.

Считается, что поверхность снега с более крупными и менее многочисленными зернами характеризуется более низким коэффициентом  $m_k$ ; наилучшее время спортсмены показывают на ледяных трассах. Сопротивление лыж существенно увеличивается с уменьшением зерен от размеров, предельных для льда, до размеров, характерных для свежеснегавшего снега. Однако неясно, какую часть этого увеличения можно отнести за счет трения, а какую — за счет выпахивания.

*Материал скользящей поверхности лыж.* Как величина  $m_k$ , так и величина  $m_s$  сильно зависят от сцепления снега и материала, из которого изготовлена скользящая поверхность лыжи. Удобной мерой сцепления служит контактный угол, т. е. угол, образованный каплей воды и плоской поверхностью материала, на которой она удерживается. Величина контактных углов изменяется примерно от  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  для большинства металлов до  $110^{\circ}$  для некоторых полимерных материалов; в общем чем больше контактный угол, тем ниже коэффициент трения. Еллинек измерил контактные углы различных материалов, включая смолы, парафины,

пластики, и обнаружил, как и ожидалось, что большие контактные углы коррелируются с симметрией, или неполярностью химической структуры. Примером хорошо известного материала с большим контактным углом ( $\sim 104^\circ$ ) является тефлон (политетрафлуорэтилен).

Боуден и Табор сравнили время, которое занимал спуск с пологих склонов на лыжах, скользящая поверхность которых была покрыта тефлоном, лыжным парафином и защитным лаком. Время спуска на лыжах с тефлоновым покрытием оказалось вдвое меньшим, чем на лыжах, покрытых лаком, и на 25 % меньше, чем на лыжах, покрытых парафином. Тефлон не нашел практического применения в качестве основы лыж из-за малой прочности, однако производители лыж экспериментируют в поисках различных способов введения тефлона в более стойкие основы. Почти все современные горные лыжи и постоянно увеличивающееся количество равнинных лыж производятся на очень плотной полиэтиленовой основе (контактный угол  $\sim 90^\circ$ ), которая характеризуется малым коэффициентом трения, имеет небольшой вес и низкую стоимость. Кроме того, ее легко обрабатывать и клеивать. Ведутся эксперименты с пластмассами разной плотности с целью добиться оптимального трения и других свойств. По-видимому, чем выше плотность, тем ниже  $m_k$ . Ведутся также эксперименты по химической и механической обработке поверхности лыж для улучшения скольжения.

*Шероховатость.* На первый взгляд кажется, что чем более гладкая скользящая поверхность, тем ниже  $m_k$ . Однако это не всегда так. Лыжники-спортсмены знают, что если снег сырой, то хорошо отполированная поверхность мази будет скользить хуже, чем шероховатая поверхность. Шимбо установил, что в случае сырого снега значение  $m_k$  может возрастать до 3  $m_s$  при очень гладкой скользящей поверхности (шероховатость менее 0.01 мм). Он назвал это явление «инверсией

коэффициента трения». Возможно, когда снег становится сырым, возрастает роль поверхностного натяжения и вязкого сопротивления. Несколько уравнений, описывающих эти эффекты, выведено Муром [5].

В третьей главе были рассмотрены практические аспекты использования снежного покрова, в частности перемещение по снегу с помощью лыж, а также проведены основные характеристики снега, такие как температура, плотность, твердость и текстура снега. Выделены шесть типов условий на поверхности снега, влияющих на процесс скольжения лыж: ветровая доска, неровности поверхности, корки, поверхностный иней, поверхностная рекристаллизация, гололед и изморозь. Показано, что на силу сопротивления, возникающую при движении лыж влияет, температура снега, скорость перемещения, размер зерен, шероховатость. Показано, что с увеличением температуры сила трения увеличивается. Следовательно, информация о температуре является важной характеристикой условий движений по снегу. В следующей главе будет подробно рассмотрен метод определения температуры снежной поверхности.

#### 4 Определение температуры снежной поверхности по данным измерений температуры воздуха

##### 4.1 Пространственно–временное распределение коэффициента турбулентной диффузии в атмосфере

Следуя А.С. Монину и А.М. Обузову, введем два масштаба [7]

$$T_* = -\frac{Q_0}{k \cdot c_p \cdot \rho \cdot u_*}, \quad (4.1)$$

$$L_* = \frac{u_*^2}{\chi^2 \cdot \beta \cdot T_*}, \quad (4.2)$$

где  $\chi$  – постоянная Кармана;  
 $\beta = \frac{g}{T}$  - параметр плавучести;  
 $T_*$  – масштаб температуры (точнее масштаб разности температур воздуха на верхней и нижней границах приземного слоя);

$L_*$  – масштаб высоты (толщины) того же слоя.

Масштабы  $L_*$  и  $T_*$  введены Мониным и Обузовым на основе теории размерности. Параметр  $L_*$  называют масштабом МонинаОбухова.

Число Ричардсона определяется следующим образом:

$$Ri = \frac{l}{\chi \cdot L_*}; \quad (4.3)$$

где  $l$  – путь смешения, м.

Как из уравнений (4.1) и (4.2), так и из (4.3) следует, что масштабы  $L_*$  и  $T_*$  положительны при устойчивой стратификации (когда  $\gamma < \gamma_a$ ,  $Q_0 < 0$ ,  $R_i > 0$ ) и отрицательны при неустойчивой (когда  $\gamma > \gamma_a$ ,  $Q_0 > 0$ ,  $R_i < 0$ ):

$$L_* > 0, T_* > 0 \text{ при } \gamma < \gamma_a \text{ (} R_i > 0 \text{)}$$

$$\text{)},$$

$$L_* < 0, T_* < 0 \text{ при } \gamma > \gamma_a \text{ (}$$

$$R_i < 0 \text{)}.$$

Путь смещения определяется уравнением:

$$l = \frac{d^2 c}{dz^2}, \quad (4.4)$$

$$\frac{dl}{dz} = \chi \cdot f\left(\chi^{-1} \cdot \frac{l}{L_*}\right). \quad (4.5)$$

При приближении к равновесной стратификации, когда  $R_i$  и  $T_*$  стремятся к нулю, а масштаб  $L_*$  к бесконечности, функция  $f(R_i)$  должна приближаться к единице:  $f(0) = 1$ .

Линейная зависимость самой функции от аргумента:

$$f\left(\chi^{-1} \cdot \frac{l}{L_*}\right) = 1 - \frac{l}{\chi \cdot L_*}; \quad (4.6)$$

$$\frac{dl}{dz} = \chi \left[ 1 - \frac{l}{\chi \cdot L_*} \right]. \quad (4.7)$$

При этом учтено отмеченное выше условие:  $f(0) = 1$ .

По мере приближения к земной поверхности путь смещения  $l$  должен уменьшаться. Физически это очевидно в отношении частицы, смещающейся вниз; она может сместиться на расстояние, не превышающее  $z : l < z$ .

Непосредственно при  $z = 0$  турбулентный путь смещения обращается в нуль. Однако если учитывать молекулярный обмен, то следует считать, что при  $z = 0$  путь смещения принимает некоторое малое значение, равное среднему значению пути пробега  $l_M$  молекул:  $l(0) = l_M$ .

Если проинтегрировать уравнение:

$$\frac{dl}{1 - l/(\chi \cdot L_*)} = \chi \cdot dz . \quad (4.8)$$

по  $z$  от  $z = 0$ , где  $l = l_M$ , до произвольной высоты  $z$ , где  $l = l(z)$ , то получим:

$$l(z) = \chi \cdot L_* \left[ 1 - \left( 1 - \frac{l_M}{\chi \cdot L_*} \right) \cdot e^{-z/L_*} \right] \quad (4.9)$$

С учетом соотношения  $K(z) = U_* l(z)$  запишем формулу для коэффициента турбулентности:

$$K(z) = \chi \cdot u_* \cdot L_* \left[ 1 - \left( 1 - \frac{V}{\chi \cdot u_* \cdot L_*} \right) \cdot e^{-z/L_*} \right] \quad (4.10)$$

где  $V = u_* l_M$  - кинематический коэффициент молекулярной вязкости,  $m^2 / c$ .

Вспользуемся известным разложением

$$e^{-z/L_*} = 1 - \frac{z}{L_*} + \frac{z^2}{2L_*^2} - \dots \quad (4.11)$$

На высотах  $z$ , малых по сравнению с  $|L_*|$ , то есть при  $z/|L_*| < 1$ , в разложении (4.11) можно ограничиться двумя первыми слагаемыми:

$$e^{-z/L_*} = 1 - \frac{z}{L_*}, \quad (4.12)$$

поскольку члены, включающие вторую и более высокие степени  $z / L_*$ , малы по сравнению с первой. На этих малых высотах формулы (4.9) и (4.10) принимают вид

$$l(z) = l_m + \chi \cdot z, \quad (4.13)$$

$$K(z) = V + \chi \cdot u_* \cdot z. \quad (4.14)$$

Таким образом, вблизи земной поверхности, как путь смещения, так и коэффициент турбулентности при любой термической стратификации линейно растут с высотой.

Теоретически профили  $l(z)$  и  $K(z)$  переходят в линейные лишь асимптотически, т.е. при  $z$ , стремящемся к нулю. Практически высота  $z^*$ , до которой  $l(z)$  и  $K(z)$  можно считать линейными функциями, тем больше, чем больше модуль масштаба  $L_*$ , т.е. чем ближе стратификация к безразличной (равновесной).

Высоту  $z^*$  можно определить, например, из условия  $z^*/|L_*| = 0.1$ . Если в разложении (4.11) сохранить три слагаемых, то формулы (4.9) и (4.10) примут вид

$$l(z) = l_m \left( 1 + \frac{z}{2L_*} \right) + \chi \cdot z \left( 1 + \frac{z}{2L_*} \right) \quad (4.15)$$

$$K(z) = V \left( 1 + \frac{z}{2L_*} \right) + \chi \cdot u_* \cdot z \left( 1 + \frac{z}{2L_*} \right) \quad (4.16)$$

Из этих формул следует, что до уровня  $z^* = 0.1|L_*|$  отклонение профилей  $l(z)$  и  $K(z)$  от линейных не превышает 5 %:  $z/2|L_*| \leq 0.05$ .

При увеличении высоты профили  $l$  и  $K$  все больше отклоняются от линейных, при этом в сторону замедления роста при  $\gamma = \gamma_a$ , когда  $L_* > 0$ , и в сторону ускорения роста при  $\gamma = \gamma_a$ , когда  $L_* < 0$ .

Зависимость коэффициента турбулентности от высоты, определяемая формулой (4.10).

При устойчивой стратификации ( $\gamma = \gamma_a, L_* > 0$ ) на достаточно большой высоте ( $z \gg L_*$ ) коэффициент турбулентности, очень медленно растет с высотой, приближаясь, согласно (4.10), к постоянному значению:

$$K_\infty = \chi \cdot u_* \cdot L_* \quad (4.17)$$

На этих высотах ( $z \gg L_*$ ) приближаются к постоянным значениям, согласно (4.9) и (4.3), путь смешения ( $l_\infty = \chi \cdot L_*$ ) и число Ричардсона ( $R_{i_\infty} = 1$ ).



При неустойчивой стратификации ( $\gamma > \gamma_a, L_* < 0$ )  $l(z)$  и  $K(z)$  возрастают с высотой в пределах всего приземного слоя, при этом более быстро, чем линейные функции (4.13) и (4.14).

Сделаем предположение о виде коэффициента турбулентной диффузии  $K$ . Теоретический анализ показывает, что для горизонтально-однородного конвективно-неустойчивого приземного слоя можно использовать следующие представления:

$$K(z) = D_1 z, \text{ при } z < L_*, \quad (4.18)$$

$$K(z) = D_{4/3} z^{4/3}, \text{ при } z > L_*, \quad (4.19)$$

где  $L_*$  - масштаб Монина – Обухова, м;

$D_1$  - коэффициент, значение которого равно коэффициенту турбулентной диффузии на высоте 1 м, м/с;

$D_{4/3}$  - эмпирический коэффициент, м/с.

В общем, иногда используют следующее представление для коэффициента турбулентной диффузии:

$$K(z) = D_m z^m, \quad (4.20)$$

где  $m$  - некоторое число, характеризующее стратификацию приземного слоя.

Для коэффициента турбулентности диффузии может быть также использовано представление:

$$K(z) = \frac{K_1 \cdot z + \gamma}{z + \beta}, \quad (4.21)$$

где  $K_1, \gamma, \beta$  – эмпирические коэффициенты.

#### 4.2 Первая математическая модель вертикального профиля температуры воздуха

В данной модели предполагается, что в приземном слое наблюдается нейтральная стратификация атмосферы.

Градиент температуры в свободной атмосфере:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\gamma_H, \quad (4.22)$$

В приземном слое градиент температуры:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{z} - \gamma_a, \quad (4.23)$$

Градиент температуры, используемый в модели:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{z} - \gamma_H, \quad (4.24)$$

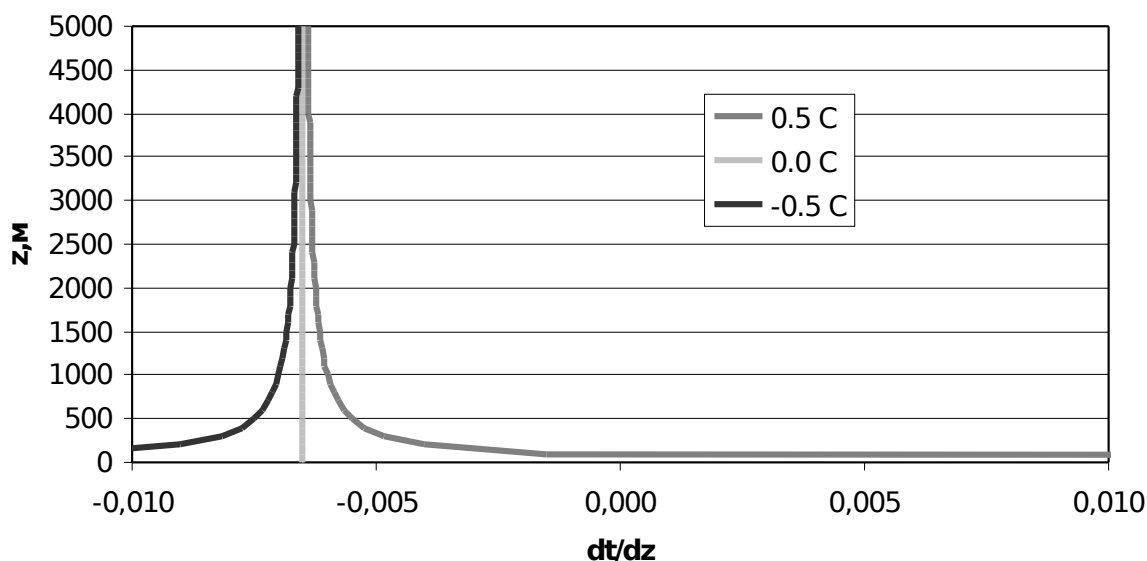


Рисунок 4.1 – Изменение температуры с высотой при разных значениях масштаба температуры  $T_*$ : 0.5C, 0.0C, -0.5C

Из рисунка 4.1 видно, что значение масштаба температуры определяет значение градиента температуры в приземном слое. Отрицательным значениям масштаба температуры соответствуют отрицательные значения градиента температуры, положительным - положительные.

$$T(z) = T_2 + \int_{z_2}^z \frac{dT}{dz} dz = T_2 + T_* \cdot \int_{z_2}^z \frac{1}{z} dz - \gamma_H \cdot \int_{z_2}^z dz = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z}{z_2}\right) - \gamma_H \cdot (z - z_2), \quad (4.25)$$

$$T(z) = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z}{z_2}\right) - \gamma_H \cdot (z - z_2), \quad (4.26)$$

где  $T$  – температура воздуха, К;  
 $T_*$  – масштаб температуры, К;  
 $T_2$  – температура воздуха на высоте 2м, К;  
 $z_2$  – высота, равная 2м;

- $z$  – высота, м;  
 $\gamma_H$  – градиент температуры в свободной атмосфере, К/м.

Из градиентных измерений коэффициент  $T_*$  определяется следующим образом:

$$T_* = \frac{T_1 - T_2 + \gamma_a \cdot (z_1 - z_2)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right)} \quad (4.27)$$

В данной работе предлагается использовать аэрологические данные для расчета коэффициента  $T_*$  по формуле:

$$T_* = \frac{T_{5000} - T_2 + \gamma_H \cdot (z_{5000} - z_2)}{\ln\left(\frac{z_{5000}}{z_2}\right)} \quad (4.28)$$

Проведенные численные эксперименты и сравнения результатов моделирования с данными измерений показали необходимость разработки уточненной модели, которая рассматривается в следующем пункте.

4.3 Вторая математическая модель вертикального профиля температуры воздуха

Во второй рассматриваемой модели вертикального профиля температуры воздуха учитывались особенности строения приземного слоя, возникающие при отличии стратификации атмосферы от безразличного состояния. Для расчета профиля температуры использовалась формула [7]:

$$T(z) = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z}{z_2}\right) + T_* \cdot \beta \cdot \frac{(z - z_2)}{L} - \gamma_a \cdot (z - z_2) \quad (4.29)$$

где  $\beta = 0.5 + \frac{(z + z_2)}{6 \cdot L}$

Масштаб Монина - Обухова определяется следующим образом:

$$L = \frac{U_*^2 \cdot T_2}{\chi^2 \cdot g \cdot T_*} \quad (4.30)$$

где  $\chi$  - постоянная Кармана, равная 0.4;  
 $g$  - ускорение свободного падения, равное 9.8 м/с<sup>2</sup>.

Масштаб скорости(динамическая скорость):

$$U_* = \frac{U_8 \cdot \chi}{\ln\left(\frac{z_8}{z_0}\right)} \quad (4.31)$$

где  $\chi$  - постоянная Кармана, равная 0.4;  
 $U_8$  - скорость ветра на высоте флюгера, м/с;  
 $z_8$  - высота расположения флюгера, равная 8м;  
 $z_0$  - уровень шероховатости, м.

Подставляя выражения для определения параметров  $\beta$  и  $L$  в уравнение (4.29) получаем:

$$T(z) = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z}{z_2}\right) + \frac{0.5 \cdot T_*^2 \cdot (z - z_2) \cdot \chi^2 \cdot g}{U_*^2 \cdot T_2} + \frac{T_*^3 \cdot (z + z_2) \cdot (z - z_2^2) \cdot \chi^4 g^2}{6 \cdot U_*^4 \cdot T^4} - \gamma_a \cdot (z - z_2) \quad (4.32)$$

Из данного уравнения, пренебрегая четвертым слагаемым в правой части из-за его малости, можно получить выражение для определения масштаба температуры  $T_*$ :

$$T_* = \frac{-\ln\left(\frac{z_{5000}}{z_2}\right) + \sqrt{\ln^2\left(\frac{z_{5000}}{z_2}\right) - \frac{2 \cdot (z_{5000} - z_2) \cdot \chi^2 \cdot g \cdot (T_2 - T_{5000}) - \gamma_a \cdot (z_{5000} - z_2)}{U_*^2 \cdot T_2}}}{\frac{(z_{5000} - z_2) \cdot \chi^2 \cdot g}{U_*^2 \cdot T_2}} \quad (4.33)$$

Из полученной формулы видно, что для определения значения  $T_*$  необходимо данные о температуре воздуха на двух уровнях и значение приземной скорости ветра.

#### 4.4 Верификация результатов численного моделирования температуры воздуха

Для проверки предложенной схемы определения масштаба температуры  $T_*$  была проведена серия натуральных измерений, которые включали в себя градиентные измерения и аэрологическое зондирование. Результаты определения масштаба температуры  $T_*$  по градиентным измерениям, по данным первой и второй математической модели представляется в таблице 4.1.

Таблица 4.1. – Результаты определения масштаба температуры тремя способами

Дата	$T_*$ , К				
	По градиентным измерениям			По данным первой математической модели	По данным второй математической модели
	слой z0-z2	слой z0-z3	слой z2-z3		
5.02.2008	0.01	0.02	0.11	0.91	1.77
6.02.2008	0.10	0.17	0.56	0.63	0.89
7.02.2008	0.12	0.17	0.45	0.82	1.33
8.02.2008	0.38	0.33	0.11	0.58	1.33
11.02.2008	0.01	0.03	0.11	1.25	0.45

Из анализа данных таблицы 4.1 видно, что значения масштаба температуры, определенные по градиентным измерениям и по математическим моделям имеют сопоставимые значения. Следовательно, можно использовать коэффициент масштаба температуры  $\square$  для расчета вертикального профиля температуры по формуле (4.25) и (4.32).

Для сравнительного анализа были проведены расчеты первой математической модели, по второй математической модели и сопоставление данного аэрологического зондирования. Расчеты сопоставления представлены на рисунках 4.2-4.6.

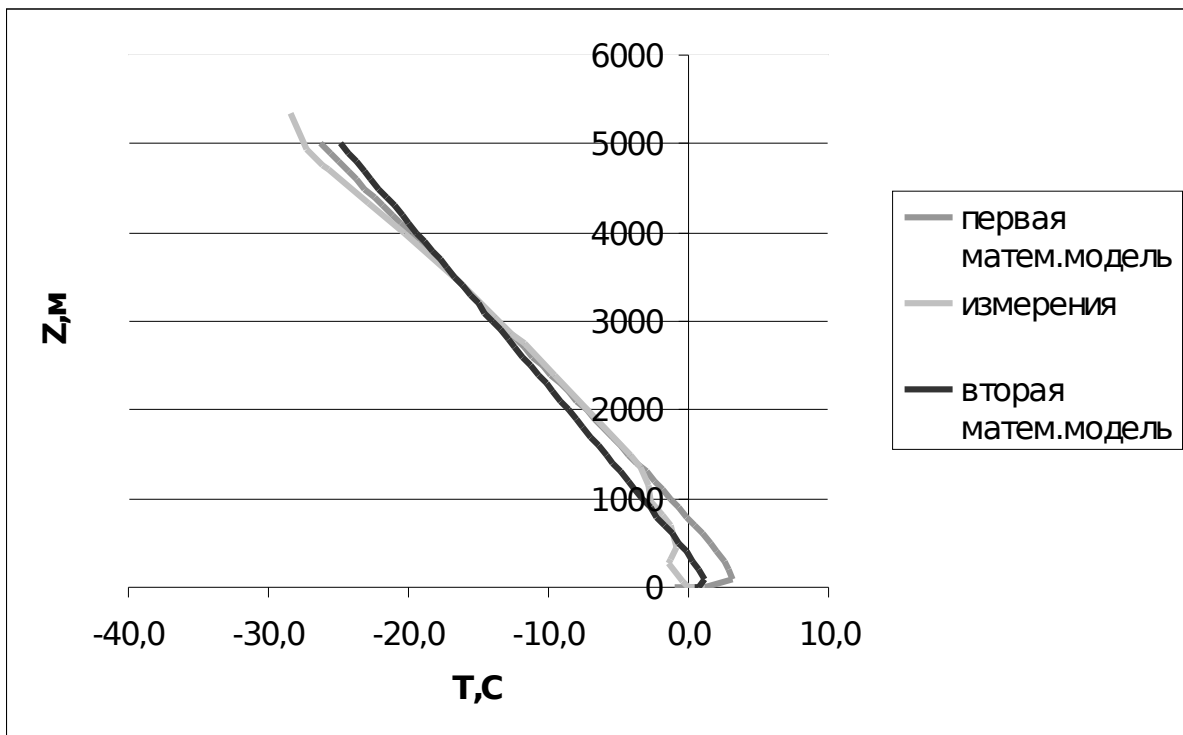


Рисунок 4.2 – Вертикальный профиль температуры воздуха 5.02.2008

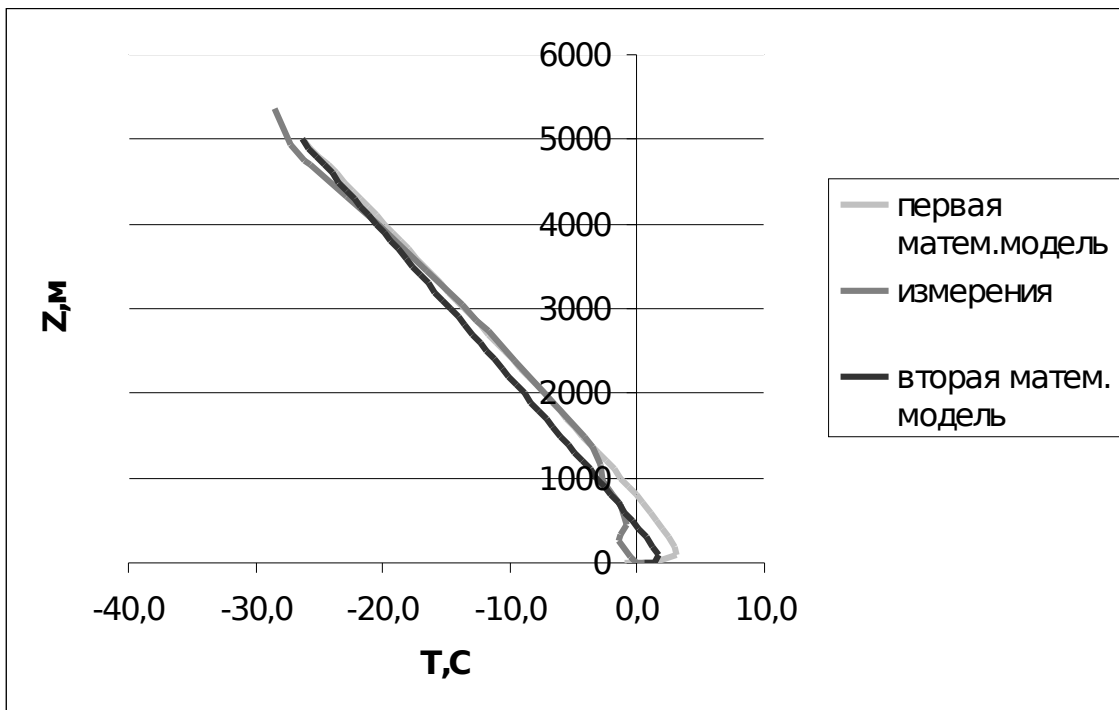


Рисунок 4.3 – Вертикальный профиль температуры воздуха 6.02.2008



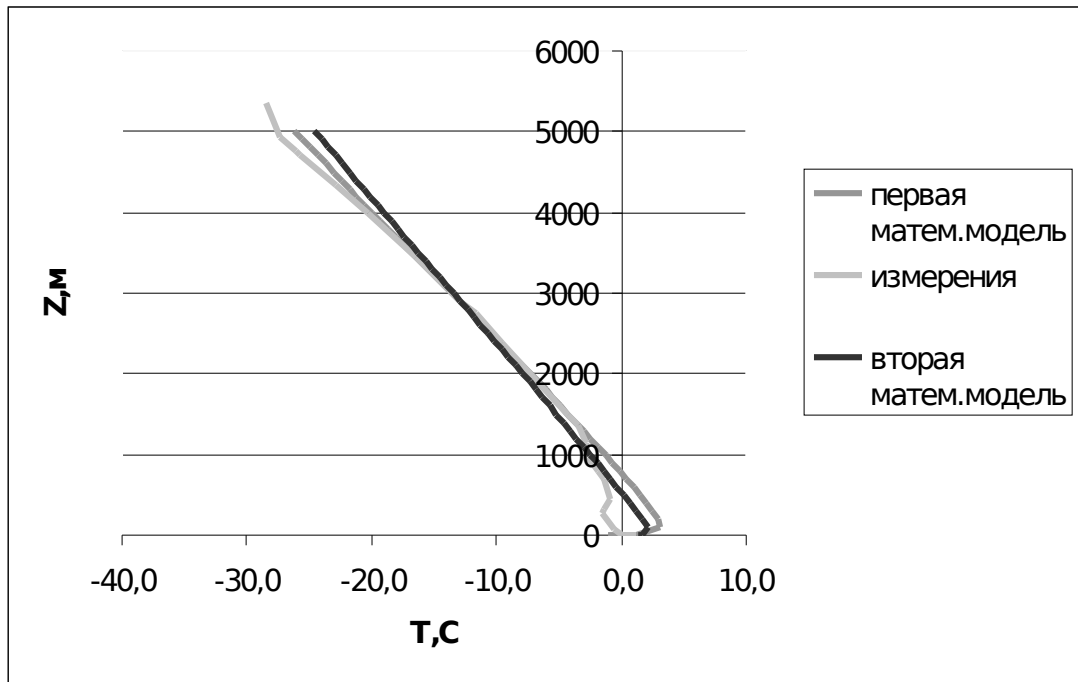


Рисунок 4.4 – Вертикальный профиль температуры воздуха 7.02.2008

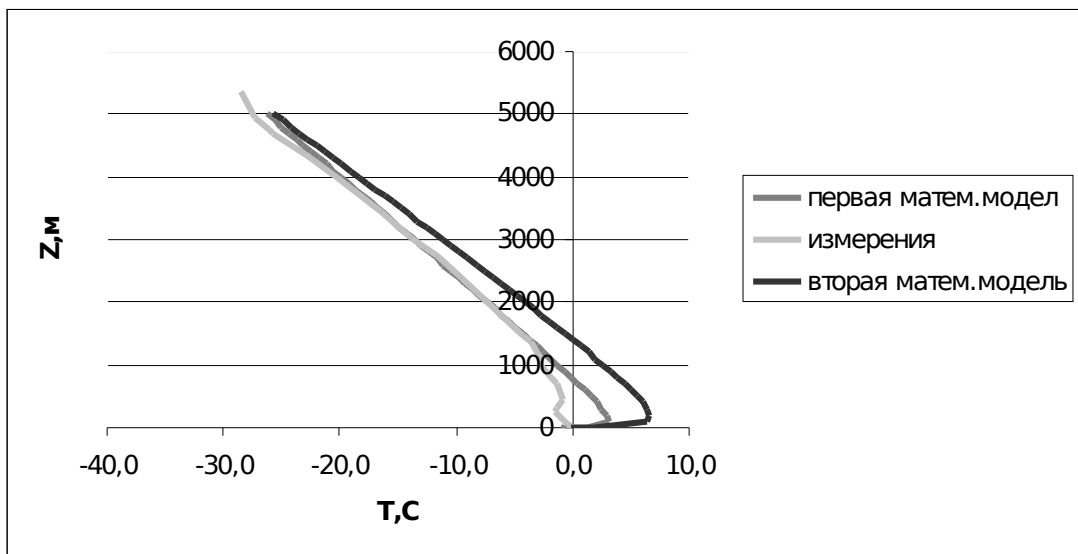


Рисунок 4.5 – Вертикальный профиль температуры воздуха 8.02.2008

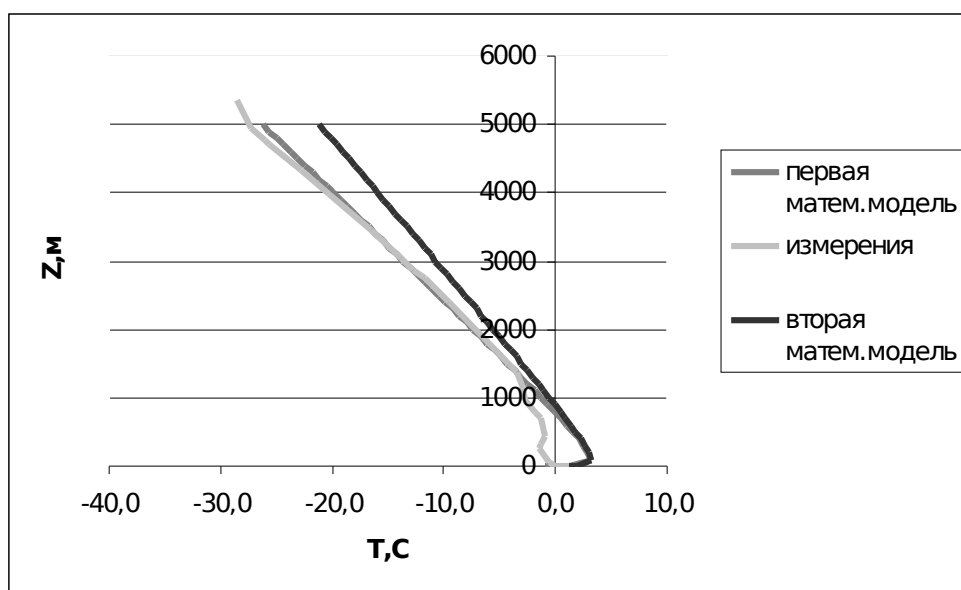


Рисунок 4.6 – Вертикальный профиль температуры воздуха  
11.02.2008

#### 4.4 Определение температуры поверхности снега

На основе первой математической модели описываемой формулой (4.24) можно определить температуру подстилающей поверхности. Для этого указанную формулу можно определить в следующем виде

$$T(z_0) = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z_0}{z_2}\right) - \gamma_H \cdot (z_0 - z_2), \quad (4.28)$$

На основе второй математической модели температура снежной поверхности может быть рассчитана по формуле:

$$T(z_0) = T_2 + T_* \cdot \ln\left(\frac{z_0}{z_2}\right) + \frac{0.5 \cdot T_*^2 \cdot (z_0 - z_2) \cdot \chi^2 \cdot g}{U_*^2 \cdot T_2} - \gamma_a \cdot (z_0 - z_2), \quad (4.29)$$

Результаты сопоставления данных измерений и расчетов представлены в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Сравнительный анализ значений температуры поверхности

Дата	Ошибка измерения температуры поверхности, °С	
	Модель №1	Модель №2
05.02.2008	-0.1	0.1
06.02.2008	-1.4	-0.2
07.02.2008	-0.5	-0.2
08.02.2008	-0.1	-0.3
11.02.2008	-1.5	-0.1

Из таблицы 4.2 видно, что данные моделирование температуры снежной поверхности имеют точность, сопоставимую с точностью измерений техническими средствами.

В четвертой главе рассматриваем основные параметры приземного слоя, такие как: масштаб температуры, масштаб высоты, коэффициент турбулентности, градиент температуры. Показано, что при использовании двух значений температуры на разных уровнях, можно с помощью модели найти температуру подстилающей поверхности. В данной модели коэффициент  $T_*$  задает значения, с помощью которых можно определить градиент температуры вблизи подстилающей поверхности. Было проведено сравнение данных, полученных с помощью модели со значениями градиентных измерений. Значение масштаба температуры  $\square$ , определяемые по градиентным измерениям и по данным аэрологического зондирования, имеют сопоставимые значения и, следовательно, могут быть использованы для расчета вертикального профиля температуры.

Из выше сказанного можно сделать вывод, что по данной математической модели можно рассчитать температуру подстилающей поверхности.

## Заключение

В процессе работы над дипломным проектом получены следующие результаты:

- рассмотрена классификация твердых осадков и классификация кристаллов льда по внешнему виду;
- приведены основные характеристики снега, сведения о метаморфизме снега и его основные типы;
- показано, что одним из важнейших факторов, влияющих на силу сопротивления, возникающую при движении лыж по снежной поверхности является температура снега;
- рассмотрены основные параметры приземного слоя, такие как: масштаб температуры, масштаб высоты, коэффициент турбулентности, градиент температуры, динамическая скорость;
- построена математическая модель вертикального профиля температуры воздуха, позволяющая рассчитать температуру подстилающей поверхности;
- в данной модели коэффициент  $T_*$  задает значения, с помощью которых можно определить градиент температуры вблизи подстилающей поверхности;
- в результате проведенного моделирования температуры снежной поверхности установлено, что при использовании двух значений температуры на разных уровнях, можно найти температуру подстилающей поверхности;

Подводя итог дипломной работы можно утверждать, что оставленная цель была достигнута. На основании результатов полученных в данной работе можно осуществить моделирование температуры снежной поверхности в любое время суток.

## Список использованных источников

1. Снежный покров [Электронный ресурс]. – 2008. – <http://physics03.narod.ru/Interes/Doclad/sneg2.htm>
2. Снежный покров [Электронный ресурс]. – 2008. – <http://propogodu.ru/alphabet/1620/>
3. Коломыйц Э.Г. Кристалло-морфологический атлас снега [Текст]. Л.: Гидрометеиздат 1984. - 214с.
4. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда [Текст]
5. Снег. Справочник [Текст]. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 751 с.
6. Интернет: <http://www.skitalets.ru/books/metod/sneg/index.htm#22>
7. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы [Текст]. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 278 с.