

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

А | Я

ГЛЯЦИО- ЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ
СЛОВАРЬ

А

35—49

Б

49—59

В

59—77

Г

77—112

Д

112—130

Е

130—132

Ж

132—134

З

134—147

И

147—160

К

161—196

Л

196—248

М

248—290

Н

290—307

О

307—317

П

317—360

Р

360—376

С

376—440

Т

440—468

У

468—474

Ф

474—479

Х

479—484

Ц

484

Ч

484

Ш

485—490

Щ

490

Э

490—498

Ю

498

Я

498—499

ГЛАЦИОЛОГИЧЕСКИЙ
СЛОВАРЬ

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

ГЛЯЦИОЛО

Авторы: член-корреспондент АН СССР В. М. Котляков;
доктора геогр. наук В. Р. Алексеев,
Н. В. Волков, Б. И. Втюрин, М. Г. Гросвальд,
А. Н. Кренке, К. С. Лосев, **В. Л. Цуриков**;
доктор техн. наук А. К. Дюнин; кандидаты
геогр. наук Е. А. Втюрина, Л. А. Канаев,
В. Ф. Перов; кандидат техн. наук Р. В. Донченко

Рецензенты:

член-корреспондент АН СССР Г. А. Авсюк; доктора геогр. наук
Н. В. Волков, Б. М. Гинзбург, Н. А. Граве, В. Ф. Захаров,
П. П. Кузьмин, Э. М. Мурзаев, А. И. Спиридонов, В. Г. Хо-
даков, О. П. Чижев; доктор техн. наук К. Ф. Войтковский; кандидат
геол.-мин. наук М. М. Корейша; кандидаты геогр. наук В. Ф. Су-
лов, Е. С. Трошкина

ГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

*Под редакцией
члена-корреспондента АН СССР
В. М. Котлякова*



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1984

Книга представляет собой первый в мире толковый словарь по гляциологии. Содержит около 2200 терминов, охватывающих все виды снега и льда: ледники, снежный покров, лавины и гляциальные сели, морские, речные и озерные льды, подземные льды и наледи. Термины не только определяются, но и раскрываются, поясняется суть связанных с ними процессов и явлений. Словарь иллюстрирован рисунками и фото и снабжен справочным материалом.

Рассчитан на широкий круг читателей: специалистов в области гляциологии, гидрологии, метеорологии, климатологии, географии, геофизики, геологии и др. Может служить учебным пособием для студентов вузов, использоваться учителями средней школы.

This is the first attempt at compiling a comprehensive glossary of glaciology and related Earth sciences. The wordstock of this edition amounts to 2200 terms covering all types of snow and natural ice: snowcover, avalanches, sea, river, and lake ice, ground ice and aufice, as well as such phenomena as glacial mudflows. The entries contain definitions of terms with explicit references to related processes and phenomena. The glossary is provided with many figures and ample reference material.

The glossary is considered for specialists in glaciology, hydrology, meteorology, climatology, geography, geophysics, and geology. It may serve as a textbook for university students and as a manual for the highschool teachers.

ОТ РЕДАКТОРА

Гляциологическая терминология, формировавшаяся на протяжении почти двух столетий, за последние 25—30 лет обрела разносторонние связи со многими смежными дисциплинами. Гляциологические программы в ряде международных и межведомственных проектов, таких, как Международный геофизический год, Международное гидрологическое десятилетие и продолжающая его Международная гидрологическая программа, а также создание Каталога ледников СССР и Атласа снежно-ледовых ресурсов мира значительно обогатили терминологию. Одновременно углубились и сильно дифференцировались старые понятия.

Задачи дальнейшего развития науки и, в частности, ведение водного кадастра, каталогизация и картографирование нивально-гляциальных явлений, создание банков данных и обмен материалами исследований, а также ряд прикладных аспектов гляциологии требуют унификации гляциологической терминологии на базе существующих классификаций процессов и явлений и анализа терминов-аналогов в русской и англоязычной терминологических системах.

Такая работа проведена в связи с созданием настоящего Словаря. Она была необходима потому, что до сих пор ни в одной стране не существует толковых словарей по снегу и льду, хотя в ряде словарей по смежным областям знаний, и прежде всего по гидрологии, метеорологии, океанологии и геоморфологии, встречается толкование гляциологических терминов — далеко не однозначное и часто ошибочное. При подготовке настоящего Словаря проведена систематизация и в некоторых случаях унификация существующей гляциологической терминологии.

Для создания Словаря решением Секции гляциологии Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР была организована специальная рабочая группа в составе В. Р. Алексеева, Б. И. Втюрина, М. Г. Гросвальда, Р. В. Донченко, А. К. Дюнина, Л. А. Канаева, А. Н. Кренке, К. С. Лосева, В. Ф. Перова, Н. А. Смоляровой, В. Л. Цурикова под руководством В. М. Котлякова. Работа началась в 1977 г. составлением словника и велась по следующим тематическим разделам.

I. Общие понятия науки: криосфера Земли и ее структура; отрасли гляциологии; нивально-гляциальные системы.

II. Лед как минерал и горная порода: льдообразование и типы природных льдов; состав и строение льда; свойства льда; процессы во льду; использование льда и борьба со льдом.

III. Лед в атмосфере: метеорологические явления, связанные со льдом; нарастающие и выпадающие твердые осадки;

кристаллы льда в атмосфере; искусственное регулирование твердых осадков, приборы для их измерения.

IV. Снежный покров: физико-механические свойства и химический состав снега; строение снежного покрова; процессы в снежном покрове; режим снежного покрова и снежный микро-рельеф; ветровой перенос снега; вода в снегу и снеготаяние; борьба со снегом и его использование; приборы и методы исследования снега.

V. Снежные лавины, снежники и гляциальные сели: морфология и классификация лавин; устойчивость снега на склоне и динамика лавин; предупреждение, прогноз и борьба с лавинами; снежники; морфология и динамика гляциальных селей; прогноз и защита от селей.

VI. Ледники: морфология и классификация ледников; типы ледников; гляциометеорология; баланс массы ледников и зоны льдообразования; движение и температурный режим ледников; структура льда и тектоника ледников; вода в ледниках; управление режимом ледников; приборы и методы исследований ледников.

VII. Геологическая деятельность ледников и история оледенения: формы ледниковой экзарации; формы ледниковой аккумуляции; палеогляциология и ледниковая геохронология.

VIII. Льды в море: типы и виды льдов в море; динамика и деформации морских льдов; ледовые явления и вода среди льдов; приборы и методы исследований морских льдов.

IX. Льды пресных вод: типы и виды озерных и речных льдов; ледовые явления на реках и озерах.

X. Наледи: строение и классификация наледей; процессы образования и разрушения наледей; исследование, предупреждение, борьба и использование наледей.

XI. Подземные льды и криогенный рельеф: подземные льды и процессы их образования; криогенное строение мерзлых пород; криогенные отложения и рельеф.

XII. Организация исследований, международное сотрудничество и персоналия.

Словарь носит энциклопедический характер. В нем проведена типизация статей, наряду со справочным материалом кратко излагается теория науки, методы наблюдений и расчетов, устройство основных приборов, показаны развитие идей и вклад ведущих ученых. Словарь отличается полнотой и универсальностью, а многосторонняя система отсылок облегчает пользование им.

При подготовке Словаря привлекалась вся современная советская и основная англоязычная гляциологическая литература. Широко использовалось третье издание Большой Советской Энциклопедии, пятитомная Географическая энциклопедия и ряд словарей, опубликованных за последние 15 лет [21, 29, 45, 56, 155, 169, 204, 206, 209, 231, 237, 284, 301], в том числе любезно пере-

данный М. Майером составленный им, но еще не опубликованный «Glaciological Glossary». Среди многих важнейших источников были монографии С. В. Калесника [86], В. М. Котлякова [107] и П. А. Шумского [220]. Из периодических изданий наиболее широко привлекались выпуски Материалов гляциологических исследований, «Journal of Glaciology» и бюллетень «Ice».

Для Словаря отобраны и унифицированы существующие понятия, найдены русско-английские эквиваленты ко всем наиболее употребительным терминам. Термины и понятия, предложенные отдельными авторами, но не привившиеся в литературе, в Словарь не включены. Термины, выходящие из употребления, но широко использовавшиеся в прошлом, приводятся, так как знание их необходимо при знакомстве со старыми источниками.

Авторы старались исключить многозначность терминов или более четко определить каждое их значение. При наличии синонимов анализировались частота их употребления и отдельные оттенки понятий, позволяющие исключить излишнюю синонимию. Некоторые рекомендации приводятся при толковании отдельных терминов.

С целью сведения до минимума субъективизма в трактовке содержания отдельных понятий и терминов и унификации всей системы гляциологической терминологии широко использовались различные справочники, наставления и руководства, где уже нашел отражение коллективный опыт специалистов; определения согласовывались с существующими ГОСТами и дефинициями в справочниках энциклопедического характера. Первоначально составленный словник неоднократно обсуждался, дополнялся и исправлялся; важнейшие и наиболее дискуссионные понятия обсуждались на ежегодных рабочих совещаниях Секции гляциологии. И наконец, все разделы многократно рецензировались.

В рецензировании материалов Словаря приняли участие сотрудники Института географии АН СССР, Института мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, Института географии АН КазССР и Межведомственной комиссии по изучению Антарктики при Президиуме АН СССР, Арктического и Антарктического института, Государственного гидрологического института, Гидрометеорологического центра СССР, Среднеазиатского и Казахского региональных институтов Госкомгидромета (Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды), Проблемной лаборатории снежных лавин и селей и кафедры геоморфологии Московского государственного университета (МГУ), а также Института по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя СССР.

Словарь содержит толкование около 2200 понятий и терминов, употребляемых в русскоязычной гляциологической литературе. Они охватывают все виды природных льдов: атмосферные льды, ледники, морские, речные и озерные льды, наледи и подземные льды, а также снежный покров и нивально-гляциальные

явления — снежные лавины, гляциальные сели, криогенные процессы, главные понятия палеогляциологии. В Словарь включен и ряд терминов из смежных дисциплин, непосредственно связанных с гляциологией, — физики и механики, физической географии, метеорологии, климатологии, гидрологии, океанологии, геоморфологии, геологии, петрографии, кристаллографии, гео-криологии и др. Общее количество таких терминов не превышает 15%, и статьи к этим терминам, как правило, имеют меньший объем по сравнению с непосредственно гляциологическими.

В Словарь вошла терминология инженерной гляциологии, а из многочисленных терминов по ледотехнике и снеготехнике, касающихся строительства снежно-ледяных сооружений, транспортировки и уборки снега и льда и пр., включены лишь самые главные.

Все статьи в соответствии с родо-видовыми отношениями между понятиями и значением того или иного термина делятся на четыре категории: 1) большие статьи, объясняющие историю исследования, физическую сущность и распространенность явления; 2) средние статьи, раскрывающие суть явления и его форму; 3) краткие справки, содержащие характеристику явления; 4) лишь название термина с отсылкой к основной статье, в тексте которой дается объяснение этому явлению. Таким образом, Словарь построен по гнездовому принципу. Ряд терминов, близких по значению, определяется под другими рубриками, представляющими собой более широкие понятия. Если термин имеет несколько значений, то все они объединены в одной статье, где каждое значение выделено цифрой. Построение гнезд и системы отсылок выполнены так, чтобы в гнезда можно было безболезненно включать новые термины и вновь открываемые явления.

В первой фразе каждой статьи дается краткое определение (дефиниция) термина. Затем помещаются основные справочные сведения о процессах и явлениях, сопровождающих данное понятие; в некоторых случаях приводится краткая историческая справка и указывается автор, предложивший рассматриваемый термин. Далее излагаются сведения о распространенности явления и его значении в практике народного хозяйства. В ряде случаев (в статьях высшей категории) более подробно объясняется физическая суть и механизм явления, методы его исследования и основные полученные результаты.

В Словаре собраны все синонимы, употребляемые в современной и недавно изданной гляциологической литературе. Определяется лишь один, наиболее предпочтительный термин; полностью идентичный ему синоним или в редких случаях два таких синонима приводятся рядом с основным термином. Другие синонимы, имеющие оттенки в употреблении, разъясняются в той

же статье. Во всех необходимых случаях помещаются замечания об устарелости, неудачности или малоупотребительности термина.

В ряде статей приводятся главные формулы, характеризующие данный процесс или явление. В уравнениях баланса перед отдельными его составляющими, принимающими в разных природных условиях и положительное, и отрицательное значения, ставятся одновременно оба знака «плюс, минус», причем далее в тексте объясняется, в каких именно условиях этот член уравнения может иметь положительное, а в каких — отрицательное значение.

Авторы стремились по возможности унифицировать употребляемые в формулах математические и физические символы, однако сделать это весьма трудно, так как содержание Словаря касается самых разных областей физики: механики, термодинамики, электромагнитных колебаний, акустики, ядерного излучения. Поэтому некоторые символы имеют несколько разных значений. Во всех случаях это оговорено в тексте, кроме того, приводится таблица основных математических и физических символов (единицы физических величин в системе СИ).

Важное место в Словаре занимают классификации различных гляциологических явлений и процессов — природных льдов, снежных кристаллов, снежного покрова, снежников, снежных лавин, ледников, морен, наледей, подземных льдов и др. Их можно разделить на морфологические, генетические, геофизические и петрографические. В большинстве случаев такие классификации выделены в самостоятельные статьи, но иногда они даются при основной статье о том или ином явлении. Классификации, как правило, сопровождаются таблицами и схемами, в которых указаны основные критерии и параметры классификаций.

Все эти классификации можно разделить на иерархические и матричные. Первые из них в большинстве случаев носят генетический, реже морфологический характер и строятся в форме иерархического дерева, разветвляющегося от более широкого понятия к понятиям более узким. К подобным классификациям в Словаре принадлежат классификации льдов, морфологическая классификация ледников и др. Матричные классификации, строящиеся по принципу набора определенных признаков, занимают в Словаре подчиненное положение. К ним можно отнести только международную морфологическую классификацию лавин и морфологическую классификацию ледников. Такие классификации удобны при систематизации материала в машинной записи, они будут использоваться при создании кадастров в машиночитаемой форме.

В конце Словаря приводится список основной литературы, в который включены справочные издания, научные монографии и классические работы прошлых лет, а также некоторые статьи приоритетного и монографического характера.

В Словаре имеются краткие справки об ученых (персоналии), где приводятся годы их жизни и основное учреждение, в котором они работали или работают. Основное внимание в этих статьях обращается на научный вклад этих ученых в гляциологию и их деятельность по международному научному сотрудничеству, упоминаются главные публикации, как правило, приводимые в списке литературы.

Отдельно в конце книги дается перечень народных названий явлений, связанных со снегом и льдом. Сюда мною включены слова, употребляемые в разных областях России, а также некоторые иноязычные названия, вошедшие в русский язык. При подготовке этого перечня использована обширная географическая и краеведческая литература, но главными источниками служили «Словарь народных географических терминов» Э. М. Мурзаева [141], «Словарь основных терминов и понятий по снеговедению» Г. Д. Рихтера [169] и книга В. Р. Алексеева «Наледи и наледные процессы» [9]. В перечне народных названий дается лишь краткое определение слова и иногда отсылка к основному словарному тексту, где можно найти объяснение данного понятия. Во многих случаях указывается местность, откуда оно пришло или где оно преимущественно употребляется.

Словарь предназначен для широкого круга читателей, которые в своей научной и практической деятельности, а также в повседневной жизни связаны со снежно-ледовыми явлениями. Он полезен для специалистов в области географии, гляциологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, океанологии, геологии, геофизики, а также для мелиораторов, работников горно-защитной службы, моряков, картографов, космонавтов, специалистов по охране окружающей среды и ее рекреационному освоению. Большую помощь он может оказать учителям средней школы и студентам географических факультетов университетов и гидрометеорологических вузов.

Предлагаемый Словарь является первым в мире опытом описания обширной гляциологической терминосистемы, содержит определения и разъяснения всех терминов. Конечно, в нем неизбежны некоторые пропуски и неясности. Поэтому очень полезны все замечания и дополнения, которые просим присылать по адресу: 109017, Москва, Старомонетный пер., 29, Институт географии АН СССР, Секция гляциологии. Подобные замечания тем более важны, что работа продолжается—готовится пятиязычный словарь основных гляциологических терминов (на русском, английском, французском, немецком и испанском языках).

Авторский коллектив приносит глубокую благодарность рецензентам материалов Словаря, а также всем лицам и учреждениям, принимавшим участие в обсуждении словника и отдельных разделов Словаря.

В. М. Котляков

О РАЗВИТИИ ГЛЯЦИОЛОГИИ И СТАНОВЛЕНИИ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

Начало формирования современной гляциологической терминологии восходит к середине прошлого столетия, когда происходило зарождение гляциологии как науки. Путь, который прошла наука, непосредственно отразился на развитии терминологии. Предлагаемый Словарь построен не на историческом принципе, он фиксирует лишь современный срез терминологии, однако эволюция понятий и терминов находит отражение и в их современной трактовке. Большинство крупных событий в жизни науки, применение новых подходов и внедрение более совершенных методов влекли за собой серьезные перемены в системе гляциологических понятий и усложняли ее, все более приближая к современности.

Попытаемся показать, как основные, переломные моменты в становлении этой науки отражались на развитии ее терминологии, и на базе современной русскоязычной терминологии (с привлечением англоязычных эквивалентов) рассмотрим некоторые ее проблемы, связанные с многозначностью терминов и их синонимией, а также проанализируем перспективы дальнейшего совершенствования терминологии.

Краткий очерк истории гляциологии

Интерес к природным льдам возник очень давно. Атмосферный лед, снежные лавины, ледники упоминаются уже у Аристотеля, Феокрита, Полибия, Страбона и многих других античных географов и историков. В скандинавских сагах XIII в. описаны ледники Исландии и их катастрофическое таяние при извержениях вулканов. Сведения об альпийских ледниках приводятся в «Космографии» С. Мюнстера (1544), а упоминание о ледниках Кавказа мы находим в «Житии Грузии» Б. Вахушти (1745). Первым научным сочинением по гляциологии явилась книга О. Соссюра «Путешествие в Альпы» (1779), в которой уже анализировалось и движение льда, и падение лавин.

После экспедиции в Перу (1735—1743) П. Бугер упоминает о границе вечных снегов, однако климатическое содержание этого понятия было раскрыто А. Гумбольдтом лишь через 100 лет. В конце 50-х годов XVIII в. М. В. Ломоносов ввел понятие «морозного слоя атмосферы» и сделал ряд замечаний об оледенелости высокогорий и полярных областей Земли.

В середине XIX в. в Альпах проводятся первые гляциологические исследования с применением физических методов. К середине и второй половине XIX в. относятся разработки первых схем строения горных ледников (Л. Агассис, Д. Тиндаль), создание кинематической теории движения стационарного ледника

(Г. Рид, С. Финстервальдер), установление качественных закономерностей колебаний ледников (Ф. Форель).

Исследования по гляциологии были включены в программу Первого Международного полярного года (1882—1883). В 1894 г. организована Международная ледниковая комиссия; в эти же годы по инициативе Русского географического общества в России создана ледниковая комиссия под руководством И. В. Мушкетова, возглавившая исследования ледников на Кавказе (Н. А. Буш и др.), Алтае (В. В. Сапожников), в горах Средней Азии (В. Ф. Ошанин, Б. А. Федченко и др.). Первые в мире каталоги ледников были составлены в 1891 г. для Альп (И. Егерленер), в 1911 г. для Кавказа (К. И. Подозерский) и в 1930 г. для Средней Азии (Н. Л. Корженевский). Обширные гляциологические исследования в СССР были проведены во время Второго Международного полярного года (1932—1933).

В первой половине XX в. в гляциологии определились две школы: альпийская и скандинавская. Первую характеризовало применение геодезических методов наблюдений, фиксирование на основе полученных данных колебаний концов ледников и изучение механизма их движения. Вторая школа сконцентрировала внимание на исследовании теплового и вещественного баланса ледников и разработке проблем гляциоклиматологии. Глава скандинавской школы Х. Альман в 30-х годах выдвинул концепцию взаимосвязи ледников с условиями внешней среды и создал первую геофизическую классификацию ледников, подразделявшую их на полярные, субполярные и «умеренные».

В 30-х годах важную роль начинают играть стационарные исследования: в Швейцарских Альпах создается первая станция по исследованиям снежных лавин, а в Гренландии — первая зимовочная станция на ледниковом покрове (А. Вегенер, Э. Зорге). В СССР первая гляциологическая станция создана в 1947 г. Г. А. Авсюком на Тянь-Шане. Большой размах приняли гляциологические исследования в период Международного геофизического года (1957—1959), с середины 50-х годов начаты систематические исследования Антарктического ледникового покрова. Материалы Международного геофизического года и последовавших затем исследований по программе Международного гидрологического десятилетия (1965—1974) легли в основу современных воззрений гляциологии.

Снежный покров. Основы снеговедения заложены А. И. Воейковым. С 1891 г. в России проводятся снегомерные съемки, в других странах они начаты позже: в США с 1910 г., в Японии с 1948 г. Уже в XIX в. в России исследуется проблема снежных заносов, разрабатывается теория метелей (Н. Е. Жуковский). В 30-х—40-х годах XX в. основная задача при изучении снежного покрова была связана с обеспечением гидрологических прогнозов; исследовалось территориальное размещение снегозапасов,

процессы таяния и водоотдачи из снега (П. П. Кузьмин и др.). Для создания научных основ снежных мелиораций Г. Д. Рихтер предложил районирование СССР по режиму снежного покрова. В 50-х и 60-х годах большой вклад в изучение механизма метелей внес А. К. Дюнин.

Особое место в снеговедении занимает изучение лавин. Многочисленные описания, появившиеся в альпийских странах в конце XIX и начале XX вв., в 30-х годах сменились физическим подходом — изучением условий формирования лавин и особенностей их схода. Этому способствовало создание первой лавинной станции в Давосе (Швейцария) и начало интенсивного освоения горных территорий в СССР, в первую очередь Кавказа и Хибин. В 30-х и 40-х годах предлагается ряд классификаций лавин (В. Паульке, М. Де-Кервен, Г. К. Тушинский), изучается их движение и ударная сила. Начиная с 60-х годов, помимо механизма движения, исследуются, в том числе и опытным путем, лавинная воздушная волна и удар лавины о препятствие. Разработаны основные принципы прогнозирования лавин из свежеснежного покрова и сделаны первые шаги в прогнозе лавин из лежалого снега.

Льды водоемов. Гляциология рассматривает льды водоемов прежде всего с точки зрения их физико-механических свойств, процессов формирования и возможностей искусственного разрушения. Начало изучения морских льдов связано с именами С. О. Макарова, А. Н. Крылова, Н. Н. Зубова. Начиная с 50-х годов основные исследования сосредоточены в Арктическом бассейне на советских и американских дрейфующих станциях. Разработана теория сжатия льдов, исследовано влияние условий ледообразования на прочность льда, внедряются дистанционные методы измерения физических свойств плавучего льда. Проведены обширные исследования взаимосвязей океана, атмосферы и морских льдов в Арктике; решен ряд вопросов циркуляции атмосферы и льдов в Северном Ледовитом и Южном океанах.

Еще в прошлом столетии систематизированы сведения о замерзании и вскрытии рек (К. С. Веселовский, М. А. Рыкачев). В начале XX в. разработаны теоретические основы заторообразования, формирования внутриводного льда и других особенностей ледового режима рек (В. Б. Шостакович, Е. В. Близняк и др.). Эти исследования значительно углубляются в 40-х годах (В. Я. Альберг, Б. П. Вейнберг). В 50-х и 60-х годах, главным образом в СССР, США и Канаде, изучается ледяной покров и ледовый режим рек и водохранилищ в связи с созданием различных гидротехнических сооружений.

Подземные льды. В XVIII в., после находок на севере Сибири во льду остатков мамонтов, начаты наблюдения за погребенными льдами, а с исследований Э. Толля (конец XIX в.) возникла снежно-ледниковая гипотеза происхождения подземных льдов. Ее придерживался и М. И. Сумгин, разработавший

в 30-х годах XX в. классификацию этих льдов. По мере расширения исследований, организованных в 30-х годах в Сибири и позже в Канаде, утверждалась теория жильного льдообразования (П. А. Шумский, П. Ф. Швецов, А. И. Попов и др.). За последние 20 лет изучены процессы возникновения льда в земной коре, выяснены особенности формирования, условий залегания, строения и распространения подземных льдов и наледей.

Ледники. Еще А. И. Воейков показал огромное климатообразующее значение снежного покрова и ледников. В 30-х годах XX в. Х. Альман и Х. Свердруп применили метод теплового баланса к расчетам таяния снега и льда и выяснили роль радиационных и циркуляционных факторов в режиме ледников. На основе анализа материалов Второго Международного полярного года С. В. Калесник сформулировал представление о хионосфере, а позже П. А. Шумский развил это понятие как меру гидрологической и геологической активности ледника. М. В. Тронов предложил принцип соответствия ледников, климата и рельефа. Сейчас разрабатываются система гляциоклиматических показателей и гляциологические методы расчета осадков в ледниковых районах.

Еще в XIX в. на ледниках выделены две области — аккумуляции и абляции с фирновой линией между ними. В конце 40-х годов XX в. открыт тип питания ледников наложенным льдом и установлено, что указанные области разделяет граница питания, не обязательно совпадающая с фирновой линией. В 50-х годах П. А. Шумский разработал учение о зонах льдообразования. В эти же годы сложились современные представления о температурном режиме ледников (Г. Робин, Г. А. Авсюк, И. А. Зотиков), разработаны методы измерений и расчетов баланса массы ледника (Х. Альман, Н. Н. Пальгов, В. Шютт, М. Майер и др.). В последнее десятилетие созданы методы расчета внутреннего питания ледников.

С середины XIX в. большое значение приобрела проблема течения льда в ледниках, которое рассматривалось поочередно как проявление вязкости, пластичности и ползучести. В 80-х годах XIX в. коэффициент вязкости впервые был определен на отдельных образцах льда, позже с этой целью анализировался процесс течения льда в ледниках. В 40-х годах XX в. течение льда было описано методами теорий пластичности (М. Перутц, Дж. Най), одновременно начато изучение зависимости скорости ползучести льда от напряжения (К. Ф. Войтковский и др.). Предложен степенной закон течения льда (Дж. Глен), который впоследствии был усложнен и усовершенствован.

Вопросы движения ледников рассматриваются в связи с процессами, протекающими на ложе. В 30-х годах XX в. К. Сомидьяна и М. Лагалли при изучении движения не учитывали донного скольжения льда, но вскоре оно было доказано изме-

рениями в буровых скважинах и на краях ледников. В 1957 г. И. Вертман сформулировал гипотезу, в которой в качестве механизмов скольжения предложил таяние под давлением с режелацией и ускоренное течение льда в результате концентрации напряжений у выступов ложа. В другой гипотезе Л. Ллибутри (1959) попытался учесть влияние на движение ледника кавитации и жидкой воды в сообщающейся сети подледниковых каналов. В настоящее время кинематические решения задачи движения ледников предлагаются П. А. Шумским и У. Баддом.

С 1881 г. начаты систематические наблюдения за изменениями концов ледников. В 1962 г. предложена международная программа наблюдений за колебаниями ледников, а в 1967 г. создана Постоянная служба таких наблюдений. В 70-х годах выделены две группы колебаний ледников: вынужденные, обусловленные изменением внешних условий, и релаксационные автоколебания, развивающиеся в замкнутой системе ледника. Последние часто приводят к резким подвижкам ледников, представляющим большую угрозу из-за прорывов подпруженных льдом озер. В СССР подробно изучены подвижки ледника Медвежий на Памире в 1963 и 1973 гг. и ледника Колка на Кавказе в 1969 г.

Древние оледенения. Все районы распространения ледников лежат внутри областей древних оледенений. Поэтому с самого начала гляциологические исследования шли параллельно с наблюдениями за такими образованиями, как эрратические валуны, моренные гряды, флювиогляциальные конусы, бараньи лбы, кары и троговые долины, в которых очень рано были найдены следы геологической деятельности ледников прошлого. Соответственно они стали использоваться в качестве индикаторов границ, толщины и направлений движения этих ледников. В России пионерами такого рода работ стали Г. Е. Щуровский, П. А. Кропоткин, И. В. Мушкетов, А. П. Павлов, В. А. Обручев и др.

К настоящему времени на стыке гляциологии и геологии оформилась крупная отрасль науки — палеогляциология, предметом которой являются древние ледники: их морфология, условия существования, динамика, баланс массы, температурный режим, геологическая деятельность. Геологические следы древних оледенений и обусловленных ими геофизических явлений также находятся в сфере интересов гляциологии.

В 60-х и 70-х годах сформировались новые палеогляциологические представления, согласно которым ледники прошлого распространялись не только на сушу, но и на обширные пространства континентальных шельфов и холодных полярных бассейнов. Возникло новое научное направление — гляциология «морских» ледниковых покровов, или мариногляциология. Предметом последней стали ледники, в морфологии, динамике и режиме которых находят отражение различные стороны их взаимодействий с водными массами океанов и морей.

Современное состояние. В гляциологию внедряются геофизические и геохимические методы исследований. В 60-х годах началось использование дистанционного радиозондирования для измерения толщины льда и изучения его структуры. С конца 60-х годов проводится изотопный анализ ледяного керна из глубоких скважин в Гренландии и Антарктиде, уже принесший богатую информацию о состоянии климата в прошлом и эволюции оледенения на протяжении 100 тыс. лет.

В 1965—1974 гг. проведены исследования балансов льда, воды и тепла в избранных горно-ледниковых бассейнах по программе Международного гидрологического десятилетия. В 1965—1982 гг. составлен и издан Каталог ледников СССР, несколько позже такие работы начаты в других странах, сейчас составляется Всемирный каталог ледников. В Советском Союзе близко к завершению создание Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Быстро растет практическое значение гляциологии. Сейчас разрабатываются рациональные способы разрушения морского и речного льда, борьбы с зажорами и заторами, вопросы снегозаносимости и снежных мелиораций, защиты от лавин и прогнозирования лавинной опасности. Исследуются проблемы искусственного вызывания твердых осадков и получения дополнительной воды с ледников путем зачернения их поверхности. Разрабатываются научные основы строительства инженерных сооружений из льда и снега и в снежно-ледяных массивах. Сформировалась особая отрасль — инженерная гляциология.

Исторические корни терминологии

Непосредственно отраженные в названиях характеристики явлений, так же как и содержание понятий, — категории исторические; они зависят от уровня знаний и научных подходов к явлениям. Яркое терминологическое отражение нашли переломные моменты в истории гляциологии, особенно второй половины XIX в. и всего XX в.

Физический подход на раннем этапе. Первые исследователи Альп — Венец, Шарпантье, Агассис, Хюги, Рандю, Форбс, Тиндаль — еще в середине XIX в. определили размеры многих ледников, температуру в их толще, зависимость формы ледников от орографии, доказали существование движения ледников и создали их первые схемы. Применение в эти годы физических методов принесло в гляциологию такие понятия и термины, как вязкость, пластичность, скольжение, текучесть, положенные в основу первых гипотез движения ледников.

Уже О. Соссюр [303], кроме скольжения, признавал также адаптацию ледников к форме долины, т. е. деформацию ледников в определенных орографических условиях, хотя и не объяс-

нял ее механизма. Свое абсолютное выражение концепция адаптации ледников к вмещающему рельефу получила у Рандю [298], в гидродинамической теории которого ледники отождествляются с жидкостью. Это привлекло в гляциологию ряд понятий и особенно терминов, уподоблявших ледники и ледниковые покровы рекам и озерам: течение льда, слияние ледников, ледники-притоки, потоки льда, волны на ледниках.

Тесная связь ледников с рельефом, установленная в Альпах, вызвала к жизни ряд морфологических классификаций ледников, в которых ледники стали терминироваться по вмещающим формам: долинные, каровые, предгорные, конических вершин. Наличие движения у ледников стало важнейшим признаком, отличающим их от скоплений мертвого льда и неподвижного снега. Альпийская школа. Во второй половине XIX в. окончательно определился альпийский подход к исследованиям ледников, в котором преобладало изучение взаимоотношений ледников с рельефом, измерение их размеров и определение формы, а также изменений во времени. Теоретическим итогом этих работ стала кинематическая теория движения ледников С. Финстервальдера [252] и введение понятия «стационарный ледник». Появились широко применяемые сейчас термины: линия тока льда, линия движения ледника.

Альпийская школа оказала сильное влияние на формирование русской гляциологической терминологии XIX в. Под ее влиянием в русский язык прочно вошли немецкие термины: бергш-рунд, рандклюдт, кар, ригель, трог и др. Большое значение для унификации русской гляциологической терминологии того времени сыграла книга И. В. Мушкетова «Физическая геология» [142], которая была в значительной мере нормативным произведением.

Первые исследования покровного оледенения. Настоящий взрыв в терминологии и в существовавшей системе понятий вызвали начавшиеся исследования покровного оледенения. На первых порах в исследованиях О. Норденшельда (1883), Г. Пири (1886) и Ф. Нансена (1888) подход к ледниковым явлениям в Гренландии оставался таким же, как и в горах. Но по мере углубления в полярные проблемы гляциологии начала сказываться нехватка специфических понятий и терминов. Э. Дригальский ввел понятия «материковый ледник» и «внутриматериковые ледниковые покровы», а вскоре стали употребляться термины: ледниковый щит, ледниковый купол, выводной ледник, шельфовый ледник.

Главным итогом полярных исследований того времени явилась монография Ч. Райта и Р. Пристли «Гляциология» [315], в которой впервые применен генетический подход к явлениям и проанализировано влияние на режим ледников таких факторов, как температура воздуха, атмосферные осадки, уклон поверхности, денудация. Аналогичный подход ко льду в целом отражен у А. Добровольского [248], исследования которого оставили глубокий след в гляциологии.

Скандинавская школа. В 30-х—40-х годах XX в. большое внимание было обращено на климатические и метеорологические факторы аккумуляции и абляции на ледниках, что связано с именами скандинавских ученых Х. Альмана и Х. Свердруп. Альман доказал прямую связь режима ледников с климатом и на этой основе построил свою геофизическую классификацию ледников. Благодаря ей появились понятия «полярный» и «умеренный» ледник. Правда, последний термин не вошел в русскую терминологию, где в этом значении принят термин *теплый ледник*, ведущий свое происхождение от М. Лагалли [270], который, учитывая термические особенности льда ниже уровня сезонных колебаний температуры, выделял теплые, холодные и переходные ледники.

Изучение режима ледников получило развитие в СССР еще в 30-е годы, но особенно в 50-е и 60-е годы, когда в гляциологии оформились два направления: гляциогидрология и гляциоклиматология, часто объединяемые одним словом *гляциогидроклиматология*. В эти годы начались всесторонние исследования взаимосвязей ледников с окружающей средой, включавшие изучение условий их существования (условия на входе) и влияние ледников на сток рек (условия на выходе). Эти работы положили начало новым направлениям в гляциологии — гидрологии и гидравлики ледников.

Структурно-петрографический подход. Первым взглянул на лед как на объект петрографических исследований А. Добровольский — он создал петрографическую классификацию льдов, отражавшую не только виды магматических и осадочных пород, но и процессы, порождающие ледяные тела в атмосфере, гидросфере и литосфере. Дальнейший шаг был сделан П. А. Шумским [220], идеи которого базировались на петрографогенетической классификации ледяных пород и зональности процессов льдообразования.

Рассматривая льды в свете формирующих их процессов, Шумский выделил три основные группы ледяных пород — конжеляционные, осадочные и метаморфические — и выявил закономерности их распространения. Было доказано, что не только ледники в целом, но и сменяющиеся по высоте зоны льдообразования несут большую информацию о климате. Учение о зонах льдообразования вызвало к жизни группу новых терминов — генетических по своему существу и имеющих морфологические названия-эквиваленты.

Изучение баланса массы ледников. Исследования баланса массы ледников впервые широко развернулись в период Международного геофизического года и получили более углубленное развитие в период Международного гидрологического десятилетия, когда выполнялась специальная программа изучения баланса тепла, льда и воды на избранных горно-ледниковых

бассейнах. Эти работы потребовали усложнения и систематизации методики наблюдений, они сопровождались широким обсуждением терминологических проблем, начатым в США М. Майером [276].

В дальнейшем терминологическая работа, связанная с внедрением масс-балансовых измерений, шла в международной рабочей группе с участием советских специалистов, что позволило создать полностью идентичные русские и англоязычные термины по этому разделу гляциологии [144, 274]. Такой путь терминологической работы представляется чрезвычайно важным. **Динамическая гляциология.** Применение физических методов в гляциологии, начатое еще в XIX в., в наше время дополняется и углубляется математическими методами. Получила развитие динамическая гляциология, начало которой положено Дж. Наем [286]. В СССР основы динамической гляциологии были развиты П. А. Шумским [225], сформулировавшим замкнутую систему уравнений и дополнительных условий, определяющую состояние и процессы в ледниках.

Динамическое ледниковедение — наука о ледниках как о макроскопических системах. Ледник здесь рассматривается как совокупность полей, характеризуемых в каждой точке осредненным значением параметров. Более чем другие области гляциологии, динамическая гляциология обладает собственным подязыком и специфической трактовкой понятий. Вместе с этой отраслью в общую гляциологию вошло понятие тензорных величин, к которым принадлежит такое свойство льда, как скорость деформации. Охарактеризовав ледник как систему, в которой взаимосвязаны поля плотности, напряжения, скорости и температуры, динамическая гляциология внесла в большую гляциологию и категорию поля, широко применяемую в современной науке о ледниках.

Научная терминология постоянно развивается. Причиной тому непрерывное изменение языка, к которому она относится, и совершенствование научных методов, эволюция идей и концепций. Большую группу новых терминов, например, вызвало к жизни развитие мариногляциологии. Это *линия налегания, плавающие ледники-шельфы, ледниково-морские отложения, подводные морены, желоба-троги гляциальных шельфов, спуск льда, рассекающая дегляциация, бухты отёла и др.* В настоящее время в русскоязычную гляциологическую терминологию входят новые понятия и из других формирующихся отраслей — изотопно-геохимической гляциологии, космической гляциологии, совершенствуются и старые системы понятий на базе новых классификаций природных явлений и процессов. Наконец, все большее место занимают понятия и термины инженерной гляциологии, соответствующие быстрому развитию прикладных разделов науки.

Взаимоотношение русской и англоязычной терминологии

В предыдущем разделе рассмотрены некоторые этапы развития понятий и терминов на базе обширной терминологии ледниковедения. Однако гляциология — гораздо более широкая наука, включающая также терминосистемы, связанные со снежным покровом, водными льдами, подземными льдами, наледями и др. Современная гляциологическая терминология наиболее обширна в русском и английском языках, так как в СССР, Канаде, США и в некоторых других англоязычных странах приходится чаще всего сталкиваться с нивально-гляциальными явлениями.

Стремление зафиксировать терминологически сначала лишь внешний вид явлений, а затем проникнуть в их внутреннюю структуру и генезис было характерно как для русской, так и для англоязычной терминологии. Научный приоритет альпийской школы в XIX в. вызвал приток в обе терминосистемы большого количества французских и немецких слов. Поэтому в значительной своей части русская и английская гляциологические терминологии совпадают за счет одинаковых заимствований. К таким терминам, например, относятся французские слова: *plateau* — плато, *regime* — режим, *massif* — массив, *moraine* — морена, *serac* — серак; немецкие слова: *Firn* — фирн, *Eisberg* — айсберг, а также уже упоминавшиеся *Bergschrund* — бергшрунд, *Kar* — кар, *Randklüft* — рандкluft, *Riegel* — ригель.

Перечисленные термины заимствованы с сохранением звуковой формы, однако многие другие термины вошли в русскую и английскую терминологию с помощью так называемых переводческих калек, т. е. путем передачи составных элементов термина средствами родного языка. Таковы термины: бараний лоб (франц. *roche moutonnee*), кающиеся снега (франц. *nieve penitents*).

Хорошо развитые русская и английская терминосистемы неизбежно воздействуют друг на друга, в частности происходит заимствование английских слов русской терминологией и наоборот. Причиной может служить научный приоритет в какой-либо области гляциологии и необходимость терминировать понятия или явления, для которых в своем языке еще не выработано наименований.

Такое заимствование в русский язык многих английских терминов покровного оледенения произошло в начале нашего века, когда английская терминология обогатилась ими после экспедиций в Гренландию и Антарктиду. Тогда на русском языке появились термины *материковый лед* (первоначально от немецкого *Inland Eis*), *ледниковый щит* (*ice sheet*), *ледниковая шапка* (*ice cap*) и др.

Унификация терминологии по балансу массы ледников, начатая в США, принесла в русский язык термины *зимний баланс массы*, *летний баланс массы*, *летняя поверхность*, уже употреблявшиеся в англоязычной терминологии (соответственно *winter mass balance*, *summer mass balance*, *summer surface*). Как видим, во всех этих случаях в русском языке заимствование терминов производилось калькированием. Ярким примером такого заимствования в английском языке может служить *ice salt* (ледяная соль) — термин, принесенный из якутского языка через русский и относящийся к наледям, возникающим зимой вокруг соляных источников.

Проникновение терминов в английский язык из русского часто происходит путем транслитерации, т. е. перевода в собственную графическую систему с сохранением произношения оригинала. В английской терминологии устойчиво закрепились термины *polynya* (попынья), *rasputitsa* (распутица), *nilas* (нилас), *gorak* (ропак), *stamukha* (стамуха), *snezhnitsa* (снежница), *naled* (наледь), *talik* (талик), *sastrugi* (заструги).

Причиной заимствования может быть также потребность более четкого представления явления на родном языке с помощью терминов иноязычных. Так, имея обширный ряд синонимов, относящихся к снежникам, английский язык заимствовал русский термин *pereletok* (перелеток), более компактный по сравнению с английским *permanent snow patch* (перелетовывающий снежник). Значение русского термина *polynya* (попынья) в английском языке изменилось: он переводится как разводье в дрейфующем льду или припае, отличающееся от канала во льду (англ. *lead*) и недостаточно большое, чтобы обозначаться термином *open water* (чистая вода с одиночными льдинами).

В русском языке в 70-х годах для обозначения резкой подвижки ледника появился английский термин *сёрдж* (*surge*), означающий резкое наступание пульсирующего ледника — элемент его пульсации. Однако в настоящее время в том же значении все чаще и устойчивее употребляется сочетание русских слов: подвижка ледника.

В подавляющем большинстве случаев значения терминов в обеих терминосистемах совпадают, т. е. являются эквивалентными. Даже такие многозначные термины, как *абляция* (*ablation*), *ледостав* (*freez-up*), *активный ледник* (*active glacier*), совпадают по всему набору значений. Но часто многозначные термины имеют несколько соответствий в другом языке. Так, английский термин *frost* имеет несколько значений и ряд эквивалентов в русском языке: мороз, смерзание и ледяной наст. Термин *icing* относится и к процессу обледенения, и к наледи. Обратный пример — термину *снежник* в английском языке отвечают три синонима: *snow patch*, *firn patch*, *snow drift*.

Далеко не всегда новое значение термина прививается в языке. Например, для обозначения столовых айсбергов, дрей-

фующих в Арктическом бассейне, уже много десятилетий в обоих языках употребляется термин *ice island* — ледяной остров. Попытка ввести в английскую терминологию термин *ice island* со значением ледникового купола с каменистым основанием, не поднимающимся выше уровня моря, потерпела неудачу. Заметим попутно, что в русской терминологии в этом значении употребляется предложенный Н. Н. Зубовым термин *остров — ледяная шапка*.

При всей желательности совпадения терминов-аналогов в двух языках на уровне непосредственно отраженных в них признаков более существенно совпадение трактовки термина и совместно выработанных дифференциальных параметров. В этом отношении заслуживает внимания судьба термина *ледниковый коэффициент*, введенного в 1939 г. С. В. Калесником, как соотношение площадей областей аккумуляции и абляции на леднике. За прошедшие годы в англоязычной гляциологической литературе не появилось перевода этого термина, но возник другой термин *assimilation area ratio* (доля области питания), представляющий собой отношение площади области питания ко всей площади ледника. Оба этих показателя связаны простыми соотношениями и могут считаться терминами-аналогами.

Во многих случаях происходит параллельное развитие терминов. И в русской, и в английской терминологиях в значении откалывания айсбергов существуют заимствованные термины *calving* (буквально — рождение теленка, детеныша кита, тюленя) и *отёл*. Интересно, что в том же значении существует старинный поморский термин *щёнка*.

Английский термин *calving* впервые был употреблен в 1837 г. — речь шла о наблюдениях за ледовыми отблесками на облачном небе при разъединении (*calving*) их на отдельные блики. В английском географическом словаре, составленном в 1900—1910 гг., термин *calving* уже трактовался как образование айсберга при откалывании кусков льда от языка ледника. Параллельно с этим термином в английской терминологии существует и термин *calf*, общелитературным значением которого является «теленок, детеныш кита», тогда как в географии он относится к маленькому островку, лежащему около острова побольше. В гляциологии *calf* относится и к айсбергу, и к небольшой плавающей льдине. Показательно, что поморский термин *щёнок* также относится к обломку айсберга.

Хотя русский термин *отёл*, так же как и английский *calving*, восходит еще к XIX в., более нормативным был и пока остается термин *откалывание айсбергов*. Многихстораживает большая экспрессивность этого термина и общеязыковое значение слова «отёл». Однако в настоящее время термин *отёл* уже зафиксирован в ряде словарей [56, 145] и, можно надеяться, все чаще станет употребляться в научной литературе.

Если *отёл* существует в русской гляциологической терминологии параллельно с термином *откалывание айсбергов* и, следовательно, заменён, то в сочетании *бухта отёла* он является уже единственным.

Многозначность терминов

Термин — это слово или сочетание нескольких слов, употребляемое в специальной сфере для определенного понятия и требующее дефиниции, т. е. четкого определения в специальном словаре или контексте. Процесс терминологизации общелитературной лексики связан с углублением знаний об окружающих явлениях и постепенным превращением общих понятий в научные. Такие слова, как снег, лед, град и многие другие, существуют сейчас в общелитературном языке и в гляциологической терминологии. Они обозначают одни и те же явления, но реализуют совершенно разный объем информации. Если неспециальные словари акцентируют внимание на внешнем виде явления, то в данном словаре оно отнесено к определенному классу, описывается структурно и функционально, в большинстве случаев даются четкие разграничительные параметры.

И в историческом аспекте, и в каждый конкретный период существует многозначность ряда терминов. Основными причинами многозначности являются: 1) принадлежность многих гляциологических терминов одновременно нескольким смежным дисциплинам (физике, климатологии, гидрологии); 2) изменение трактовки термина и словарных определений в процессе развития науки при сохранении внешней формы терминов; 3) несовпадающее понимание явлений отдельными авторами и научными школами на данном этапе исследований.

В настоящее время, по-видимому, не менее 10 % гляциологических терминов обладает несколькими значениями. Часто эти значения отражают логическую связь между явлениями. Например, термины *аккумуляция* и *абляция* обозначают как процесс накопления и убыли вещества, так и результат этого процесса, т. е. количество приобретенного или потерянного ледником вещества. Аналогичные значения имеет термин *снег* — это и процесс выпадения твердых осадков, и отложенные осадки. Точно так же *ледостав* — это и процесс образования на поверхности водоема или водотока неподвижного льда, и период, в течение которого на реке или водоеме наблюдается неподвижный ледяной покров. Приведенные случаи полисемии не нарушают смысловой целостности термина и потому не требуют устранения. Многозначность, нарушающая законы логики данной науки, должна устраняться путем специализации значений терминов. Приведем некоторые примеры.

Как известно, в физике термин *сублимация*, как и *возгонка*, означает переход из твердого состояния в парообразное, минуя жидкую фазу. Однако, как пишет П. А. Шумский [220],

А. Вегенер стал его применять в противоположном значении — как кристаллизацию из пара. Такое понимание пришло в метеорологии, а отсюда уже перешло в гляциологию, где наиболее часто употребляется для обозначения непосредственного выделения льда из влажного воздуха, при котором образуются кристаллы снега. В более широком смысле под сублимацией в гляциологии понимается весь процесс перегонки льда с одного места в другое через парообразное состояние, т. е. возгонка, миграция пара и его кристаллизация.

Вместе с тем в физической литературе продолжает существовать прежнее значение сублимации (от лат. *sublimato* — возношу) как синоним возгонки. Таким образом, очень важный термин имеет два совершенно противоположных значения. Но в гляциологии это не представляет неудобства, так как для обозначения перехода льда в пар и обратно традиционно употребляются два термина: *возгонка* и *сублимация* (в физике в этом значении говорят о десублимации). В словаре термин *сублимация* дается как нормативный в его метеорологическом и гляциологическом значениях.

В русскую геоморфологическую, а через нее и в гляциологическую терминологию в очень широком значении вошли термины *перигляциальный* и *морена*. Первый термин, сформированный с помощью греческой приставки *peri-* (около, возле), вначале относился к областям, лежащим на периферии ледниковых покровов, и к климату этих областей. Однако позднее его стали употреблять вообще применительно к районам с холодным климатом, не граничащим и никогда не граничившим с ледниками, что привело к потере второго смыслового компонента термина — гляциальный. Подобную многозначность целесообразно исключить.

Еще сложнее обстоит дело с термином *морена*. Первое определение понятия «морена» принадлежит Л. Агассису [232], оно было принято Международной ледниковой конференцией в 1899 г. Согласно этому определению, моренами следует называть весь материал, который переносится на леднике, в самой массе ледника и под ним и отлагается в зависимости от движения ледника и его таяния. Как видим, это очень широкое определение, и именно в таком виде оно вошло в русскую терминологию.

В настоящее время в русском языке термином *морена* обозначают и транспортируемый ледником обломочный материал, и отложения этого материала, и созданные им формы рельефа, что крайне неудобно. Английская терминология пошла по линии сужения термина и его специализации. Здесь для транспортируемых ледником обломков употребляется собирательный термин *debris*, а отложенный материал и влекомый путем специфических процессов называется термином *till*. Слово *moraine*

относится к грядам из моренного материала — как на леднике, так и на грунте. Очень важно дифференцировать понятие морены и в русскоязычной терминологии; в нашем словаре для моренных отложений рекомендуется термин *тилл*.

В гляциологической литературе одновременно в нескольких значениях существует термин *поле*, что отражает разные системы понятий и подходы к явлениям. Среди этих значений есть собственно гляциологические (фирновое поле, ледяное поле, поле заструг и др.) и физико-математические (поле осадков, поле скоростей льда, температурное поле ледника). Последние восходят к концепциям динамической метеорологии, а также динамической гляциологии, которая рассматривает ледник как совокупность полей, характеризующихся в каждой точке осредненным значением параметров.

В последние годы наблюдается тенденция сокращения и отмирания некоторых гляциологических значений поля; например, термин *фирновое поле* стал употребляться значительно реже, уступая место *фирновому бассейну*, иногда *фирновой области*. Этот процесс, по-видимому, связан со все более широким употреблением в гляциологии «поля» в его физико-математическом смысле, с разработкой новых методов гляциологических расчетов, где «поле» выступает главной составляющей методики и способа расчетов.

В ряде случаев возникает необходимость и возможность уменьшить многозначность терминов путем введения новых терминов в более узком значении или конкретных разграничительных параметров. Одно из таких важных разграничений уже произошло в гляциологической литературе. Терминологически выделились два типа формирования льда: в случае формирования водных льдов, преимущественно конжеляционным путем, употребляют термин *ледообразование*, а для формирования ледникового льда и во всех иных случаях, где большую роль играют сублимационные и режеляционные процессы, употребляют термин *льдообразование*.

Формы покровного оледенения, как правило, определяются с помощью трех терминов: *ледниковый щит*, *ледниковый купол* и *ледниковая шапка*. Последний из них весьма расплывчат, он применяется к постоянному ледяному покрову плоско-выпуклой формы в любой местности — и в горах, и в полярных областях, независимо от размеров — от небольших массивов льда на полярных островах до материковых ледников. Так, известная монография Б. Фриструпа называется «Гренландская ледниковая шапка» [257]. Очевидно, термин *ледниковая шапка* следует применять лишь к небольшим островам, целиком покрытым ледником, и называть их, как в свое время предложил Н. Н. Зубов, *островами — ледяными шапками*.

Что касается двух других основных форм покровного оледенения, то они отличаются размерами, хотя количественный критерий здесь применить трудно. Можно лишь условно

считать ледниковым куполом образование площадью менее 50 тыс. км², а ледниковым щитом — более крупные образования. Но существуют и другие разграничительные параметры: ледниковый купол имеет простое строение, куполообразный профиль, форма которого сильно зависит от подледного рельефа; ледниковый щит имеет сложное, комплексное строение, плоско-выпуклый профиль, форма которого мало зависит от коренного рельефа.

Особую форму покровного оледенения представляют шельфовые ледники. В зависимости от характера питания и высотного соотношения с границей питания они могут быть нормальными или в разной степени реликтовыми. Для разграничения этих разновидностей шельфовых ледников целесообразно закрепить за нормальными шельфовыми ледниками, которые в современную эпоху распространены только в Антарктике, термин *ледники-шельфы* [54]. Такое название соответствует общему стилю наименований морфологических типов ледников, в основу которых кладется форма ледника. В данном случае ледник-шельф — это ледник, имеющий форму плоской террасы (полки, англ. shelf) — ровную горизонтальную поверхность с обрывистым внешним краем.

Другое нововведение касается выводных ледников, дренирующих лед с обширных ледосборных бассейнов на ледниковых щитах или куполах. В пределах этого типа ледников предлагается выделить *ледяные потоки*, текущие в ледяных берегах, т. е. среди ледникового покрова, и собственно *выводные ледники* — долинные ледники, залегающие в скальных долинах, но своими истоками уходящие в ледосборные бассейны, расположенные в пределах ледниковых щитов.

Еще одна группа терминов касается мелких морфологических образований. В зависимости от строения ледниковой поверхности и ее загрязненности моренным материалом, а также от интенсивности и характера таяния на леднике летом можно встретить большое разнообразие форм рельефа поверхности, которым давались разные наименования: ледниковая лунка, криоконитовая лунка, ледяной наперсток, ледниковый стакан, ледяная воронка, грязевой колодец, ледяной колодец, ледниковая мельница, исполиновы котлы и др. Предлагается ограничить количество этих терминов и систематизировать их. Все формы абляционного микрорельефа ледников сводятся к трем типам: начальные формы радиационного разрушения слабо запыленного льда названы *ледяными кружевами*; отдельные цилиндрические углубления во льду, образованные проплавлением минеральных включений, — *ледниковыми стаканами*; ледниковая поверхность, сильно изъеденная ледниковыми стаканами, — *ледяными сотами*. Более крупные формы разрушения поверхности ледникового языка, порожденные действием текущей

воды, подразделяются на три образования: *ледниковые воронки* — округлые впадины с пологими склонами диаметром до 1,5—2 м, *ледниковые колодцы* — вертикальные цилиндрические отверстия диаметром 1—2 м и *ледниковые мельницы* — глубокие спиральные колодцы диаметром до 6 м.

Для выделения разных видов морского льда применены количественные параметры, что имеет особое значение для кораблевождения в ледовитых морях. Здесь выделены однолетние, двухлетние и многолетние льды; мелкобитый (менее 20 м в поперечнике) и крупнобитый (от 20 до 100 м) лед; обломок ледяного поля (100—500 м), большое (0,5—2 км), обширное (2—10 км) и гигантское (более 10 км) ледяное поле. Очевидно, такой подход должен быть применен во всех случаях, где это возможно.

Синонимия в терминологии

В гляциологической терминологии широко распространена синонимия, нередко мешающая каталогизации явлений и статистической обработке данных, так как трудно заключить, имеются ли в виду разные явления или разные термины, обозначающие одно и то же явление. Вместе с тем синонимия — необходимое свойство языка, позволяющее сделать его более выразительным. Однако в условиях научной терминологии синонимия должна быть ограничена и четко определена.

К причинам возникновения синонимии относятся: существование синонимических пар на начальных этапах развития науки (например, абляция — убыль); сосуществование заимствований и терминов родного языка (аккумуляция — питание); многогранность самого явления, в результате которой каждый из терминов подчеркивает какую-нибудь одну из его сторон (область аккумуляции — фирновый бассейн). При выборе оптимальных вариантов из синонимических пар и рядов предпочтительны термины, отражающие генезис явлений, а при наличии двух равнозначных терминов — термин из родного языка.

Еще в XIX в., в период активного проникновения в русский язык немецкой терминологии, появилось и привилось слово глетчер в значении ледника. Однако русское слово ледник — краткое, красивое и четкое, конечно, не нуждается в синонимах, и слово глетчер уже в 60-х годах исчезло из научной литературы, но, к сожалению, продолжает существовать на газетных страницах, видимо, из-за желания найти разговорный синоним «научного» термина *ледник*. Вместе с отмиранием слова глетчер исчезает и сочетание слов глетчерный лед. Его заменил термин *ледниковый лед*, где видимая тавтология не мешает пониманию научного смысла понятия. Однако в географии и гляциологии получил полное право гражданства термин *каменный глетчер* именно потому, что с ледником он связан весьма косвенно.

Нередко синонимия терминов создается искусственно, из-за введения в литературу некоторыми авторами новых названий вместо уже существующих. Такие придуманные слова по большей части отмирают и в Словарь, естественно, не включены.

В ряде случаев тенденции в использовании тех или иных синонимичных терминов позволяют разделить и ограничить сферу применения каждого из них. Очень характерна в этом отношении триада понятий: питание — аккумуляция — снегонакопление. Первые два слова служат синонимами в применении к областям питания ледников: мы говорим «область питания» и «область аккумуляции» абсолютно в одном и том же значении. Но при описании процесса эти понятия расходятся, так как питание оказывается не синонимичным аккумуляции, поскольку представляет собой результат процессов и аккумуляции, и абляции.

Термины *аккумуляция* снега и *снегонакопление* по существу являются полными синонимами, так как имеют одно и то же значение, выраженное русским и латинским корнем. Однако в гляциологии наблюдается расхождение этих понятий: аккумуляция в основном употребляется применительно к процессам на леднике, а снегонакопление — к процессам на сезонном снежном покрове, где в свою очередь оно имеет несколько не совпадающих полностью значений. Для удобства использования этих терминов целесообразно закрепить за аккумуляцией и снегонакоплением эти разные оттенки значений.

Еще один пример относится к словам *снежища* и *снежура*, пришедшим в гляциологию из народного языка. Первоначально оба слова были синонимами, означавшими смесь снежинок от обильного снегопада, попавших в воду и образовавших насыщенную водой замерзшую кашу (в этом значении сейчас употребляется народный термин *снежища*). По мере роста наблюдений за этим явлением каждый из двух терминов получил свой оттенок, и в Словарь они входят с разным значением.

Рассмотрим еще прилагательные от слов лед, снег, вода. Все три названных слова имеют в русском языке две формы прилагательных, обладающих четким терминологическим смыслом, что не всегда правильно понимается и ведет к путанице. Определения «ледяной, снежный, водяной» соответствуют объектам, которые состоят из льда, снега, воды, сложены льдом и снегом: ледяной покров, ледяной поток, снежный покров, снежная крупа, водяная капля, водяное облако. Определения ледовый, снеговой, водный характеризуют явления, которые имеют отношение ко льду, снегу или воде, но из них не состоят, а также формы рельефа, созданные при помощи снега: ледовый режим, ледовая обстановка, снеговое половодье, снеговая нагрузка, снеговая рывтина, водный баланс, водные ресурсы. Ис-

ходя из сказанного, неправильно называть снежный покров снеговым покровом или ледяной покров на поверхности воды ледовым покровом.

Географические названия в морфологических типах. На протяжении почти столетия люди постепенно познакомились с новыми районами оледенения, где находили типичные для данного района виды ледников. В таких случаях им приписывали название этого района, но в определение вкладывалось типологическое значение. Так возникли альпийский, аляскинский, гималайский, куньлунский, музтагский, норвежский, патагонский, скандинавский, туркестанский, шпизбергенский и многие другие типы ледников.

Впоследствии почти все эти типы ледников были определены более точно морфологически и получили свои синонимы. Альпийские ледники — это простые долинные ледники, аляскинские — предгорные, гималайские — дендритовые, куньлунские и музтагские — долинные ледники на дне глубоких долин без фирнового бассейна, называемые в СССР ледниками туркестанского типа (это единственное географическое название, сохранившееся в морфологической классификации ледников), патагонские — частный случай ледников плато, скандинавские и норвежские — ледники плато, свойственные слабо расчлененным плоскогорьям, шпизбергенские — это переходные от покровных к горным — сетчатое оледенение.

При наличии синонимических пар, включающих точные морфологические термины, географические наименования типов ледников теряют свой смысл и оказываются нелогичными, так как ледники таких типов встречаются в различных районах, а не только в том, к которому относится название ледника. В настоящее время подобные наименования типов ледников отмирают, и в Словаре они приведены только потому, что нужны для понимания ранее изданных произведений.

Большое внимание к вопросам терминологии в настоящее время связано с тем, что термины, отражающие весь процесс становления системы понятий в данной области науки, выступают в роли самостоятельных единиц информации в автоматизированных системах управления, справочно-информационных системах и банках данных. Унификация гляциологической терминологии необходима для ведения Государственного водного кадастра СССР, для правильного учета снежно-ледовых ресурсов в нашей стране и во всем мире. Выполнение программ каталогизации ледников и особенно составление Атласа снежно-ледовых ресурсов мира требуют обмена научными материалами через мировые центры геофизических данных и создания собственно гляциологических банков данных. В связи с этим нужна не просто унификация русскоязычной терминологии, но и достижение соответствия между терминами-эквивалентами в

разных языках. Подобная задача решается и в настоящем Словаре.

Опыт создания этого Словаря и специально выполненный анализ гляциологической терминологии говорят о том, что в настоящее время в гляциологию идет быстрый приток новых терминов, возникающих на базе научных открытий, новых идей и внедрения вновь разработанных методов исследований. Образование новых терминов происходит тремя основными путями: морфологическим — с помощью терминообразовательных элементов, синтаксическим — с помощью терминологических словосочетаний, семантическим — при переносе значений слов общелитературного языка.

В гляциологии все более распространяются терминологические словосочетания, более точно передающие многие понятия и методы науки, чем одиночные термины. При этом преобладают термидны, непосредственно указывающие на генезис явлений, поскольку они более информативны. В случаях чрезмерно широкого значения термина в Словаре оно уточняется путем введения дополнительного определения или заимствования; всюду, где это возможно, на уровне словарных определений вводятся количественные параметры. При нескольких синонимичных вариантах предпочтение отдается одному термину, наиболее употребительному в последнее время. В терминологии находят место и экспрессивные термины, количество которых продолжает расти.

Дальнейшее развитие гляциологической терминологии будет идти по линии сближения классификационных признаков в терминах разных языков и соответствующих классификациях в разных разделах гляциологии. Основным критерием отбора таких признаков должна стать классификационная обусловленность терминов. Главным объектом унификации по-прежнему остаются дифференциальные параметры, выделяющие понятия и их систематизирующие свойства. Мы надеемся, что настоящий Словарь будет способствовать процессу унификации гляциологической терминологии.

В. М. Котляков, Н. А. Смолярова

КАК ПОЛЬЗОВАТЬСЯ СЛОВАРЕМ

1. Термины (слова или словосочетания) в Словаре расположены в алфавитном порядке. Они напечатаны жирным прописным шрифтом. Сочетания двух или нескольких слов, определяющих термины, помещены в естественном порядке слов, без инверсий.

2. Термины даются преимущественно в единственном числе, но иногда в соответствии с принятой терминологией или в случае родовых понятий — во множественном числе.

3. Синонимы к основным терминам напечатаны курсивом. Ссылка на другие словарные рубрики также выделены курсивом. В тех случаях, когда дополнительный материал к данной статье можно найти в другой рубрике, она указывается курсивом в конце текста с припиской: см. также.

4. Менее значимые термины, определяемые в широких рубриках, выделяются в этих статьях жирным строчным шрифтом, но приводятся, кроме того, и в общем алфавитном порядке терминов.

5. Фотографии помещены на вкладках. Ссылки на них в статьях даются в форме: см. фото VII.12 (римскими цифрами обозначена нумерация страниц во вкладках).

6. Отсылки к библиографии даются в виде цифровых ссылок — либо в тексте, либо в конце статьи с сокращением «Лит.» (литература).

7. В тексте статьи при последующем упоминании слова, составляющие ее название, обозначаются начальными буквами. Наряду с общепринятыми (например, и т. д., и т. п., и пр.) применяется ряд сокращений, приведенных в специальной таблице.

8. В конце Словаря помещены два приложения: «Перечень справочных таблиц» и «Перечень иллюстраций», несущих информацию независимо от словарных статей.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

абс.	— абсолютный	рис.	— рисунок
в., вв.	— век, века	род.	— родился (в био- графических справках)
в. д.	— восточная долгота		— сельскохозяй- ственный
в т. ч.	— в том числе	с.-х.	— северная широта
гл. обр.	— главным образом	с. ш.	— синоним
з. д.	— западная долгота	син.	— смотри
коэф.	— коэффициент	см.	— таблица
Лит.	— литература	табл.	— то есть
млн. (млн. л. н.)	— миллион (миллион лет назад)	т. е.	— так как
млрд.	— миллиард	т. к.	— так называемый
напр.	— например	т. н.	— таким образом
н.-и.	— научно-исследо- вательский	т. о.	— тысяча (тысяча лет назад)
НИИ	— научно-исследо- вательский инсти- тут	тыс. (тыс. л. н.)	— уровень моря
о., о-ва	— остров, острова	ур. м.	— устаревший (при термине)
оз.	— озеро	уст.	— хребет
п-ов	— полуостров	хр.	— южная широта
р.	— река	ю. ш.	

Кроме того, приняты следующие сокращения:

- ВМО — Всемирная метеорологическая организация
- МГГС — Международный геодезический и геофизический союз
- МГГ — Международный геофизический год
- МГД — Международное гидрологическое десятилетие
- МГП — Международная гидрологическая программа
- МПГ — Международный полярный год
- SMOW — стандартная средняя океаническая вода

Страны света и основные румбы обозначены начальными буквами этих слов: С СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ; прилагательные от стран света даются следующим образом: сев., сев.-вост., вост., юго-вост., юж., юго-зап., зап.; сев.-зап., в том числе и в географических названиях.

ФИЗИЧЕСКИЕ ВЕЛИЧИНЫ. СИМВОЛЫ И ЕДИНИЦЫ

Символ	Величина	Единица
A	альбедо	—
a	коэф. температуропроводности	$\text{м}^2/\text{с}$
B	годовой баланс массы ледника	$\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$
b	ширина	м
C	аккумуляция (C_c) — абляция (C_a)	$\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$
C_o	коэф. вариации	—
c	1) удельная теплоемкость 2) скорость волны	$\text{Дж}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$ $\text{м}/\text{с}$
D	плотность потока рассеянной солнечной радиации	$\text{кДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$
d	коэф. рассеяния (диффузии)	$\text{м}^2/\text{с}$
E	1) испарение 2) энергия оледенения 3) модуль Юнга	$\text{мм}/\text{сут}$ $\text{мм}/\text{м}$ $\text{Н}/\text{м}^2$
e	1) основание натуральных логарифмов, $e = 2,7182...$ 2) парциальное давление водяного пара	— Па
Δe	3) шаровой тензор деформации	год^{-1}
F	дефицит насыщения	Па
f	1) твердость снега и льда 2) вектор силы 3) нагрузка метели	$\text{Н}/\text{м}^2$ Н $\text{г}/\text{м}^2$
g	1) коэф. внешнего трения 2) коэф. сопротивления движения	— —
g	масса	$\text{г}, \text{кг}$
H	ускорение свободного падения	$\text{м}/\text{с}^2$
h	абс. высота	м
h	высота	м
I	плотность потока прямой солнечной радиации	$\text{кДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$
i	1) интенсивность снегопада 2) пьезометрический уклон	$\text{мм}/\text{сут}, \text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ —
I	тепловой эквивалент работы	$\text{Дж}/(\text{Н} \cdot \text{м})$
i	концентрация снега в метели	$\text{г}/\text{м}^3$
K	напряженность электрического поля	$\text{В}/\text{м}$
k	1) коэф. фильтрации 2) постоянная Больцмана 3) температурный коэф. таяния	$\text{м}/\text{с}$ $\text{Дж}/\text{К}$ $\text{см}/^\circ\text{C}, \text{г}/(\text{см}^2 \cdot ^\circ\text{C})$
L	удельная теплота плавления ($L_{\text{п}}$) и возгонки ($L_{\text{в}}$) льда	$\text{кДж}/\text{кг}$
l	расстояние, длина	м
M	масса или количество вещества	кг
m	1) величина таяния 2) запас жидкой воды	$\text{г}/\text{см}^2, \text{мм слоя воды}$ $\text{г}/\text{см}^2$
N	коэф. запаса прочности	—
n	показатель преломления	—
P	1) давление, нагрузка 2) турбулентный теплообмен	Па $\text{кДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$
ΔP	перепад давлений	Па
p	пористость	$\%$
Q	расход потока (льда, воды, метели)	$\text{м}^3/\text{с} (\text{вода, лед})$ $\text{г}/(\text{м} \cdot \text{с}) (\text{метель})$
q	1) пузырчатость 2) твердый расход снеговетрового потока	$\%$ $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$
R	1) сток 2) радиационный баланс 3) электрическое сопротивление	$\text{км}^3/\text{год}$ $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ $\text{Ом} \cdot \text{м}$
r	1) относительная влажность 2) радиус 3) коэф. корреляции	$\%$ мм —
S	1) снегосборность 2) внутреннее питание ледника	$\text{м}^3/\text{м}, \text{т}/\text{м}$ $\text{г}/\text{см}^2$
s	1) нормальное напряжение 2) остаток нестаявшего снега 3) площадь	$\text{Па}/\text{м}^2$ $\text{г}/\text{см}^2$ м^2
T	1) абс. температура льда, по шкале Кельвина 2) предел прочности на сдвиг 3) запас тепла или холода (T_x)	К МПа Дж
t	температура по шкале Цельсия	$^\circ\text{C}$
U	скорость движения (льда, воды, ветра)	$\text{м}/\text{с}$
u	групповая скорость снежинок	$\text{м}/\text{с}$
u_v	вертикальная скорость снежинок	$\text{м}/\text{с}$

Символ	Величина	Единица
V	объем вещества	м^3
v	водоотдача снежного покрова	$\text{м}^3/\text{с}, \text{см}/\text{сут}$
W	энергия и тепло	Дж
W_A	энергия активации	кДж/моль
w	влажность снега	%
X	количество осадков	мм
x_i	ортогональные координаты ($i = 1, 2, 3$)	—
Z	толщина ледника или льда	см, м
z	глубина, толщина снежного покрова	см, м
α	1) уклон	рад
	2) коэф. экстинкции	см^{-1}
γ	вертикальный градиент аккумуляции (γ_c) и абляции (γ_a)	мм/м
δ	отклонение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ от SMOW	‰
$\text{tg } \delta$	тангенс угла диэлектрических потерь	—
e	1) тензор скорости деформации	с^{-1}
	2) диэлектрическая проницаемость снега, льда	Ф/м
η	коэф. вязкости льда	МПа·с
θ	коэф. снегопереноса	—
κ	индикатриса рассеяния	—
λ	1) длина волны	мкм
	2) коэф. теплопроводности	Вт/(м·°C)
μ	коэф. проноса снега	—
ν	показатель рассеяния	см^{-1}
ν_T	турбулентная вязкость	$\text{см}^2/\text{с}$
ξ	соленость	‰
ρ	плотность	кг/м ³
σ	1) тензор напряжения	Па/с ²
	2) дисперсия	в единицах рассматриваемой величины
	3) электропроводность	$\text{См} = \text{Ом}^{-1}$
	4) сопротивление растяжению или сжатию	Па/с
τ	1) время	с, год
	2) сопротивление сдвигу	Па/с
	3) касательное напряжение	Па/с ²
φ	1) географическая широта	°
	2) коэф. внутреннего трения	—
χ	1) энтальпия (теплосодержание)	кДж/кг
	2) диэлектрическая (магнитная) восприимчивость льда	—
ψ	1) коэф. снегозадержания	—
	2) параметр шероховатости	см
ω	1) скорость деформации	с^{-1}
	2) скорость режеляции	м/с
	3) круговая частота электрического поля	рад/с



АБЛЯТОГРАФ. Самописец, предназначенный для измерения понижения поверхности ледника в результате таяния. Представляет собой сферический поплавок белого цвета, касающийся поверхности льда и соединенный тросиком с барабаном самописца, который укреплен на ледниковой поверхности. Конструкция А. с поплавком, приходящим в соприкосновение с поверхностью ледника лишь в момент отсчета, позволяет измерять не только абляцию, но и аккумуляцию. Трудности установки А. на леднике и несовершенство записывающих устройств не привели к его широкому распространению; сейчас в СССР практически не применяется.

АБЛЯЦИОННАЯ МОРЕНА. См. *отложенные морены.*

АБЛЯЦИОННЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ. Рельеф поверхности ледника, формирующийся в результате неравномерного таяния льда из-за его разной плотности и засоренности посторонним материалом. В области питания неравномерное таяние и оседание в период абляции приводит к образованию мелкобугристой поверхности с превышением отдельных неровностей в 5—15 см (см. фото I.1). Абляция чистого льда нередко формирует на леднике *кору таяния*. Под действием солнечной радиации в верхнем 15-см слое льда возникают *ледяные кружева*, состоящие из тонких горизонтальных пластинок льда с сильно изрезанными неправильными краями и вертикальных ледяных столбиков, поддерживающих пластинки в горизонтальном положении. Горизонтальные „полочки” ледяных кружев формируются при ночном замерзании талой воды и т. о. отмечают слой ежедневного стайвания льда (см. фото I.2).

Присутствие пылеватого материала и иных посторонних примесей и обломков во льду приводит к дифференциальному таянию, в результате которого образуются *ледниковые стаканы* — вертикальные цилиндрические углубления шириной 3—5 см и глубиной 10—40 см, проплавляемые во льду нагретыми солнцем темными включениями. Иногда поверхность

ледника бывает настолько изъедена ледниковыми стаканами, что образуются ледяные соты. На дне стаканов и сот всегда обнаруживается слой темного мелкозема, называемого *криоконитом*. Поэтому формы протаивания льда иногда называют криоконитовыми стаканами, но употребление этого термина нежелательно.

В результате неравномерной абляции на леднике возникают и более крупные формы рельефа — *ледниковые воронки*, *ледниковые колодцы*, *ледниковые мельницы*, *ледниковые столы*, *муравьиные кучи*, *сераки* и пр. **В. М. Котляков.**

АБЛЯЦИЯ. Процесс или результат уменьшения массы ледника посредством таяния, испарения, сдувания снега ветром, обвалов льда и откалывания айсбергов. По месту проявления различают три вида А.: подледниковую, внутриледниковую и поверхностную. Подледниковая А. происходит на границе ледника с ложем и вызывается геотермическим потоком тепла, трением льда о ледниковое ложе и жидкой водой, проникшей под лед. Внутриледниковая А. проявляется внутри ледника и связана с трением отдельных слоев ледника, циркуляцией воды и воздуха в полостях и трещинах ледника. Оба эти вида А. измерить практически невозможно, но по косвенным расчетам и наблюдениям можно предполагать, что на горных ледниках они не превышают 5 % поверхностной А.

Поверхностная А. представляет собой убыль снега и льда на поверхности ледника, она обусловливается метеорологическими факторами и может быть подсчитана. Основной составляющей поверхностной А. служит таяние, а испарение имеет существенное значение лишь в условиях крайне сухого и солнечного высокогорья. Убыль вещества с ледника путем испарения и таяния со стоком, по предположению Х. Альмана, называют *чистой А.*, чем подчеркивают ее отличие от общей А., выражающейся в снижении поверхности, обусловленном не только испарением снега и таянием со стоком, но и просачиванием

талых вод в более глубокие горизонты снежно-фирновой толщи.

Сумма всех значений A за *балансовый год* представляет собой годовую A . Ее можно вычислить для любой точки ледника, отдельных частей и ледника в целом. В первом случае она называется удельной A и выражается в $г/см^2$ или водным эквивалентом потерянной массы, в последнем случае — в млн. т или $км^3$ воды в год. Абляцию на данном леднике характеризуют скоростью и вертикальным градиентом A . Скорость A — это потеря массы льда за рассматриваемый промежуток времени, выражаемая водным эквивалентом. Скорости A чаще всего вычисляют для высотных уровней границы питания и конца ледника. Вертикальный градиент A — это уменьшение абляции ледника с высотой. На языках большинства ледников среднеширотных горных стран сев. полушария он колеблется от 6 до 10 мм/м, а в арктических районах (на широте 70—80°) снижается до 3—5 мм/м. Вертикальный градиент A увеличивается с ростом абс. величины таяния (в более теплые периоды) и убывает по мере перехода от морских к континентальным районам.

Убыль вещества на леднике вследствие сдувания снега с поверхности ледника ветром, обвалов льда и откалывания айсбергов, связанного с движением ледника и воздействием моря или окружающего водоема, называется механической A .

В. М. Котляков.

АБСОРБЦИЯ ВО ЛЬДУ. Физико-химический процесс поглощения различных химических веществ или их ионов и смеси газов твердыми атмосферными осадками в процессе их образования и отложения на поверхности. При абсорбции поглощение происходит в объеме поглотителя.

Аэрозоли в виде кристаллической пыли и растворимых солей и их ионов абсорбируются осадками путем образования активных центров конденсации влаги на высотных уровнях облаков. Сросшиеся кристаллы снега и льда или кристаллы, происходящие из замерзших капель влаги, содержат относительно высокие концентрации газообразных составляющих по срав-

нению с кристаллами простой формы. Состав включенного в пузырьки воздуха внутри ледникового льда зависит от абсорбционных процессов, протекающих при его захвате льдом и последующей трансформации в ледниках. Абсорбированные льдом химические вещества, поступившие с осадками и сухим осаждением на поверхность ледника, служат вероятной причиной существования слоев внутреннего отражения при радиолокационном зондировании ледниковых покровов.

При наличии талой воды в толще теплого ледника радиоактивные изотопы продуктов ядерного деления в атмосфере селективно абсорбируются в пылевых прослоях и слоях, что приводит к созданию характерного профиля β -активности снежного покрова в отсутствии атмосферных термоядерных испытаний.

Ф. Г. Гордиенко.

АВИАДЕСАНТНАЯ СНЕГОСЪЕМКА. См. *снегомерная съемка*.

АВСЮК Григорий Александрович (род. 1906). Советский гляциолог, чл.-корр. АН СССР (1960). С 1937 г. работает в Институте географии АН СССР, в 1956—1968 гг. возглавлял отдел гляциологии, ныне зам. директора Института. Инициатор стационарных наблюдений на горных ледниках; с 1955 г. руководил подготовкой и проведением советских гляциологических исследований по программе МГГ и другим международным проектам. С 1961 г. основатель и бессменный председатель советской Секции гляциологии, в 1963—1971 гг. вице-президент Международной комиссии снега и льда. Председатель Междуправительственной комиссии по изучению Антарктики при АН СССР, с 1978 г. генеральный секретарь Международного комитета по изучению Антарктики (SCAR). Изучал современное оледенение Тянь-Шаня, в частности движение льда ледников, его температурное состояние, режим ледников плоских вершин, где открыл тип ледяного питания; создал классификацию ледников по типам температурного режима, проверил на практике возможность усиления таяния горных ледников путем зачернения их поверхности; изучал гляциогеоморфо-

логию и геологическую деятельность горных и полярных ледников. Инициатор систематических наблюдений за колебаниями ледников и составления Каталога ледников СССР. Именем Г. А. Авсюка названы ледники на Земле Франца-Иосифа и в Джунгарском Алатау. Основные труды [2—5]. **АВТОЗИМНИК.** См. *снежно-ледяная дорога*.

АВТОМЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. Изменения, которые испытывает снежный покров в первую стадию своего образования. Характер и скорость А. с. зависят от особенностей отлагаемого материала и условий его отложения. Энергетическим источником А. с. служит внутренняя энергия самого снега, включающая свободную поверхностную энергию кристаллов и их обломков, и механическую энергию хрупкого разрыва кристаллов, преимущественно во время их отложения.

АГАССИС (Agassiz) Жан Луи Родольф (1807—1873). Швейцарский зоолог и гляциолог, один из создателей ледниковой теории. С 1846 г. профессор в университетах США. Описал оледенение Шварцвальда и открыл друмлины в Америке. Первым в 1840 г. поставил многолетние наблюдения за движением и таянием Унтераарского ледника в Альпах. Выявил влияние морены на таяние льда: бурил ледник с целью измерения глубинных скоростей, определил температуру в скважине и в ледниковом ручье на выходе из грота. Автор всемирно известной монографии [232].

АГРАДАЦИОННАЯ ФАЗА. Фаза развития криогенных горных пород, когда они находятся в мерзлом состоянии, в отличие от деградационной фазы, когда породы талые.

АДВЕКТИВНЫЙ ТИП СНЕГОТАЯНИЯ. См. *снеготаяние*.

АДВЕКЦИОННАЯ ЛАВИНА. Предложенное В. Н. Аккуратовым название лавины, возникающей в результате таяния снега при адвекции теплого воздуха или выпадения дождя на снежный покров. См. *генетическая классификация лавин*.

АДВЕКЦИЯ ТЕПЛА В ЛЕДНИКАХ. Перенос тепла в ледниках вместе с движущимся льдом и водой. Поступление льда из более теплой части ледника повышает температуру в данной точке, из более холодной — понижает. Вертикальная адвекция холодного

льда сверху формирует выпуклый изгиб профиля температуры. Горизонтальная адвекция холодного льда приводит к инверсионному профилю, т. е. к понижению температуры с глубиной, особенно в верхней части ледника, адвекция теплого льда из инфильтрационных зон в зоны наложенного льда и абляции — к ускоренному потеплению с глубиной. Адвективный член всегда существует, благодаря чему теплопередача в леднике отличается от теплопередачи в неподвижных горных породах и снежниках. Адвекция тепла с талой водой определяется ее расходом, превышением температуры воды над температурой льда и переносом скрытой теплоты плавления, которая реализуется в виде источника в момент вторичного замерзания. *А. Н. Кренке.*

АДГЕЗИЯ ЛЬДА. См. *сцепление льда*.

АДГЕЗИЯ СНЕГА. Разновидность межкристаллических связей, обусловленных молекулярными взаимодействиями поверхности снежинок с тонкими пленками талой воды. А. с. отличается от кристаллической связи между снежинками, определяемой процессами перекристаллизации, вызванными тепломассопереносом в сухом снеге.

АДСОРБИРОВАННАЯ ВОДА В СНЕГЕ. См. *типы воды в снеге*.

АДСОРБЦИЯ ЛЬДОМ ГАЗОВ И ИОНОВ. Явление поглощения газов и ионов химических элементов или их соединений на поверхности кристаллов снега и льда. В общем случае явление адсорбции обусловлено наличием силового поля у атомов и молекул адсорбентов и зависит от структуры поверхности последних. В зависимости от интенсивности силового поля на поверхности кристаллов снега и льда могут при разных внешних условиях образовываться адсорбированные слои газов толщиной в одну молекулу (мономолекулярные слои) или в несколько молекул (полимолекулярные слои).

Существует ряд факторов, способствующих адсорбции аэрозольных частиц на твердых осадках: броуновское движение микрочастиц и ветровой снос аэрозолей в атмосфере, приводящие к их столкновению с кристаллами снега; электростатическое притяжение между кристаллами снега и частицами или ионами химиче-

ских веществ в атмосфере; градиенты давления пара и температуры между поверхностью кристаллов снега или льда и окружающей средой, возникающие в процессе роста кристаллов, выпадения и отложения их на поверхности. Эффективность этих факторов определяется формой и размерами твердых осадков, а также размерами и распределением аэрозолей.

В адсорбционных процессах, протекающих на твердых осадках, участвуют не только твердые и жидкие аэрозольные частицы, но и газы, содержащиеся в атмосфере и способные вследствие химических реакций переходить в аэрозоли и другие газы. На низких высотных уровнях выпадения осадков ряд химических примесей адсорбируется на поверхности кристаллов снега и льда при прохождении их через загрязненные слои воздуха. Адсорбция атмосферных газов на поверхности снежного покрова приводит к изменениям газового состава включенного в ледниковый лед воздуха. Адсорбция газов на поверхности ледника зависит от температуры и давления в атмосфере и толщины снежного покрова и изменяется в связи с колебаниями климата.

Ф. Г. Гордиенко.

АЙСБЕРГ. Плавающая глыба льда, отколовшаяся от ледника, выступающая над уровнем воды более чем на 5 м. Нередко А. достигают в длину и ширину нескольких км, но изредка в Антарктике встречаются гигантские А. длиной более 100 км. Под водой находится 70—90 % объема А., над поверхностью воды он иногда возвышается на 70—100 м. А. встречаются в океанах, морях и некоторых озерах, гл. обр. в высоких широтах. Отдельные А. переносятся морскими течениями в более низкие широты и пересекают 40° ю. ш. у сев.-зап. берегов Атлантического океана и в юж. частях Атлантического и Индийского океанов. Столкновения с А. были причиной гибели ряда морских судов, напр. парохода „Титаник” в 1912 г., датского судна „Хедтофт” в 1959 г. В настоящее время в Сев. Атлантике существует служба наблюдений за А., называемая *ледовым патрулем*.

А. могут быть на плаву или сидеть на мели. Иногда А., сидящие на

грунте или вмерзшие в припай, образуют скопления, называемые *языками А.* По внешнему виду А. подразделяются на столовые, куполообразные, пирамидальные и разрушающиеся. **Столовые А.** имеют плоские вершины (см. фото II.3); обычно они откалываются от *шельфовых ледников*, поэтому чаще всего встречаются в антарктических водах, но образуются и у берегов Гренландии и других арктических о-вов. **Куполообразные А.** — с вершиной в форме пологого купола, как правило, со множеством трещин; в основном они откалываются от выводных ледников. **Пирамидальные А.** имеют форму, более или менее близкую к пирамидальной (см. фото II.4). **Разрушающиеся А.** отличаются неправильной формой; часто они имеют по две вершины, а соединяющая их часть находится под водой. Отколовшиеся от ледников или А. куски льда высотой от 1 до 5 м называются обломками А. (*айсблоками*), а при высоте менее 1 м над водой — кусками А. Обломки А. обычно имеют площадь 100—300 м², а куски А. — около 20 м².

Существуют проекты использования А. для снабжения пресной водой засушливых прибрежных районов Австралии, Юж. Америки, Передней Азии и Африки (см. *использование А.*).

В. Л. Цуриков.

АЙСБЕРГОВЫЕ ВОДЫ. Большое судоходное водное пространство, где не встречается морской лед, но имеется лед материкового происхождения.

АЙСБЕРГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ. Деформации донных отложений океанов и морей, связанные с динамическим воздействием айсбергов. В соответствии с размерами крупнейших айсбергов, А. д. могут возникать на глубинах до 300—500 м, в Антарктике — до 600 м. Имеют вид борозд выпахивания глубиной до 2—2,5 м, иногда до 10 м, и шириной до 20 м, которые лежат на продолжении фьордов и других ледниковых долин и ориентируются в направлении господствующих течений. Образование борозд сопровождается складчатыми и чешуйчатыми дислокациями грунта, его обогащением валунами и галькой, принесенными айсбергами. В местах

посадки последних на мель наблюдаются изометричные отпечатки. Изучение А. д. имеет большое значение для разработки мер защиты подводных нефте- и газопроводов от повреждений айсбергами (в море Бофорта и других районах Арктики).

М. Г. Гросвальд.

АЙСБЕРГОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. См. *ледниково-морские отложения.*

АЙСБЛОК. См. *айсберг.*

АККУМУЛЯЦИЯ. Процесс или результат увеличения массы ледника за счет отложения на его поверхности выпадающих и нарастающих атмосферных осадков, наметания снега во время метелей, падения снежных и ледяных лавин. Основной источник А. — выпадающие твердые осадки, но количество отложенного снега почти никогда не соответствует количеству выпавших осадков из-за повышенной концентрации снега на ледниках или сноса снега с них. Главными способами измерения А. являются снегомерные съемки на ледниках и измерения в шурфах.

Сумма всех значений А. за балансовый год представляет собой годовую А. Ее можно вычислить для любой точки ледника, отдельных частей и ледника в целом. В первом случае она называется удельной А. и выражается в г/см^2 или водном эквиваленте отложенной массы, в последнем случае — в млн. т или км^3 воды в год. Аккумуляцию на данном леднике характеризуют скоростью и вертикальным градиентом А. Скорость А. — это прирост массы на леднике за рассматриваемый промежуток времени. Вертикальный градиент А. представляет собой изменение аккумуляции на леднике с высотой; он не носит правильного характера, т. е. А. зависит от рельефа ледниковой поверхности и окружающих гор. Максимальные значения А. характерны, как правило, для фирнового бассейна ледника — в центре его за счет наибольшего количества выпадающих осадков, а у задней стенки и по бортам — за счет метелевого приноса снега и схода снежных лавин.

В. М. Котляков.

АКРЕАЦИОННЫЙ ЛЕД. Покров замерзших капель переохлажденной воды или водных растворов на твердом основании. Различают сухой и влажный рост А. л. Сухой рост А. л. происходит в том случае, когда капли

воды переохлаждены до такой степени, что возникающие в них в результате удара о твердую поверхность дендритовые кристаллы льда полностью связывают оставшуюся воду. Для сухого роста требуется переохлаждение не менее чем на 15°C . При температуре ниже -28°C капли воды, контактируя с твердым телом, замерзают почти мгновенно за счет большой энтальпии. Сухой А. л. имеет плотность $100\text{—}450\text{ кг/м}^3$, по внешнему виду напоминает снег. Влажный рост А. л. происходит при недостаточно охлажденном основании, небольшом переохлаждении осаждающихся капель воды или повышенной интенсивности потока диспергированной жидкости. В этих случаях охлажденные капли в момент столкновения с поверхностью аккумуляции отдают незамерзшую воду, часть которой, растекаясь, замерзает в виде ледяных натеков, а другая уносится ветром. Влажный А. л. имеет слоистое строение, матовый цвет, гладкую ячеистую поверхность. Плотность его около 900 кг/м^3 . Существует аккреационный способ возведения ледяных конструкций, заключающийся в послойном нанесении капель диспергированной воды на оболочку (основание) соответствующей конфигурации. В природе образуется при обледенении судов, высотных мачт, проводов, летательных аппаратов.

В. Р. Алексеев.

АКТИВНАЯ РАДИОЛОКАЦИЯ. Дистанционное электромагнитное зондирование объектов, включая природные льды. Выполняется путем облучения объекта электромагнитными волнами и приема отраженных от него сигналов. При исследовании льдов в настоящее время широко применяется импульсный и частотный методы радиолокации (ИМР и ЧМР) и радиолокационные станции (РЛС) бокового обзора. Радиозондирование льдов с помощью ИМР и ЧМР основано на способности электромагнитных волн проникать в лед без существенных потерь и отражаться на границах сред с разными электромагнитными свойствами.

При ИМР получают информацию о временах запаздывания, амплитуде, форме и характере флуктуаций отраженных сигналов от верхней и нижней границ объекта и внутренних неоднородностей. По этим характеристикам, зная скорость распространения

ния электромагнитных волн во льду, определяют толщину льда, глубину и форму внутренних отражающих границ, а также свойства отражающих границ и зондируемой среды. При ЧМР измеряют частоту биений излученного и отраженного сигналов, которая пропорциональна дальности до отражающих границ. Самолетные РЛС бокового обзора излучают электромагнитные волны высокой частоты перпендикулярно к трассе полета под большими углами к вертикали. Отраженные от неровностей поверхности и близповерхностных неоднородностей сигналы дают на экране локатора радиолокационное изображение подстилающей поверхности в полосе шириной несколько десятков км по обе стороны от трассы полета. В отличие от аэровизуальных наблюдений и аэрофотосъемки, радиолокационные изображения с высоким разрешением можно получить в большой полосе обзора независимо от условий облачности и естественной освещенности, причем масштаб съемки не зависит от высоты полета. См. также *радиозондирование льдов, радиозондирование ледников*. Ю. Я. Мачерет.

АКТИВНОСТЬ ЛЕДНИКОВ. Интенсивность внешнего и внутреннего массоэнергообмена в ледниках. Большая А. л. означает большие годовичные объемы аккумуляции и абляции на единицу ледниковой поверхности, т. е. высокую интенсивность участия оледенения в процессе круговорота воды в природе. Лед активных ледников сравнительно быстро движется и производит значительную геологическую работу — эродировать ложе, транспортирует обломки, отлагает морену и флювиогляциальный материал. От А. л. зависит относительная роль талых ледниковых вод в питании рек. Мерой А. л. служит *энергия оледенения* — степень годового прироста вещества с высотой.

Внешние признаки активных ледников — выпуклые языки с большим количеством трещин, наличие свежих морен напора перед фронтом, обилие обломков льда у основания ледниковых обрывов (см. фото III. 5). Ледники с низкой активностью обычно лишены трещин, их языки имеют полого наклонные, плоские и вогнутые

поверхности, которые часто на больших площадях закрыты абляционной мореной. Высокая А. л. характерна для районов с морским климатом. Ледники районов континентального климата обычно малоактивны.

Нередко понятие А. л. связывается со значением ледникового коэф. и фазой колебаний ледников (активные ледники — наступающие, пассивные — отступающие). Это употребление нежелательно. М. Г. Гросвальд.

АКТИВНЫЙ СЛОЙ В ЛЕДНИКЕ (син. *деятельный слой в леднике*). Слой сезонных колебаний температуры в леднике. Нижней границей А. с. в л. считается уровень, на котором колебания затухают в 500 раз медленнее, чем на поверхности. Эта глубина во льду составляет 21—22 м, а в фирне 15 м. Проникновение в фирн инфильтрационной воды настигает и гасит холодную волну, что сокращает мощность активного слоя до 10 м [220]. В активном слое Г. А. Авсюк [5] выделил зоны, различающиеся наличием и устойчивостью знака вертикального градиента температуры льда.

АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Способность снега генерировать и проводить звуковые колебания. Снежный покров почти непроницаем для звуков, источник которых находится в воздухе, но хорошо проницаем для звуков, распространяющихся по снегу, т. е. обладает значительной **звукопроводностью**. Источником звука в снежном покрове могут быть сдвиговые и просадочные явления, в частности просадки снега и фирна на больших площадях, или толчкообразные оседания снега, характерные для обширных ледниковых покровов. Снежный покров, находящийся на склоне в сложно-напряженном состоянии, генерирует колебания в широком диапазоне частот, в т. ч. и слабые звуковые. Издавна известно явление скрипа снега при передвижении по его поверхности, возникающее в результате разрушения межкристаллических связей и смещения снежных кристаллов. Характер скрипа зависит от плотности снега, степени надавливания и температуры. Скрип снега бывает слышен в диапазоне температур от —2 до —20 °С, повышаясь в тоне и силе звука с понижением темпера-

туры, но при морозах ниже -20°C он ослабевает. В условиях снегопада звуки затухают быстрее, чем в спокойном бесснежном воздухе. В тихую безоблачную морозную ночь появляющиеся в воздухе капельки воды (при дыхании, выхлопе и пр.) сразу кристаллизуются, что создает слабый звуковой фон, известный под названием шепота звезд.

Скорость звуковой волны в снеге зависит от его плотности, структуры, влажности, направления прозвучивания образца, степени спекания зерен, температуры, частоты звука. Эксперименты по изучению звукопроводности снега свидетельствуют о том, что в снежном покрове имеется множество каналов, дающих на выходе не одну волну, а спектр волн, на фоне которого выделяются две наиболее интенсивные волны — медленная, распространяющаяся, по-видимому, по кратчайшему расстоянию в воздушных порах, и быстрая волна, идущая кратчайшим расстоянием по ледяному скелету. В диапазоне плотностей снежного покрова от 500 до 100 кг/м^3 скорость медленной волны увеличивается от 120 до 220 м/с, а ее интенсивность возрастает почти на порядок, в то время как скорость быстрой волны уменьшается от 1000 до 150 м/с, а ее интенсивность падает почти на порядок. Эти различия связаны с разным акустическим сопротивлением льда и воздуха. В свежеснеговом снеге скорость распространения звука растет с повышением температуры, а в зернистом снеге при температурах от 0 до -17°C остается без изменений. Звуковые волны, генерируемые внутри снежного покрова и хорошо распространяющиеся внутри слоя, на границе снег — воздух испытывают почти полное отражение, поэтому люди, засыпанные лавинами, хорошо слышат звуки зондирования, шаги по снегу, но спасатели практически не слышат засыпанных людей.

А. с. с. изучены еще недостаточно, а об А. с. с. в движущейся лавине вообще нет экспериментальных данных. Знание А. с. с. весьма важно для поисков людей, засыпанных лавиной; для изучения структуры и свойств снега по его акустическим характеристикам; предсказания лавин по звуковым и другим колебаниям, возникающим в сложно-напряженном

снежном покрове в период, предшествующий сходу лавин; для исследований воздействий на снежный покров естественных землетрясений и искусственно вызванных сотрясений грунта, воздуха и самого снежного покрова.

К. С. Лосев.

АЛАС (якут.). Обширная, часто безлесная плоскодонная котловина размером от десятков м^2 до нескольких десятков км^2 , возникающая в области льдистых многолетнемерзлых пород в результате комплекса криогенных процессов, главную роль среди которых играет таяние подземного льда — повторножильного, сегрегационного залежеобразующего и текстурообразующего и неравномерное оседание протанивающих пород и поверхности, т. е. *термокарст*. Часто А. заняты озерами, болотами или лугами. Широко распространены в равнинных частях Центральной Якутии.

АЛМАЗНАЯ ПЫЛЬ. Выпадение очень мелких (сотые и десятые доли мм) столбчатых кристаллов льда или их обломков при безоблачном небе или высокой облачности. Образуется в результате сублимации водяного пара при низких температурах воздуха; малая скорость падения в условиях безветрия приводит к яркому сверканию кристаллов в лучах солнца, отчего и возникло название А. п. Иногда вызывает явления типа гало: столбы, ложные солнца. А. п. часто наблюдается зимой в Сибири, Арктике и особенно в центральных районах Антарктиды. Масса снега, выпадающего в форме А. п., играет существенную роль в питании Антарктического ледникового покрова. В. М. Котляков.

АЛЬБЕДО ЛЕДНИКА. Отражательная способность поверхности ледника. Равняется отношению отраженного поверхностным слоем радиационного потока к падающему. Обычно относится к видимому участку спектра излучений — коротковолновой радиации. А. л. в каждый момент зависит от свойств поверхности. В период аккумуляции определяется свежим снегом, в период абляции различается в областях питания (влажный снег и фирн) и абляции (лед). В полярных странах (Земля Франца-Иосифа) альbedo свежеснегов составляет 0,85—0,9, уплотненного сухого снега 0,8—0,85, тающего снежного покрова 0,7, коры таяния 0,6—0,65, влажного фирна 0,35—0,45,

тающего льда 0,35—0,4. В горах умеренных широт (Альпы) альbedo свежего снега 0,8, влажного снега 0,6, грязного снега 0,45, чистого фирна 0,52, слегка загрязненного фирна 0,4, грязного фирна 0,25, чистого льда 0,38, слегка загрязненного льда 0,26, грязного льда 0,18, морены 0,12—0,15.

АЛЬBEDO ЛЬДА. См. *оптические свойства льда*.

АЛЬBEDO СНЕЖНОГО ПОКРОВА.

Отражательная способность снежного покрова. Равняется отношению количества солнечной радиации, отраженной от поверхности снега, к количеству радиации, падающей на эту поверхность. Выражается в сотых долях единицы или в процентах. А. с. п. зависит от физических свойств и состояния снега. Колеблется в пределах 0,98—0,10 в зависимости от влажности, структуры, загрязненности снега. Для расчетов принимаются следующие значения А. с. п. [99]: а) свежеснежавший сухой, ослепительно белый снег 0,95—0,80; б) мелкокристаллический, переметенный, сухой чистый снег 0,80—0,65; в) мелкозернистый, слегка влажный, чистый белый снег 0,65—0,55; г) средне- и крупнозернистый, влажный (тающий) чистый (белый с сероватым оттенком) снег 0,55—0,45; д) крупнозернистый очень влажный, залегающий отдельными пятнами, иногда запыленный снег 0,35—0,20; е) смесь воды и снега, а также снег, покрытый тонким слоем воды, 0,20—0,10. Альbedo сухого и чистого снега несколько увеличивается с уменьшением высоты солнца. В течение дня оно опять изменяется мало; наименьшее альbedo наблюдается около полудня, что связано с подтаиванием снега. В течение зимы альbedo сильно изменяется в связи с изменением физических свойств снега; к весне, с загрязнением и увлажнением снега, оно уменьшается. В. М. Котляков.

АЛЬМАН (Ahlmann) Ханс В. (1889—1974). Шведский географ и гляциолог, один из основоположников скандинавской гляциологической школы. С 1929 г. профессор кафедры географии Стокгольмского университета. В 30-х—40-х годах выступил организатором и научным руководителем крупных гляциологических экспедиций: шведско-норвежских на Шпиц-

берген в 1931 и 1934 гг., шведско-исландской на Ватнайёкудль в 1936—1937 гг., шведской в сев.-вост. Гренландию в 1939—1940 гг. и норвежско-британско-шведской на Землю Королевы Мод в Антарктиде в 1949—1952 гг. Итогом уникальных исследований в ряде районов вокруг Сев. Атлантики стала известная монография [234]. Альман изучил зависимость абляции ледников от температуры воздуха, радиационного режима и других факторов, заложил основы исследований баланса массы ледников, создал первую геофизическую классификацию ледников. В 50-х годах впервые исследовал взаимосвязи оледенения и климата в современном и историческом плане [235]. Президент Международной комиссии снега и льда в 1948—1951 гг., президент Международного географического союза в 1956—1960 гг. Посещал Советский Союз в 1934, 1945, 1958 и 1960 гг.

АЛЬПИЙСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ.

Простые *долинные ледники*, спускающиеся за пределы горного цирка по одной долине. Особенно типичны для Альп и там впервые изучены. А. т. л. характеризуется резко выраженным морфологическим обособлением области питания, занимающей вогнутую поверхность ледникового цирка, и области расхода — языка ледника, который стекает по долине и имеет выпуклый поперечный профиль.

АЛЯСКИНСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ.

Редкие в современную эпоху *предгорные ледники*, встречающиеся лишь в областях очень обильного снежного питания. Особенно типичны для Аляски. А. т. л. характеризуется совокупностью ледниковых языков с отдельными областями питания, которые спускаются по разным долинам на предгорную равнину, где сливаются в общую ледяную лопасть.

АМОРФНЫЙ ЛЕД. Твердая вода, не имеющая кристаллического строения. Образуется при конденсации водяного пара на поверхности, температура которой поддерживается ниже —160 °С. Структура и свойства не исследованы. Переходит необратимо в лед I при температуре —129 °С с выделением тепла от 0,8 до 1,3 кДж/моль. В естественных условиях не встречается.

В гляциологии и метеорологии А. л. иногда называют ледяной налет конжеляционного происхождения, образующийся на поверхности градин, летательных аппаратов и наземных предметов, на вид не имеющий кристаллической структуры. Такое употребление термина А. л. неправильно, ибо во всех этих случаях лед имеет кристаллическое строение; для подобных образований целесообразно употреблять понятие *твердый налет*.

В. Р. Алексеев.

АНИЗОТРОПИЯ СВОЙСТВ ЛЬДА.

Различия в механических (особенно в прочностных и пластических), термофизических, оптических, электрических и других свойствах кристаллов льда, а также масс поликристаллического льда, выявляющиеся при измерениях в разных кристаллографических направлениях. Эти различия связаны с особенностями тонкой структуры ледяных кристаллов, в пространственной решетке которых главную роль играют базисные плоскости, имеющие высокую ретикулярную плотность молекул, но сравнительно удаленные друг от друга. См. также *кристаллография льда*.

АНКЕТНЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ. Получение сведений о наблюдаемых снежных и ледовых явлениях от добровольных корреспондентов в форме ответов на заранее поставленные вопросы. Корреспондентами выступали обычно сельские учителя, врачи, егеря, маячники. А. м. и широко применялся до создания сети наблюдательных станций и постов, организации судовых и авиакосмических наблюдений.

АНТАРКТИЧЕСКИЕ ОАЗИСЫ. Свободные от ледникового покрова участки прибрежной зоны Антарктиды, имеющие значительные размеры (не менее десятков км²), сравнительно благоприятный климат, специфичный растительный и животный мир, а также системы ручьев и озер, не промерзающих даже зимой. В то же время они имеют все признаки холодных пустынь: низкие температуры, сухость, повсеместную вечную мерзлоту, сильные ветры, интенсивное физическое выветривание, разорванный растительный покров, представленный лишь мхами, лишайниками и водорослями [105].

На А. о. приходится 18 % периметра материка. Средняя площадь

оазиса 300 км², самый большой из них оазис Мак-Мердо занимает 4500 км². Наиболее типичные А. о. — пришельфовые, т. е. отделенные от моря шельфовыми ледниками. Крупнейший из них — оазис Бангера (537 км²). К этому же типу принадлежат оазисы Обручева, Джетти, Ширмахера, Тарн-Флет и некоторые др. Второй тип А. о. — прибрежный. К нему относятся оазисы, непосредственно граничащие с морем: Вестфолль, Гирсона, Лютцов-Хольм, Терешковой, Молодежный и др., а также группы свободных ото льда островов. Все названные типы А. о. низменные, мелкосопочные, их поверхности редко поднимаются выше 100—200 м. Особый тип А. о. — горный, приуроченный к участкам продуваемых сквозных долин нижнего пояса горных хребтов. К нему принадлежат оазисы Мак-Мердо и Дарвина в Трансантарктических горах, оазис Унтер-Зе в массиве Вольтат, которые ограничены ледниками, запирающими концы долин, и крутыми склонами хребтов.

На площадях А. о. широко распространены формы ледниковой эрозии — барьяны лбы, ложбины выпадания, часто занятые озерами, а также покровы абляционной морены. В горных оазисах („сухих” долинах) известны береговые линии ледниково-подпрудных озер. Все пришельфовые и прибрежные А. о. целиком покрывались льдом в последнюю ледниковую эпоху и освободились от ледникового покрова лишь в голоцене, некоторые даже в его климатическом оптимуме. Однако оазис Мак-Мердо остается свободным ото льда уже более 3—4 млн. лет.

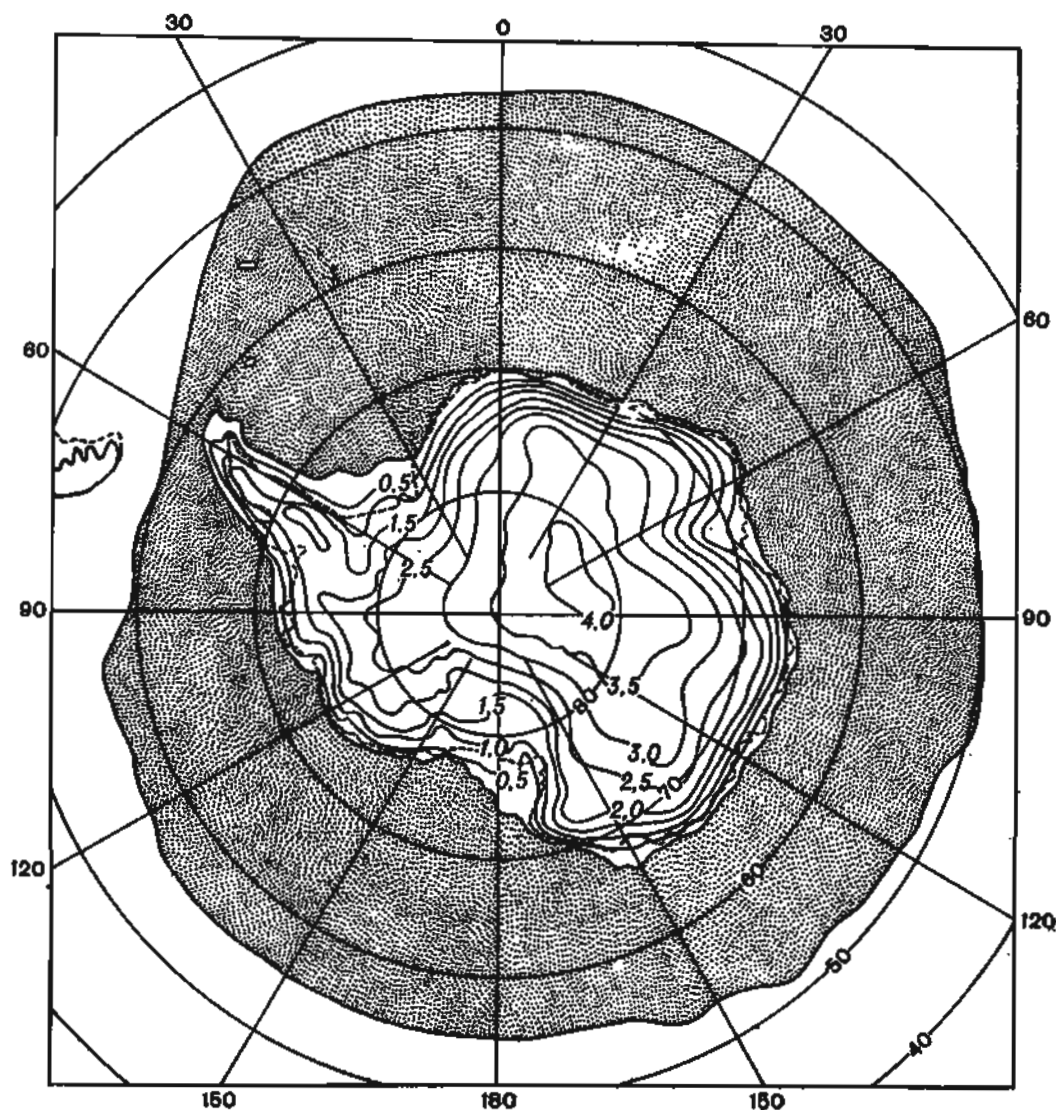
К объяснению генезиса А. о. привлекалось много гипотез, включая разогрев земной коры подземными пожарами угля и вулканическими процессами. Однако они не подтвердились, и сейчас наибольшим признанием пользуется гипотеза обтекания, объясняющая оазисы дифференциацией движения льда в краевой зоне ледникового покрова и сосредоточением всей его массы в ледяных потоках и выводных ледниках. Локальное же оледенение оазисов не развивается в покровное из-за сильных ветров, выносящих снег [7, 168, 186].

М. Г. Гросвальд.

АНТ

АНТАРКТИЧЕСКИЙ ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. Ледниковый покров Антарктиды на разных этапах его позднекайнозойской истории. Судя по геологическим данным, он начал формироваться 20—25 или даже

ский ледниковый щит — существенно позже, в конце миоцена или в плиоцене, когда дальнейшее похолодание океана сделало возможным появление, утолщение и посадку на дно шельфовых ледников. В последующем



Антарктический ледниковый покров во время последнего ледникового максимума 17—21 тыс. л. н. Цифры у изолиний — толщина льда в км, точки — распространение шельфовых ледников и морских льдов.

около 37 млн. л. н., что было связано с похолоданием, вызванным ранними стадиями образования Антарктического циркумполярного течения и ослаблением меридионального теплообмена в юж. полушарии. В Вост. Антарктиде ледниковый щит, подобный современному, появился на рубеже среднего и позднего миоцена (около 14 млн. л. н.), а Западноантарктиче-

А. д. п. уже ни разу не исчезал, хотя и испытывал неоднократные сокращения и разрастания до краев шельфа. Первое такое разрастание имело место около 5 млн. л. н., не менее 4 раз они повторялись за последний миллион лет. Предполагается, что в межледниковые эпохи А. д. п. сокращался примерно до современных размеров и только в особенно теплые из них (су-

перинтергляциалы), подобные последней (микулинской, сангамопской), происходил распад Западноантарктического щита. Подтверждением этого служит уровень океана 125 тыс. л. н., поднимавшийся на 6—8 м выше современного.

Судя по ^{14}C возрасту морских и озерных уровней района Мак-Мердо, последний ледниковый максимум Антарктиды имел место между 17 и 21 тыс. л. н., одновременно с позднечетвертичным максимумом оледенения сев. полушария. Реконструкция А. д. п. для этого времени, выполненная Дж. Дентоном и Т. Хьюзом (см. рис.), предполагает полное оледенение континентального шельфа, включая области морей Росса и Уэдделла; для Зап. Антарктиды рисуется ледниковый купол с высотой 2650 м, для Вост. Антарктиды — более крупный купол с высотой 4050 м. Объем всего покрова по этой реконструкции возрастал до 37,7 млн. км³. Однако новые, более высокие оценки объема современного ледникового покрова, основанные на данных радиозондирования (Д. Дрюри: $30 \pm 2,5$ млн. км³), заставляют пересмотреть объем древнего ледникового покрова в сторону его увеличения (до 42—45 млн. км³). Возможно также, что по своей периферии А. д. п. обрамлялся плавучими шельфовыми ледниками, однако их размеры неизвестны. Граница паковых льдов сдвигалась к северу в среднем на 10° — в Атлантическом секторе до 47° ю. ш., в Индийском до 50° ю. ш., в Тихоокеанском до 56° ю. ш.

Существуют также другие варианты реконструкций, которые предполагают как меньшие размеры А. д. п., так и несинхронность его максимумов с кульминациями оледенений сев. полушария. Лит.: [14, 244, 309].

М. Г. Гросвальд.

АНТИГЛЯЦИАЛИЗМ. Течение в четвертичной геологии и палеогеографии, в основе которого лежит отрицание древних покровных оледенений на равнинах умеренного и субарктического поясов. В СССР наиболее известными антигляциалистами были И. Г. Пидопличко и П. С. Макеев (40-е и 50-е годы). Это течение усилилось в связи с трудностями диагностики и палеогеографической интерпретации ледниковых отложений Зап. Сибири и бассейна р. Печоры,

исследования которых развернулись в 50-е—60-е годы. Во многих геологических документах этого времени — стратиграфических схемах, сводках, картах и даже учебниках плейстоценовые разрезы этих областей трактовались как целиком морские и ледниково-морские. Т. о., А. принял форму маринизма, т. е. возрожденной дрифтовой концепции (см. *ледниковая теория*).

Корни появления маринизма — в отставании ледниковой теории, в неразработанности ее разделов, касающихся проблем оледенений континентальных шельфов и приморских низменностей (мариногляциологии), в т. ч. специфичности их морфолитогенеза. Другие причины — непонимание многими геологами ведущей роли глобальных палеоклиматических изменений в развитии природных обстановок плейстоцена, а также серьезная недооценка гляциоизостатических эффектов оледенений. Поэтому в морских трансгрессиях, характерных для позднеледниковых этапов истории гляциальных приморских низменностей, эти геологи видели не нормальное следствие покровных оледенений, а независимые от оледенений (и климата) явления, обусловленные тектоникой. Лит. [192]. *М. Г. Гросвальд.*

АНТРОПОГЕННЫЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ЛЬДА. Загрязнения льда антропогенного происхождения. А. з. л. повышают кислотность атмосферных осадков. При росте кислотности показатель рН понижается от нормального, равного 5,7, до 4,0 и даже ниже. Две трети такого окисления приходится на сульфаты, остальное — на азотную и соляную кислоты. А. з. л. — это также тяжелые металлы: свинец (вследствие сгорания бензина), ванадий (от тяжелых масел), а также кадмий, ртуть, цинк, титан, марганец. Особый вид загрязнений представляют углеводороды, пестициды (ДДТ и др.), фреоны.

А. з. л. выявляются по химическому анализу глубоких, охватывающих сотни лет и более, кернов в холодных ледниках. В Антарктиде в последние годы появились пестициды и продукты ядерных взрывов, но роста кислотности и тяжелых металлов пока не отмечено. В Гренландии в последние годы по большинству элементов вариации не вышли за пределы естественных, но возросло содержание

цинка; на Памирском фирновом плато (6000 м над ур. м.) увеличилось содержание ртути. Идентификация антропогенных загрязнений на теплых ледниках затруднена миграцией в них химических примесей. А. Н. Кренке.

АРМИРОВАНИЕ ЛЬДА. Метод повышения механической прочности льда посредством внесения в замерзающую воду различных веществ — древесных опилок, стружки, хвороста, бумаги, хлопка, стекловолокна, ткани, песка, гравия и пр. Эффективность А. л. зависит от смерзаемости ледяных кристаллов с упрочнителями, от количества и прочности самих добавок. Обычно А. л. проводится путем послойного нанесения инородных материалов на ранее подготовленную ледяную поверхность и последующего их залива относительно тонкими слоями воды.

АРМИРОВАННЫЙ ЛЕД. Замороженная вода с добавками различных веществ, повышающих механическую прочность льда. Применяется при строительстве ледяных складов, дорог, переправ, платформ и пр. Изготавливается послойным или брызговым намораживанием. Различают три основные разновидности А. л.: *дереволед*, *льдобетон* и *пластолед*.

АСПЕКТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Характер залегания снежного покрова, придающий ландшафту определенный облик в соответствии с состоянием и распространением снега. Можно различать пять А. с. п.: предзимний — этап временных снежных покровов от образования первого снежного покрова до его установления; зимний — период устойчивого снежного покрова; снеготаяния — от начала разрушения устойчивого снежного покрова до его схода; послезимний — с временными весенними снежными покровами; весенний — с весенними снежниками, оставшимися после схода снежного покрова.

АТАКСИТОВЫЙ ЛЕД. Один из видов первичного внутригрунтового льда сегрегационно-цементного типа, образующийся в тонкодисперсных породах. Наиболее характерен для нижнего горизонта сезоннокриогенных пород в зоне низкотемпературных многолетнемерзлых пород (-5°C и ниже); обуславливает специфическую

атакситовую криотекстуру мерзлых пород.

АТЛАС ЛАВИН. Собрание фотографий, на которых показаны документированные снежно-лавиновые явления, иллюстрирующие *Международную морфологическую классификацию лавин*. А. л. подготовлен специальной рабочей группой Международной комиссии снега и льда под председательством М. Де-Кервена в 70-х годах и издан при содействии ЮНЕСКО в 1982 г. на шести языках: русском, английском, французском, немецком, испанском и итальянском.

АТЛАС ЛЕДОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ. Справочное пособие для судоводителей, гидрологов ледовой разведки и работников морских гидрометстанций, выполняющих ледовые наблюдения [29]. Цель Атласа заключается в обеспечении единообразия наблюдений за морскими льдами. Атлас содержит: краткое описание процессов образования, деформации и таяния морских льдов; расположенные в тематическом порядке термины отечественной номенклатуры морских льдов и соответствующие им термины номенклатуры ВМО на английском языке; сопровождаемые пояснениями фотографии основных ледовых образований и некоторых явлений, происходящих в ледяном покрове; таблицу условных обозначений, применяемых на оперативных и обзорных ледовых картах.

АТЛАС СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ РЕСУРСОВ МИРА. Создаваемое впервые в мире крупное картографическое произведение, цель которого заключается в глобальной оценке запасов снега и льда, характеристике их режима, изменчивости и возможностей использования. С 1977 г. составляется в СССР как национальный вклад нашей страны в Международную гидрологическую программу. Главная задача Атласа состоит в показе всех районов со снегом и льдом и всех аспектов, связанных с природными льдами в этих районах, а также изменчивости физико-географических условий таких территорий в прошлом, современного их режима и прогноза будущего развития. Атлас предполагается как часть серии советских мировых атласов.

Всего в Атласе помещается около 750 карт разных масштабов. В соответствии с глобальным, региональным и прикладным значением льдов на Земле А. с.-л. р. м. состоит из трех частей — вводной, региональной и

Все содержание Атласа объединяется в 17 тематических разделов, тесно связанных между собой (см. рис.). Материалами для составления карт Атласа служат топографические карты, каталоги ледников, результаты

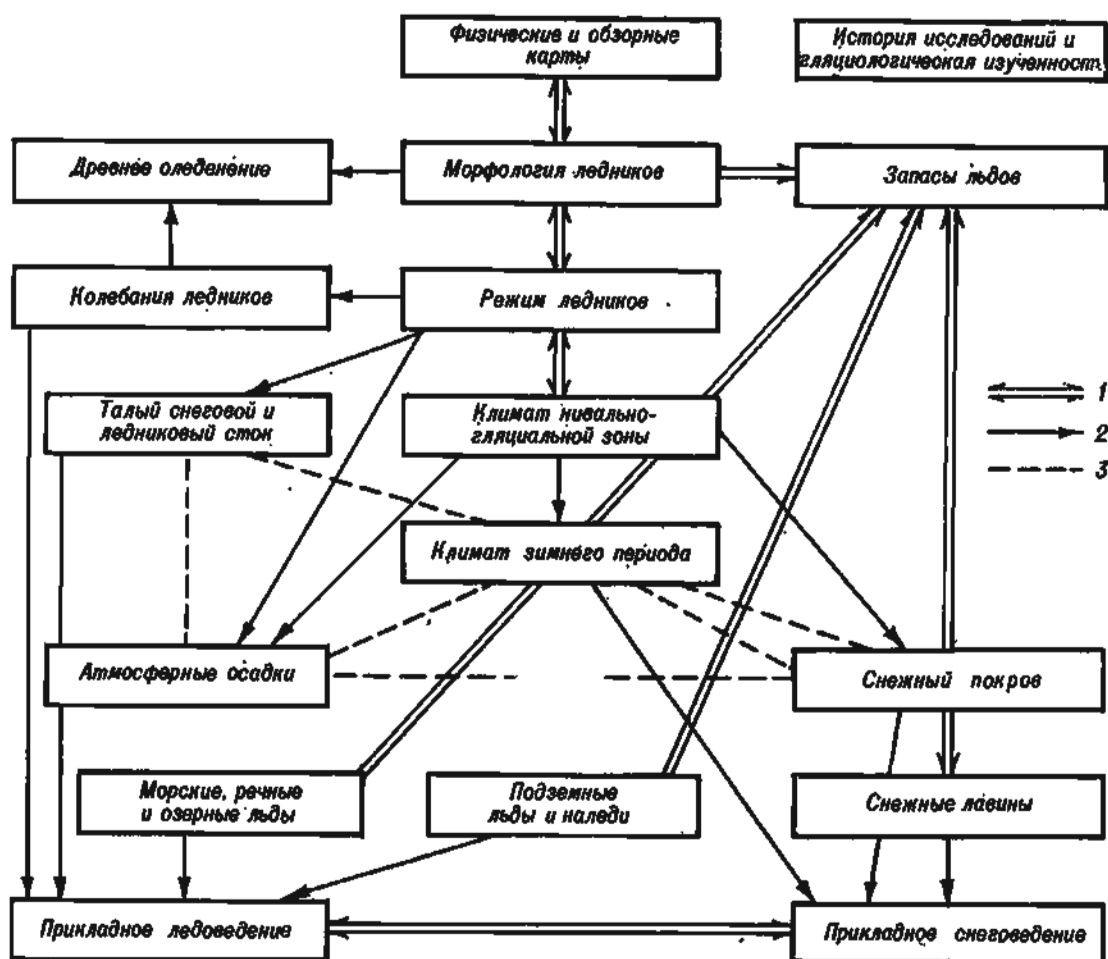


Схема тематических разделов Атласа снежно-ледовых ресурсов мира и взаимосвязи между ними: 1 — разделы, связанные общими расчетами и параметрами, 2 — разделы, где используются отдельные показатели, 3 — требуются согласования и увязки на последних этапах составления.

прикладной. Вводная часть содержит мелкомасштабные карты земного шара, на которых показано распространение на Земле всех видов природных льдов. В региональной части приводится основной материал — от мелкомасштабных карт материков и природных областей до планов отдельных ледников, наиболее типичных или важных в хозяйственном отношении. В прикладной части показаны возможности использования снега и льда и борьбы с их отрицательными воздействиями, дается прогноз развития снежно-ледовых явлений при естественном ходе природных процессов и с учетом возрастающего антропогенного фактора.

полевых исследований, стандартная гидрометеорологическая информация, космическая съемка. Широко используются косвенные методы расчета режимных показателей на основе стандартных данных. С помощью изолиний, ареалов и разных условных обозначений в Атласе отражаются весьма разнородные явления: сезонные (снежный покров, речные и морские однолетние льды), существующие по нескольку лет (снежники, наледи), нерегулярные (снежные лавины и подвижки ледников) и, наконец, „вечные“ (ледники, подземные и многолетние морские льды).

Помимо первого, картографического тома готовится второй, тексто-

вой том Атласа, в котором будут изложены методологические основы изучения снежно-ледовых ресурсов и даны практические рекомендации по их использованию. *В. М. Котляков.*

АТЛАСЫ ЛЕДНИКОВ. Собрания общегеографических и специальных карт, характеризующих положение и режим ледников в том или ином районе. Обычно включают физические карты рассматриваемого ледникового района, карты морфологии и некоторых показателей режима ледников, иногда их дополняют климатические и геоморфологические карты. Ярким примером может служить Атлас ледников Эльбруса, составленный по итогам МГГ. Наиболее полным А. л. будет составляемый сейчас в СССР *Атлас снежно-ледовых ресурсов мира.*
АТМОГЕННЫЙ ЛЕД. См. *атмосферный лед.*

АТМОСФЕРНЫЙ ЛЕД. Лед, образующийся в воздухе или на разных поверхностях из воздуха. Включает частицы льда, взвешенные в атмосфере и выпадающие из нее на земную поверхность, а также ледяные кристаллы и твердый налет, образующийся на поверхности земли, наземных предметах и летательных аппаратах в воздухе. К А. л. относятся выпадающие твердые осадки: снежные кристаллы разнообразных форм, снежная и ледяная крупа, град, ледяные иглы; нарастающие твердые осадки: иней, изморозь, твердый налет, гололед; обледенение самолетов. В том же значении иногда употребляется термин *атмогенный лед.*

Масса А. л. на Земле равна $1,68 \cdot 10^{18}$ г, что составляет около 18 % массы водяного пара и 0,03 % массы атмосферы. *В. М. Котляков.*
АЭРИРОВАННЫЙ ГРАНУЛИРОВАННЫЙ ЛЕД. См. *аэрированный лед.*

АЭРИРОВАННЫЙ ЛЕД. Замерзшая вода, насыщенная пузырьками воздуха. Формируется: 1) при больших скоростях кристаллизации воды, содержащей растворенный воздух, или в условиях замкнутой системы; 2) при замерзании низкократных водно-воздушных пен; 3) в процессе динамометаморфизма сухого мелкодисперсного льда, при котором воздушные включения оказываются зажатыми

между деформированными ледяными кристаллами. Отличается белым или матовым цветом.

Разновидностью А. л. служит *аэрированный гранулированный лед*, или замороженные капли низкократной пены, которые получают диспергированием водного раствора поверхностно-активных веществ в холодную атмосферу. Насыщение воды воздухом происходит в процессе дробления и полета капель. Поверхностно-активные вещества способствуют удержанию пузырьков воздуха. Этот вид льда имеет низкий коэф. теплопроводности и малую плотность ($100-150 \text{ кг/м}^3$). Используется в качестве теплоизоляционного материала на предприятиях горнодобывающей промышленности и в сельском хозяйстве.

В. Р. Алексеев.

АЭРОФОТОСЪЕМКА СНЕГА И ЛЬДА. Фотографирование с воздуха снежно-ледовых образований на земной поверхности. А. с. и л. складывается из лётно-съёмочных работ и фотолaborаторной обработки аэрофильмов; выполняется специальными аэрофотоаппаратами на черно-белых и цветных (включая спектрозональные) аэропленках. Получаемые в результате аэрофотосъёмки снимки представляют собой изображение территории в центральной проекции и могут быть использованы в измерительных целях. Серия последовательных аэроснимков делается с перекрытием (в продольном направлении обычно на 60 %, а в поперечном — на 30 %), что позволяет с помощью стереоскопических приборов воссоздавать объемную модель сфотографированной местности, определять плановое положение природных объектов и их относительное превышение. С помощью дешифрирования аэроснимков дистанционно изучают природные, в т. ч. гляциологические процессы.

Повторные аэрофотосъёмки дают возможность определять размеры и положение ледников и колебания их во времени, по каким-либо приметным точкам или искусственным маркам измерять движение льда. По аэроснимкам легко отбивается *граница сезонного снега*, что позволяет использовать их для измерения снегонакопления *методом теплового прояв-*

ления снеготопивости. Аэрофотосъемка дает возможность анализировать сход снежных лавин и гляциальных селей и определять лавинную и селевую опасность по их следам на местности. А. с. и л. используется для выяснения ледовой обстановки на морях, озерах

и реках и иногда представляет собой часть ледовой разведки. В последние годы аэрофотосъемка в гляциологии все более заменяется космической съемкой снега и льда.

В. М. Котляков.



БАДД (Budd) Уильям (род. 1938). Австралийский гляциолог, специалист по динамике ледников. В 1961—1964 гг. выполнил детальные исследования по гляциологии и климатологии на австралийских антарктических станциях Уилкс и Моусон. С 1968 г. работает в Антарктическом отделе Министерства иностранных дел Австралии, с 1979 г. профессор на кафедре климатологии Мельбурнского университета, руководитель австралийских гляциологических исследований в Антарктиде. С 1983 г. вице-президент Международной комиссии снега и льда. Внес значительный вклад в физику деформаций ледников, кристаллографию ледникового льда, динамику пульсирующих ледников, теорию метелевого переноса и испарения снега, комплексный анализ ледникового керна из глубоких скважин [242].

БАДЕР, Бейдер (Bader) Генри (род. 1907). Швейцарский, с 1947 г. американский физик и гляциолог. Один из организаторов Института снега, льда и мерзлых пород (SIPRE) в США и его ведущий специалист (1947—1960). Руководитель американских работ по программе МГГ (1957—1959). Исследовал минералогию и метаморфизм снега, проблемы глубокого бурения на полярных ледниковых щитах, примеси в ледниковом льду, всесторонне изучал Гренландский ледниковый щит. В 1967 г. получил высшую награду Международного гляциологического общества „Кристалл Зелигмана“.

БАДУМБА. Подводное ледяное образование в виде опрокинутого усеченного овального конуса, примерзшего ко дну. При полном развитии верхушка Б. характерной округлой формы выступает над водной поверхностью. Наблюдается на порожистых участках рек с каменистым дном.

БАЗИСНАЯ ПЛОСКОСТЬ КРИСТАЛЛА. См. кристаллография льда. **БАЗИС ОЛЕДЕНЕНИЯ**. Нижняя граница возможного сползания языков ледников, отвечающая высоте днищ долин в данном районе. Глубокий Б. о. ограничивает развитие ледниковых языков, т. к. они не могут существовать в теплых условиях нижних уровней. Высокий Б. о., наоборот, способствует оледенению, поскольку позволяет распространиться языкам ледников на плоских днищах высоко расположенных долин. Это хорошо видно на Вост. Памире, где пологий язык ледника Октябрьского на юж. склоне Заалайского хр. оканчивается на 700 м выше ледника Ленина на противоположном, сев. склоне хребта, но превосходит его по длине в 1,5 раза. В. М. Котляков.

БАЙДЖАРАХ, ба й д ж е р а х (якут.). Положительная форма криогенного рельефа, представляющая собой вытянутое ядро жильного полигона конусовидной или клумбовидной формы. Сложен мерзлым грунтом, высота от одного до нескольких метров, диаметр основания от 3 до 30 м. Б. встречается на достаточно крутых участках склонов в области многолетнемерзлых пород при проявлении термокарстовых и термоэрозийных процессов по решетке повторножильных льдов. Представляет собой стадию разрушения жильно-полигонального рельефа.

БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА. Соотношение прихода и расхода массы снега и льда на леднике за определенное время. Фактически на леднике в качестве баланса измеряется изменение массы (выраженное водным эквивалентом или в единицах массы на единицу площади) относительно летней поверхности предыдущего года. Нарастание массы от летней поверхности до максимума снегонакопления,

наступающего в конце зимы, называется зимним балансом массы, а уменьшение массы от максимума снегонакопления до конца таяния, когда формируется новая летняя поверхность, называется летним балансом массы. И аккумуляция, и абляция могут происходить в течение всего года. Сумма всех значений аккумуляции за балансовый год представляет собой годовую аккумуляцию, а сумма всех значений абляции — годовую абляцию. Алгебраическая сумма годовой аккумуляции и годовой абляции дает годовой баланс массы. Его можно вычислить для любой точки ледника, отдельных частей или ледника в целом. В первом случае он называется удельным балансом массы (единица измерения $г/см^2$), в последнем — полным балансом массы (единицы измерения: млн. т или $км^3$ воды). Часто вычисляют отдельно годовой баланс области аккумуляции и области абляции ледника либо высотных зон. Удельный Б. м. л. закономерно увеличивается с высотой, что позволяет строить и анализировать балансовые кривые.

Существует два вида полевых измерений Б. м. л.: стратиграфическая система и система фиксированных дат. Стратиграфическая система предполагает получение необходимых данных путем измерений в шурфах или скважинах при полустационарных исследованиях, при этом основным маркирующим горизонтом служит летняя поверхность. Система фиксированных дат исходит из регулярных наблюдений на леднике при стационарных работах, проводимых в определенные сроки. Обе системы связаны между собой довольно сложными соотношениями, разработанными М. Майером с сотрудниками [144, 274, 275]. Основные используемые понятия и их взаимоотношения разъясняются на рисунке и в подписи к нему на с. 51.

В. М. Котляков.
БАЛАНС МЕТЕЛЕВОГО ПЕРЕНОСА. Результирующая приноса и выноса снега в снегосборном бассейне за одну метель или за всю зиму. Уравнение Б. м. п. имеет вид [30]:

$$M - M_1 - X + M_2 + M_3 = 0,$$

где M_1 — принос снега в бассейн из-

вне, M_2 — ветровой вынос снега за его пределы, X — твердые осадки, M_3 — испарение и таяние снега внутри бассейна, M — разность ($M_k - M_n$) между запасами воды в снежном покрове в бассейне в конце метели M_k и в начале M_n , если речь идет о балансе снега за время одной метели. В расчетах за всю зиму начальный запас M_n принимается равным нулю.

Б. м. п. используется при подсчете возможных объемов снегопереноса за часть зимы или за зиму в целом для всех возможных направлений метелевых ветров. При определении снегопереноса для целей снегозащиты дороги последняя рассматривается как одна из границ снегосборного бассейна. Если ветер пересекает дорогу под углом, то количество снега, подносимого к дороге, равно $M_2 \cos \alpha$.

А. К. Дюнин.
БАЛАНС МОРЕННОГО МАТЕРИАЛА. Система показателей, дающая количественную характеристику динамики моренного материала в леднике (влекомой морены) и на ледниковом ложе и предполье (отложенной морены). В наиболее полном виде Б. м. м. включает такие статьи, как поступление обломочного материала на ледник со склонов; поступление морены в ледник с ложа в процессе экзарации; количество поверхностной, внутренней и придонной морены в леднике; отложение подледной морены вытаявания; отложение абляционной морены перед фронтом и у краев ледника; вынос отложенной морены ледниковыми реками и некоторые другие. Подсчет Б. м. м. позволяет количественно оценивать интенсивность ледниковой эрозии и аккумуляции, определять относительную роль в этом процессе разных механизмов.

М. Г. Гросвальд.
БАЛАНС СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Результирующая процессов накопления и убыли снега, обычно положительная в период снегонакопления, отрицательная в период снеготаяния и при сильных оттепелях. Уравнение Б. с. п.:

$$M = X + (q_n - q_v) \pm E - v,$$

где M — масса отложенного снега, X — выпавшие атмосферные осадки, $q_n - q_v$ — разность между приносом

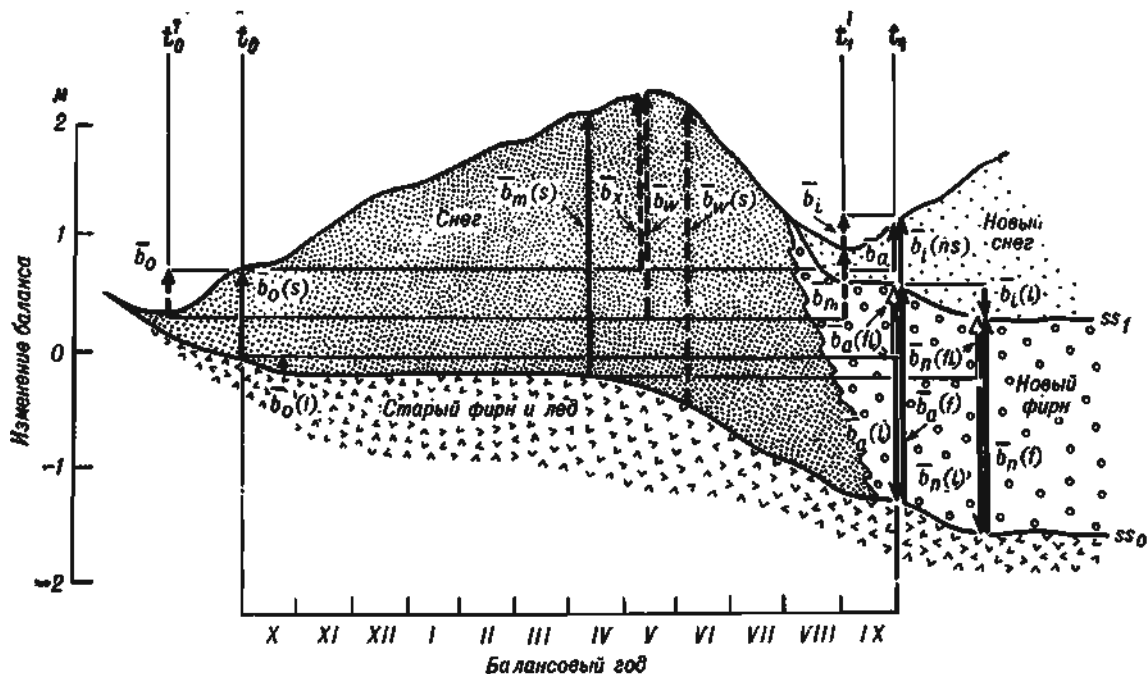
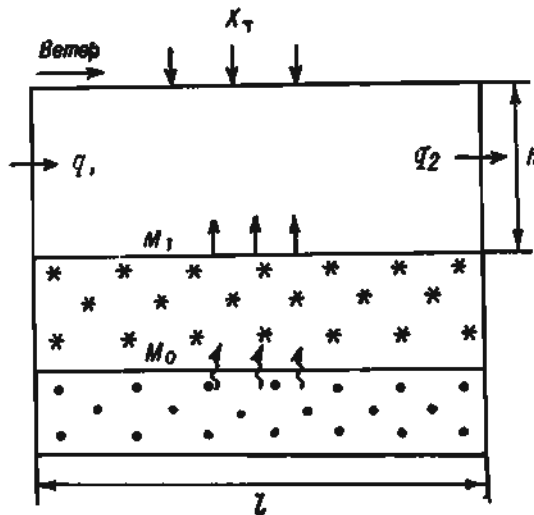


Диаграмма величин баланса массы ледника, осредненных по площади, и некоторые пояснения к методике вычислений баланса: ss_0 — последняя летняя поверхность в шурфе, вырытом зимой или весной; ss_1 — следующая летняя поверхность после начала таяния, обнаруженная в верхней части области аккумуляции; снег (s) — условное название снега текущего года, вскрытого в шурфе выше ss_1 ; новый снег (ns) — условное название свежего снега, вскрытого в шурфе выше ss_1 ; старый фирн и лед (fi) — условное название фирна и льда возрастом более одного года, вскрытого в шурфе ниже ss_0 ; новый фирн (f) — условное название остатков снега предыдущего балансового года, обнаруженных в шурфах ниже ss_1 . С наступлением нового балансового года ss_0 не используется, ss_1 становится ss_0 , новый снег называется снегом, новый фирн превращается в старый фирн и лед; t_0 — начало балансового года, t_1 — конец балансового года, t_0' — время минимума массы ледника около начала балансового года, t_1' — время минимума массы ледника вблизи конца балансового года; стрелки, направленные вверх, указывают на добавление массы с течением времени — эти величины баланса положительны, и наоборот; b_0 — начальный баланс прироста — изменение баланса между t_0' и t_0 ; $b_0(s)$ — начальный баланс снега — снег, отложенный на летней поверхности ss_0 в момент t_0 ; $b_0(l)$ — начальный баланс льда — стайвание старого фирна и льда в области после t_0 и до начала таяния следующей весной; $b_m(s)$ — измеренный зимний баланс снега — количество снега выше летней поверхности ss_0 , получаемое в результате снегосъемки, проводимой в период максимума снеготопливных запасов на леднике или близкий к нему; b_x — максимальный баланс — наибольший на протяжении балансового года, $b_x = b_w - b_0$ (b_w — зимний баланс — наибольший по отношению к моменту t_0'); $b_w(s)$ — максимальный зимний баланс снега — максимум массы снега в течение балансового года; b_n — чистый баланс массы — изменение запасов снега, фирна и льда между моментами минимума массы; b_l — конечный балансовый прирост — изменение баланса между временем минимума массы t_1' и концом балансового года t_1 ; b_a — годовой баланс — изменение запасов снега, фирна и льда между t_0 и t_1 ; $b_l(ns)$ — конечный баланс нового снега — снег, отложенный на летней поверхности ss_1 к моменту t_1 ; $b_a(fi)$ — годовой баланс фирна и льда — изменение массы фирна и льда в течение балансового года; $b_a(i)$ — годовой баланс льда — стайвание старого фирна и льда в области абляции за балансовый год; $b_n(f)$ — новый фирн, образовавшийся на леднике в течение балансового года, определяется в шурфах в момент t_1 ; $b_l(i)$ — конечный баланс льда — стайвание старого фирна и льда в области абляции после t_1 и до начала таяния следующей весной; $b_n(fi)$ — чистый баланс фирна и льда — изменения массы фирна и льда в течение одного сезона таяния, $b_n(fi) = b_n(f) + b_n(i)$; $b_n(i)$ — чистый баланс льда — стайвание старого фирна и льда в области абляции за один сезон таяния; $b_n(f)$ — чистый прирост фирна — прирост нового фирна в области аккумуляции, измеренный в шурфах осенью по окончании абляции. На многих ледниках такие поправочные величины, как начальный баланс прироста b_0 , начальный баланс снега $b_0(s)$, начальный баланс льда $b_0(l)$ и конечный баланс нового снега $b_l(ns)$ близки к нулю, и для упрощения расчетов ими можно пренебречь.

БАЛ — БАР

и выносом метелевого снега, E — итог процессов испарения и конденсации снега, v — водоотдача тающего снега. Б. с. п. может быть рассчитан для отдельной точки и для любой замкнутой территории, напр. речного бассейна, а также для разных временных интервалов, в т. ч. для отдельной метели. В этом случае Б. с. п. в параллелепипеде $l \times h \times 1$ (см. рис.) при



• 1 * 2

Баланс снега во время общей метели: 1 — старый снег, 2 — снег, отложенный во время метели.

отсутствии поступления снега сбоку составит:

$$(M_1 - M_0)l = q_1 - q_2 + (X_T - E)l + zl,$$

где M_0 и M_1 — масса аккумулярованного снега до начала общей метели и в конце ее; q_1 и q_2 — общий перенос снега во время общей метели в слое h высотой 2—4 м через два поперечника, ограничивающие выбранный параллелепипед; X_T — количество выпавших за метель твердых осадков; z — перенос вещества вверх из старого снега. Исходя из этого уравнения, по метелемерным и снегомерным измерениям можно определить количество выпавших в метель осадков, которые непосредственно измерить невозможно из-за больших погрешностей в показаниях осадкомера во время метели. Пренебрегая величинами E и z из-за их малости, получаем искомые осадки:

$$X_T = M_1 - M_0 + (q_2 - q_1)/l.$$

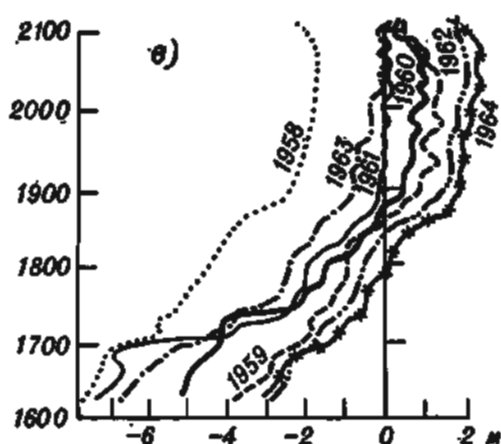
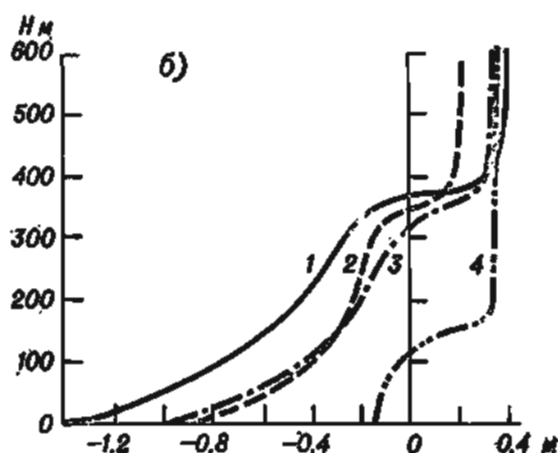
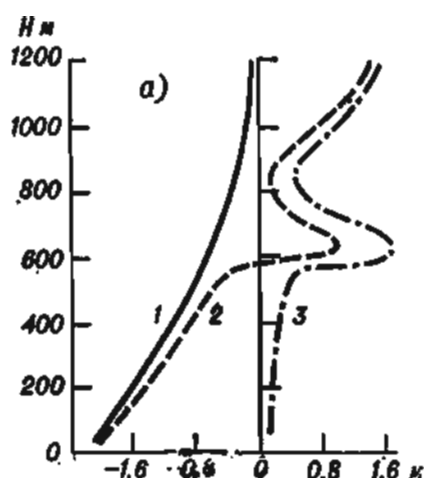
На значительных ровных участках

установившегося метелевого переноса, где снеговетровой поток насыщен и значения q_1 и q_2 равны, количество выпавших осадков равно массе свежего снега, отложенного во время общей метели.

В. М. Котляков.
БАЛАНСОВЫЕ КРИВЫЕ. Графики зависимости от высоты удельного баланса массы ледника и его составляющих — аккумуляции и абляции. Предложены Х. Альманом [234], ныне широко используются для анализа режима и баланса ледника в разных высотных зонах и их изменчивости от года к году. По оси абсцисс откладывается баланс массы в г/см² (или в метрах слоя воды), а по оси ординат — абс. высота H в м. На рис. 8 (с. 53) показано, что форма Б. к. на одном и том же леднике от года к году меняется мало; в зависимости от абс. значения баланса массы происходит лишь перемещение Б. к. в сторону от кривой, соответствующей стационарному состоянию ледника, что можно использовать для косвенных расчетов баланса массы ледников.

В. М. Котляков.
БАЛАНСОВЫЙ ГОД. Интервал времени, в течение которого последовательное преобладание процессов аккумуляции и абляции образует замкнутый цикл внешнего массообмена ледника. Б. г. представляет собой промежуток времени между образованием двух последовательных *летних поверхностей*. В зависимости от условий погоды он может продолжаться и больше, и меньше 365 дней. Для горных ледников умеренных широт в качестве условной границы Б. г. принимается 1 октября. Б. г. состоит из зимнего (холодного) сезона, или *периода аккумуляции*, и летнего (теплого) сезона, или *периода абляции*.

В. М. Котляков.
БАНК ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ. Система сбора, хранения, выдачи и распространения информации о снеге и льдах, которая должна удовлетворять все возрастающие требования к оперативности, точности, полноте обработки и научного анализа гляциологических данных. Современный Б. г. д. строится на основе машинного хранения материалов с использованием ЭВМ серии ЕС. Вход-



Балансовые кривые ледников: а — кривые абляции (1), аккумуляции (3) и баланса массы (2) ледника Норденшельда на Шпицбергене в 1964/65 балансовом году; б — кривые баланса ледника о. Гукера на Земле Франца-Иосифа за 1958/59 г. (1), 1957/58 г. (2), в среднем за 1930—1959 гг. (3) и для условий стационарного режима ледников Земли Франца-Иосифа в целом (4); в — кривые баланса Южного Каскадного ледника на западе США за 1958—1964 гг.

ными данными для банка служат различные каталоги и кадастры, результаты оперативных наблюдений метеорологических, гидрологических, снеговалинных и ледниковых станций, самолетные и спутниковые данные, экспедиционные материалы по режиму снежно-ледовых объектов и их изменчивости, некоторые архивные сведения по гляциологии.

Из-за сложности нивально-гляциальных систем Б. г. д. строится по отдельным подсистемам, таким, как ледники, снежные лавины, льды водоемов, наледи, снежный покров, подземные льды и др. Благодаря использованию файлов корректуры данные банка могут дополняться, видоизменяться с уничтожением ненужных материалов и тем самым поддерживаться в постоянной готовности. Содержание Б. г. д. будет служить основой для издания справочников, необходимых народному хозяйству; создания методик, в основном автоматизированных, прогнозирования стихийных явлений; научно-исследовательских работ и в первую очередь

создания моделей нивально-гляциальных процессов; составления тематических гляциологических карт.

Б. г. д. должен быть связан, с одной стороны, с системой хранения гидрометеорологической информации (сведений об атмосфере и гидросфере), а с другой — с центрами хранения данных по геофизике — солнечно-земным связям и „твердой“ Земле. Взаимный обмен информацией с этими центрами позволит вести глобальный анализ причин, механизма и последствий изменчивости снежно-ледовых явлений и процессов. Работа по созданию современного Б. г. д. в нашей стране начата в конце 70-х годов [52].

В. М. Котляков.

БАРАНЬИ ЛЬДЫ. Продолговатые асимметричные холмы высотой от нескольких метров до десятков метров, сложенные прочными, чаще всего изверженными породами со следами интенсивной ледниковой обработки. Длинные оси Б. л. вытянуты в направлении движения льда; их проксимальные (напорные) стороны имеют пологие уклоны и сглаженную округ-

лую форму, они покрыты штрихами, бороздами и серповидными шрамами; дистальные склоны Б. л. крутые, с неровной „рваной“ поверхностью. Выработка напорных склонов связывается с ледниковой абразией (истиранием, спиливанием), выработка дистальных склонов — с процессами ледникового отщепления и выламывания блоков, ограниченных поверхностями трещиноватости.

Ориентировка напорных и дистальных склонов Б. л. — один из надежных индикаторов направления движения древних ледников. Дополнительную информацию дают штрихи и борозды. Последние во многих случаях образуют не одну, а две-три системы, которые позволяют судить об изменении движения льда при отступании ледникового края. Скопления Б. л. образуют геоморфологические комплексы, называемые **курчавыми скалами**.

Различные гипотезы связывают генезис Б. л. с неровностями доледникового рельефа, с селективной ледниковой эрозией трещиноватых и массивных пород или пород разной прочности. Особняком стоит гипотеза, объясняющая Б. л. неравномерной экзарацией, которая обусловлена чередованием антиклинальных и синклинальных структур („стоячими волнами“) в ледниках. *М. Г. Гросвальд.*

БАРЬЕР ТОРОСОВ. См. *торос*.

БАСЕЙН ВЫПАХИВАНИЯ. См. *троговые долины*.

БАСЕЙН ИСТЕЧЕНИЯ. Циркообразная впадина на склоне ледникового щита или купола, служащая верховьем выводного ледника или ледяного потока. Термин введен Р. Пири после исследований Гренландского ледникового покрова.

БАСЕЙН ЛЕДНИКА. Территория, охватывающая ледник с подчиненными ему притоками, а также окружающие склоны, с которых снег вследствие метелевого переноса и схода лавин поступает на ледник.

БЕЗАККУМУЛЯЦИОННЫЙ СНЕГОПЕРЕНОС. Ветровой перенос снега через инженерные сооружения на территории без образования заносов. Б. с. обеспечивается: 1) искусственным усилением ветра посредством применения снеговыдувающих уст-

ройств, 2) созданием незаносимых сооружений путем придания им специальной формы, 3) расположением сооружений в зонах усиленной дефляции, 4) уменьшением шероховатости поверхности сооружений. Б. с. резко снижает расходы на зимнее содержание инженерных сооружений в сильно заносимых районах. Часто он возможен лишь при определенном направлении метелевого потока. Напр., снеговыдувающие устройства могут превратиться в снегонакопители при перемене направления ветра. При Б. с. важно обеспечить безвихревое обтекание сооружений метелевым потоком, чтобы предотвратить опасное при перемене ветра накопление снега непосредственно около сооружений.

А. К. Дюнин.
БЕЗНАЛЕДНЫЙ ПРОПУСК ВОДОТОКОВ. Способ борьбы с наледями и наледными процессами у автомобильных и железных дорог, предусматривающий систему водопропускных сооружений и комплекс мероприятий, исключающих наледные явления, такие, как расчистка, спрямление или углубление русла, устройство запруд, лотков, утеплительных навесов, подогрев воды, обеспечивающий оптимальный температурный режим наледного водотока, и пр.

„БЕЛАЯ МГЛА“. Многократное отражение света от белой снежной поверхности и слоистых облаков, приводящее к резкому возрастанию освещенности и потери способности глазом различать какие-либо контрасты и расстояния. Такое состояние погоды особенно опасно для полетов, т. к. летчик, несмотря на отсутствие тумана, не видит снежной поверхности, облаков и горизонта.

БЕЛЫЙ ЛЕД. См. *однолетний лед*.

БЕРГШРУНД (син. *подгорная трещина*). Разрыв толщи фирна у подошвы склона, вызванный течением льда в области питания горного ледника. Протягивается вдоль утробенного и круто наклоненного края фирнового поля в местах его соприкосновения с крутыми и высокими стенками цирка (см. фото III. 6). Отделяет неподвижную, примерзшую к скале часть фирна от подвижной, стекающей к пониженной части фирнового бассейна ледника.

БЕРЕГОВАЯ МОРЕНА. См. *отложенные морены*.

БЕРЕГОВАЯ НАЛЕДЬ. Наледь на берегах рек, озер и морей. Образуется в результате волноприбойной деятельности водных потоков, приливов и отливов, высачивания подземных вод в береговых обнажениях, затекания талой воды во время зимних оттепелей и весеннего снеготаяния. Обычно представляет собой ледяной каскад валов толщиной до 3 м, ее длина во много раз превышает ширину.

БЕРЕГОВОЙ ВАЛ ЛЬДА. Торосистое образование, возникающее на пологом берегу в результате напора (надвига) льда со стороны моря. Надвику льда благоприятствует малый уклон берега, небольшая глубина у побережья и сила, с которой лед движется на берег. Значительные Б. в. л. наблюдаются в Ботническом заливе, в море Бофорта, у о-вов Бенкса и Сомерсет, у мыса Барроу и в других местах, где лед при надвигах распространяется в глубь побережья до 50—100 м, а нагромождения дробленного льда достигают высоты 20—30 м. Ледяные глыбы в Б. в. л. могут быть вдвое больше толщины льда, а угол наклона нагромождения достигает 30°.

Н. В. Волков.

БИОГЛЯЦИОЛОГИЯ. Связанная с гляциологией отрасль науки о живой природе, развивающейся в постоянном или сезонном окружении нивально-гляциальных явлений и внутри них. Б. — новая отрасль, формирующаяся на стыке биологии и гляциологии. В отличие от криобиологии, изучающей органическую жизнь при низких температурах и давлениях, в т. ч. в космосе, Б. ограничивает свой предмет биогенеозами внутри нивально-гляциальных систем. Предмет Б. — особенности условий жизни, функций живых существ и их природных сообществ, связей их друг с другом и с неживой природой в условиях определяющего влияния снега и льда. Б. исследует биозащитные функции льда и снега, влагообеспечение жизни за счет льда и снега, условия жизни в высокогорье и полярных областях, особенности развития гляциохионофильных организмов, биохимию льда. Она тесно связана с *гляциоэкологией*.

Проблемы биозащиты зимующих растений и животных, влагообеспече-

ния жизни за счет льда и снега изучались давно. Снег как хороший теплоизолятор служит зимним прибежищем большого числа видов животных и растений в умеренных и полярных широтах. Существует биологически оптимальная толщина снежного покрова, превышение которой может сокращать вегетационный период, что влечет за собой отрицательные последствия.

Животный мир Арктики и Антарктики тесно связан со снегом и льдом и нередко определяется ими. В природе присутствуют и организмы, специально приспособленные к жизни во льду и в снеге, — *гляциохионофильные организмы*. Они были открыты в XIX в., а в начале XX в. были описаны „цветущие” ледники и снежники на Земле Франца-Иосифа. На дрейфующих льдах и ледниковых покровах ныне обнаружены сотни форм диатомовых водорослей, а на высокогорных ледниках найдены сообщества сине-зеленых водорослей.

В 1960-х годах в США были открыты каталитические функции льда. Вопреки установившемуся мнению о замедлении всех химических реакций в замерзающей воде найдено, что многие биохимические реакции (гидролиз, аминолит, обезвоживание, окисление и т. п.), наоборот, ускоряются во льду. Теория этого открытия неясна, но оно, по-видимому, имеет прямое отношение к проблеме анабиоза. Развитие Б. весьма перспективно в связи с общим обострением экологических проблем.

А. К. Дюнин.

БИТЫЙ ЛЕД. Собирательное понятие, включающее *мелкобитый лед* и *крупнобитый лед*.

БЛАГОПРИЯТНЫЙ ЛЕД. См. *лед в подводном плавании*.

БЛИЗЗАРД. См. *метель*.

БЛИНЧАТЫЙ ЛЕД. Пластины льда, близкие по форме к кругам, диаметром от 30 см до 3 м, толщиной до 15 см. Края льдин вследствие их соударений обычно приподняты в виде валиков (см. фото IV.7). Появляется в начале замерзания в условиях слабого волнения на поверхности морей, озер, водохранилищ и на реках под воздействием течений. Б. л. образуется при смерзании ледяного сала, шуги или снежур на легкой волне или вследствие всплывания внутриводного льда с поверхности раздела водных масс разной плотности. Б. л. воз-

никает также в результате разлома на волне склянки, ниласа или серого льда и обламывания углов льдин. В этом случае он получается менее правильной формы, и его называют тогда ложноблинчатым льдом.

В. Л. Цуриков.

БЛОКОВОЕ ДВИЖЕНИЕ. См. *глыбовое движение*.

БОГОРОДСКИЙ Виталий Васильевич (род. 1919). Советский геофизик, специалист по физическим свойствам льдов. Чл.-корр. АН СССР (1970), Лауреат Государственных премий СССР (1970, 1983). С 1956 г. работает в Арктическом и Антарктическом НИИ, с 1960 г. руководитель отдела физики льда и океана. Внес большой вклад в разработку физических методов исследования льда, в изучение физико-механических свойств морских и наземных льдов, в развитие методов дистанционного зондирования ледниковых покровов, в частности метода радиозондирования ледников. Автор широко известных монографий [19—23].

БОКОВАЯ МОРЕНА. См. *велокомые морены*.

БОЛЬШОЕ ЛЕДЯНОЕ ПОЛЕ. См. *ледяное поле*.

БОРОЗДЫ ТАЯНИЯ. Вытянутые по склону параллельные бороздки глубиной до 10 см, образующиеся на поверхности снега под воздействием струек талой воды. Расположены друг от друга на расстоянии в несколько десятков см (см. фото XIV. 25).

БОРЬБА С НАЛЕДЯМИ. Система мероприятий, направленных на предотвращение вредного влияния наледных явлений. Защита от наледей и наледных процессов может быть оперативной или заблаговременной; в обоих случаях она проводится с учетом генетического типа наледей, условий их развития и процессов взаимодействия с инженерными сооружениями и окружающей средой. Оперативная борьба предусматривает: 1) определение происхождения (типа) наледных явлений и степени их опасности в текущий момент времени, 2) оценку возможности дальнейшего развития процессов и их отрицательного воздействия, 3) принятие необходимого решения по предотвращению или

устранению наледной опасности, 4) мобилизацию имеющихся технических средств и сил для реализации принятого решения.

Заблаговременная программа борьбы с наледными явлениями включает: 1) региональную и местную оценку наледной опасности, 2) инженерно-гляциологические, гидрометеорологические и мерзлотно-гидрогеологические полевые изыскания и исследования, 3) прогноз развития наледных процессов во времени и пространстве с учетом воздействия на природную среду антропогенных систем, 4) выбор и назначение противоналедных мероприятий с последующей корректировкой проектов хозяйственного освоения, 5) соблюдение технологии строительства и режима эксплуатации противоналедных устройств и ограждаемых сооружений.

Проектирование противоналедных мероприятий осуществляется на физико-географической основе. Каждой природной зоне соответствует определенный комплекс методов и способов борьбы с наледями; правильность назначения и эффективность их использования контролируется практикой и специальной экспертизой. Необходимость постановки работ по защите хозяйственных объектов от вредного влияния наледей в том или ином районе определяется посредством специальной *наледной съемки* или обзорных карт наледной опасности. См. также *методы борьбы с наледями*.

В. Р. Алексеев.

БРЫЗГОВАЯ ИЗМОРОЗЬ. См. *брызговое обледенение*.

БРЫЗГОВОЕ НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ. См. *наледеобразование*.

БРЫЗГОВОЕ ОБЛЕДЕНЕНИЕ. Образование льда на предметах вследствие замерзания на них водяной пыли, переносимой штормовым ветром с больших водоемов в морозную погоду. Форма, плотность и величина отложения подобны обычным гололеду и изморози, поэтому выделяют *брызговой гололед*, образующийся непосредственно у береговой черты, и *брызговую изморозь*, образующуюся дальше от берега.

В. Р. Алексеев.

БРЫЗГОВОЙ ГОЛОЛЕД. См. *брызговое обледенение*.

БРЫЗГОВОЙ ЛЕД. Слой и корки льда на поверхности предметов, образующиеся при намерзании мелких водяных капель и брызг. Формируется на береговых обнажениях, инженерных сооружениях, речных и морских судах во время штормов и волнений, а также при дроблении падающих водных потоков (у водопадов, дренажных колодцев, водосточных труб).

БУГРЫ ПУЧЕНИЯ. Выпуклые формы *криогенного рельефа*, возникающие в области многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород в результате неравномерного сегрегационного, инъекционного льдообразования (или их сочетания) в горных породах. Соответственно различают три генетические группы Б. п.: 1) сегрегационные, иногда называемые миграционными, 2) инъекционные, или интрузивные, и 3) инъекционно-сегрегационные. Высота Б. п. от долей метра до 70 м, диаметр основания от нескольких метров до нескольких сотен метров. Б. п. каждой генетической группы не одинаковы по времени существования, строению, стадии развития, форме в плане, площади основания и высоте. К Б. п. относят *булгунняхи (пинго), гидролакколиты.* *Е. А. Втюрина.*

БУДИНАЖ И РАЗЛИНЗОВАНИЕ ЛЬДА. Один из главных процессов, формирующих флюидальную текстуру мореносодержащего льда в результате сильного давления, действующего по нормали к слоям. Толщи такого льда состоят из прослоек морены, являющихся сравнительно жесткими образованиями, и разделяющего их чистого льда, отличающегося более высокой пластичностью. При течении этой механически неоднородной толщи прослойки морены утончаются, вытягиваются и через определенные интервалы рвутся на отдельные порции, которые обтекаются льдом и приобретают форму будин (валиков) и линз, вытянутых по простиранию слоев. Аналогичные текстуры характерны для сильно дислоцированных осадочных и метаморфических пород земной коры. *М. Г. Гросвальд.*

БУЛГУННЯХ (якут.) (син. *пинго*). Многолетний бугор криогенного пучения в днище обсохшей или обсыхающей озерной котловины либо на болоте, возникающий преимущественно в результате неравномерного сегрега-

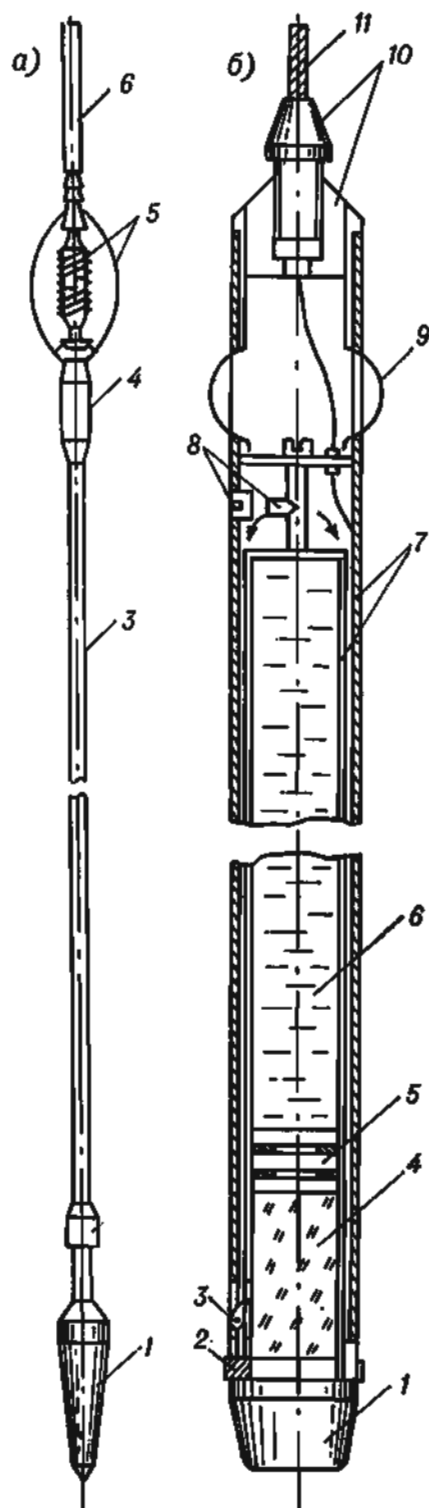
ционного льдообразования при промерзании таликов и формировании многолетнемерзлых пород. Высота Б. до 40—70 м, диаметр основания до нескольких сотен метров (см. фото IV.8).

БУРЕНИЕ ЛЕДНИКОВ. Проходка скважин в толще ледников с целью изучения строения льда и истории его формирования (определение толщины ледников, температуры и плотности льда, глубинной скорости движения, напора воды во льду), а также отбора керн для лабораторных исследований. По способу бурения различают два типа — механическое и термическое, а по назначению — керновое и бескерновое. Механическое Б. л. может быть колонковым (отбор керна возможен) и ударным (удается доставка лишь ледяной крошки), штанговым и канатным (по способу подвески снаряда). Термическое бурение, основанное на протавлении льда, может быть бескерновым, когда лед протавляют с помощью нагретой током иглы, струи пламени, пара или кипятка, и керновым — при помощи нагретого током кольца.

Различают мелкое ручное бурение, возможное без копра, для установки реек и измерений температуры льда в активном слое; среднеглубинное бурение с копром и легким переносным вручную мотором для глубин от 10 до 200 м с целью измерений температур льда, положения напорного горизонта воды, глубин и изучения строения малых горных ледников, строения фирновой толщи в покровных ледниках; глубокое бурение с применением тяжелых станков, позволяющее бурить до 2200 м, а в будущем, очевидно, до 4000 м для фундаментальных исследований свойств и режима ледников и выяснения истории оледенения.

Впервые ледниковое бурение до глубины 65 м выполнено Л. Агасси-сом в 1841—1842 гг. ударным методом на Нижнеаарском леднике в Альпах. В 1951 г. впервые для бурения мелких бескерновых скважин применен термический метод — в США электронагревом, в Швейцарии паровой.

В период МГГ (1957—1959) колонковым бурением пройдено более 10 скважин глубиной до 370 м в Аль-



Снаряды для термобурения ледников. а — электронгла: 1 — конический нагреватель, 2 — штепсельный разъем, 3 — корпус, 4 — кабельный замок, 5 — центрирующее устройство, 6 — кабель-трос; б — керновый электротермобур: 1 — электронагреваемая коронка, 2 — фланец бура, 3 — кернорвители, 4 — керн, 5 — поршень, 6 — буровой раствор, 7 — двойная колонковая труба, 8 — заправочные штуцеры, 9 — центрирующее устройство, 10 — кабельный замок, 11 — кабель-трос.

пах, Кордильерах, на ледниковых покровах Антарктиды, Гренландии, Земли Франца-Иосифа. В 1960 г. специалистами из США в Гренландии опробован термобур с отбором керна, а с 1965 г. в Антарктиде начал применяться советский электротермобур. Комбинацией электротермобурения и электромеханического бурения с мотором, соединенным в одном снаряде с режущей коронкой, американской экспедицией были пройдены две скважины до ложа ледника: глубиной 1387 м на станции Кемп Сенчури в Гренландии в 1966 г. и глубиной 2164 м на станции Бэрд в Антарктиде в 1968 г. К 1981 г. термобуром пробурена скважина глубиной более 2000 м на советской станции Восток в Антарктиде.

Продолжает широко развиваться бурение ледниковых скважин средней глубины. В СССР применяются керновые электротермобуры и безкерновые электроиглы (см. рис.). Подбор формы игл и снарядов и режим их работы определяются анализом теплообмена снарядов со льдом в процессе его плавления. Во избежание смыкания скважин применяются жидкие незамерзающие заполнители, в т. ч. керосин и спирт.

А. Н. Кренке.

БУХТА ОТЕ́ЛА. Глубоководный залив, вдающийся в краевую часть „морского” ледникового покрова у конца ледяного потока. Образуется при отступании линии налегания этого потока за рубежи устьевых ригелей подледных желобов. Б.о. имеют форму цирков (воронки), открытых в сторону моря, с дугообразными фронтальными обрывами и концентрическими трещинами-сбросами на склонах. Движение льда в таких бухтах конвергентное, резко ускоренное относительно соседних частей краевой зоны ледниковых покровов, а потери массы этих покровов, связанные с выбросами айсбергов в океан через Б.о., являются главной статьей их расхода.

Б.о. играют ключевую роль в механизмах рассекающей дегляциации, на что впервые обратили внимание шведские геологи Г. Де Геер и Г. Хоппе [262]. Через Б.о. осуществляется *спуск льда*, а последующее

отступление (пропагация) фронтальных обрывов к верховьям ледяных потоков завершается расчленением

сплошных ледниковых покровов на системы остаточных ледников (щитов и куполов). *М. Г. Гросвальд.*



ВАЛДАЙСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене.*

ВАЛУННЫЙ ЛЕД. Лед, заполняющий углубления и впадины между валунами и глыбами на поймах рек в горных районах Вост. Сибири. Формируется в период ранних весенних паводков или во время поздних осенних дождей, когда сильно охлажденные валуны периодически захлестываются или заливаются водой. Один из видов *панцирного льда*.

ВАРВОХРОНОЛОГИЯ (от шведск. слова *varv* — слой, чередование слов). Метод абсолютной геохронологии, применимый в областях древних оледенений, который состоит в подсчете годичных слоев („лент“) в четко слоистых отложениях древних приледниковых озер — „ленточных глинах“, или ритмитах, и коннексии (корреляции) соседних разрезов.

Каждая „лента“ включает два слоя, соединенных постепенным (градиционным) переходом: нижний „летний“, состоящий из сравнительно грубозернистого материала светлой окраски — обычно песка или алеврита, и верхний более тонкий „зимний“, образованный из вязкой глины, нередко обогащенной органикой и имеющий темную окраску. Нижние слои отражают условия быстрого таяния льда и поверхностного стока в теплое время года, а верхние связаны с осадением тонкой взвеси в покрытых льдом водоемах.

Изучение многих сотен разрезов ледниково-озерных ритмитов позволило Г. Де Гееру [246] впервые датировать морены в Швеции и выяснить хронологию дегляциации на участке протяженностью 1000 км. Разработанный им метод коннексии состоит в установлении и увязке маркирующих — ненормально толстых и тонких — „лент“, появление которых он объяснил колебаниями климата — сезонами с усиленной или ослабленной

абляцией. Хронология Де Геера в общем подтверждена результатами более поздних исследований, использующих радиоуглеродный метод.

М. Г. Гросвальд.

ВЕГЕНЕР (Wegener) Альфред Лотар (1880—1930). Немецкий геофизик и метеоролог. Профессор университетов в Гамбурге и Граце (Австрия). Один из создателей теории дрейфа континентов. Участник (1906—1908 и 1912—1913) и руководитель (1929—1930) научных экспедиций в Гренландию. Последняя экспедиция В. организовала станцию Айсмитте в центре ледникового щита на высоте 3000 м над ур. м., где были проведены первые наблюдения за температурой и строением фирна в шахте. Основные труды (переведены на русский): „Возникновение материков и океанов“ (1925), „Термодинамика атмосферы“ (1935). См. также: Wegener Kurt (red.) „Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31“, Bd 1—7 (1933—1940).

ВЕЙНБЕРГ Борис Петрович (1871—1942). Советский геофизик и гляциолог. Профессор Томского технологического института, директор Главной геофизической лаборатории, зав. отделом НИИ земного магнетизма. В 1906 г. опубликовал теорию вязкого течения льда, в 1916 г. использовал электрический термобур для бурения бунта льда, моделировал течение ледников варом. Автор первой русской монографии по общей гляциологии [32], переработанный и дополненный вариант которой опубликован в 1940 г. [33].

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ДВИЖЕНИЯ ЛЬДА. Компонента вектора скорости движения льда в леднике U_z , направленная вверх или вниз по вертикали, представляет собой перемещение частицы льда относительно ее прежнего высотного положения. Ее существование

обусловлено несколькими причинами: наклоном ложа и соскальзыванием по нему, течением льда из-за неравномерного накопления и таяния, опусканием его за счет растяжения в области питания или вздутием за счет сжатия в области расхода, оседанием фирна в области питания. На ледоразделе линия тока направлена по вертикали вниз. На поверхности $U_z = (\Delta h - C)/\Delta t$, где C — аккумуляция или абляция, Δh — изменение высоты основания рек, Δt — интервал времени. В стационарном случае $U_z = U_r \sin \alpha - C$, где U_r — горизонтальная составляющая скорости, α — уклон поверхности. При малых уклонах $U_z \approx -C$. С глубиной U_z уменьшается, при постоянных с глубиной деформациях — линейно до нуля или величины донного таяния.

Согласно П. А. Шумскому [225], деформация с глубиной уменьшается из-за примерзания или трения о дно, благодаря чему U_z затухает быстрее, чем линейно, на ледоразделах — по кубическому закону: $U_z = z^3 U'_z / Z^3$,

где U'_z — вертикальная составляющая на поверхности, z — глубина слоя, Z — толщина ледника. А. Н. Кренке. **ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТОЛБЧАТОСТЬ СНЕГА** (син. *волокнистость снега*). Характерная вертикально-столбчатая текстура перекристаллизованного снега, представляющая собой удлинение сростков кристаллов в вертикальном направлении. Формируется в результате вертикальной миграции водяных паров в толще снега под влиянием существующего в ней температурного градиента. Удлинение сростков не связано со структурными особенностями снега: кристаллы в слоях с В. с. с. изометричны и не имеют преобладающей вертикальной ориентировки. В. с. с. характерна для *горизонтов разрыхления* снежной толщи и *снега-плывуна*. В. М. Котляков.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ ЛЕДЯНОЕ ВКЛЮЧЕНИЕ. См. *ледяные включения в фирновой толще*.

ВЕРТМАН (Weertman) Иоганнес (род. 1925). Американский физик и гляциолог. С 1959 г. профессор, затем декан факультета материаловедения университета в Эванстоне. В гляциологии создал модели растекания лед-

никовых щитов, разработал теорию механизма скольжения ледников по ложу с учетом воды [313], предложил гипотезу механизма подвижек пульсирующих ледников. В 1982 г. В. присуждена высшая награда Международного гляциологического общества „Кристалл Зелигмана”.

ВЕРХОВАЯ МЕТЕЛЬ. Снегопад при ветре, когда снежинки движутся вместе с потоком воздуха до момента касания ими земной поверхности. В дальнейшем они или остаются лежать неподвижно или включаются в процесс дефляции, тогда В. м. переходит в общую. В природе В. м. в чистом виде наблюдается редко, чаще бывает *общая метель*.

ВЕСЕННИЙ СНЕЖНИК. См. *снежник*.

ВЕСЕННЯЯ ИНВЕРСИЯ. См. *снежная инверсия*.

ВЕСЕННЯЯ НАЛЕДЬ. Наледь, сформировавшаяся весной при резких продолжительных похолоданиях или ночных заморозках. Основное количество В. н. образуется при намерзании талых снеговых вод на затененных склонах гор, в руслах рек и в прибрежных частях озер и морей. Имеет значение в процессах внутрисезонного и внутрисуточного перераспределения поверхностного стока.

ВЕТРОВАЯ ДОСКА (син. *снежная доска*). Пласт мелкозернистого снега плотностью 400—600 кг/м³ на поверхности снежного покрова, состоящий из плотно уложенных ветром кристаллов. Образуется обычно на наветренных склонах при сильных ветрах, толщина его может достигать нескольких десятков см, и в этом случае пласт носит название *снежной плиты*. Под В. д. нередко возникают пустоты, что приводит к оседанию ее отдельных остросреберных блоков и служит причиной возникновения снежных лавин. В. М. Котляков.

ВЕТРОВАЯ КОРКА. См. *корки в снежном покрове*.

ВЕТРОВАЯ УПАКОВКА СНЕГА. Уплотнение снега механическим давлением ветра, в котором принимает участие также сублимация влаги на поверхности снега, ускоряемая действием ветра.

ВЕТРОВОЙ ДРЕЙФ ЛЬДА. См. *дрейф льда*.

ВЕТРОВОЙ КОЭФФИЦИЕНТ. Отношение скорости дрейфа льда к скорости установившегося ветра, вызвавшего этот дрейф. Среднее значение В.к. для Арктического бассейна, по Н. Н. Зубову [78], приблизительно равно 0,02, а угол между направлением движения льда и ветра составляет около 30°.

ВЕТРОВЫЕ БОРОЗДЫ (син. *корразионные впадины*). Дефляционные формы рельефа снежной поверхности, возникающие в результате вытаскивания плотного снега переносимыми ветром снежными частицами. Представляют собой вытянутые в направлении господствующих ветров глубокие (десятки см) рытвины между *застругами*, максимального развития достигают в зонах разгона метели, на участках постоянных сильных ветров и в особенности на склоне крупных ледниковых покровов, где сильны стоковые ветры.

ВЕТРЫ НАД ЛЕДНИКАМИ. Ветры, обусловленные влиянием ледников. Материковые ледниковые покровы оказывают влияние на глобальную циркуляцию: усиливают меридиональные тепловые контрасты и меридиональную циркуляцию, отклоняют и вызывают волны в зональном потоке (две волны длиной в 7000 км каждая, а также волновая тень за Гренландским ледниковым покровом). Материковые ледники влияют также на общую циркуляцию, отклоняя траектории циклонов и способствуя заполнению некоторых из них, что отражается в поле ветра. Мезомасштабный эффект ледниковых покровов состоит в формировании *стоковых ветров* мощностью до 400—500 и 100—150 м соответственно на материковых и островных ледниковых покровах за счет гравитационного стока холодного воздуха.

Возникающий над горными ледниками *ледниковый ветер* часто ограничивается слоем 30—100 м с максимумом скорости на первых метрах над поверхностью ледника. Ледниковый ветер формируется как часть горно-долинной циркуляции, ночью сливаясь с горным ветром, а днем иногда уступая конец ледника долинному ветру, но сохраняясь в верхней и средней частях ледниковых языков. Обычные скорости горных ледниковых ветров от 2 до 6 м/с. С увеличением инверсии скорость ледниково-

го ветра растет приблизительно до 5 м/с, но при большей скорости инверсия ослабляется. Над ледниковыми ветрами наблюдается компенсационный долинный ветер, а еще выше — произвольный по направлению общециркуляционный ветер.

А. Н. Кренке.

ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА. Условный неопределенный термин, используемый в трех значениях: 1) явление длительного охлаждения горных пород верхней части земной коры до нулевой температуры; 2) слой или область распространения долгое время не оттаивающих горных пород; 3) горные породы, сцементированные замерзшей в них влагой, называемые *многолетнемерзлыми породами*.

ВЕЧНЫЕ СНЕГА. Многолетние скопления снега и льда в полярных странах и в горах выше *снеговой линии*, где годовой баланс твердых атмосферных осадков положителен и из года в год сохраняется некоторая часть снега, который накапливается и превращается сначала в фирн, а затем в лед.

ВЗВЕШЕННЫЕ НАНОСЫ. См. *сток наносов с ледника*.

ВЗЛОМ ЛЬДА. Нарушение сплошности ледяного покрова при вскрытии реки под воздействием волны половодья и отрыва льда от берегов. Ледяной покров расчленяется на ледяные поля размером $(2 \div 5)b$ (b — ширина реки), которые при движении разрушаются на льдины разного размера и формы, что зависит от морфологических особенностей русла, гидравлических характеристик потока и физических свойств льда.

Р. В. Донченко.

ВИСКОНСИНСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

ВИСЛИНСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

ВИСЯЧАЯ ДОЛИНА. Боковая долина, днище которой не сливается с днищем главной долины на одном уровне, а оканчивается на некоторой высоте над ним. Часто встречается в горах, подвергавшихся в прошлом оледенению, где представляет собой результат переуглубления главных трогов. Отделяется от дна главной троговой долины *устьевой ступенью*, венчаемой ригелем.

ВИСЯЧИЙ ЛЕДНИК. Небольшой ледник, залегающий в слабо выраженных впадинах на крутых склонах гор и оканчивающийся высоко на склоне основной долины (см. фото V.9). Благодаря высокому положению таяние льда невелико, расход В. л. происходит нередко путем ледяных обвалов. Иногда такие обвалы случаются регулярно и приводят к формированию у подножия склона *возрожденного ледника*. К В. л. можно отнести небольшие ледники кулуаров, пригребневые ледники, а также ледники, располагающиеся в крутых и узких барранкосах на склонах вулканов.

ВИТАНИЕ СНЕЖИНОК. Одна из трех форм перемещения снега в метели, при которой снежные частицы диффундируют вверх и движутся в снеговетровом потоке в виде взвеси. Витающие (взвешенные) частицы находятся под действием пульсаций скоростей потока, но не опускаются на поверхность земли.

ВИХРЕВОЙ СЛОЙ МЕТЕЛИ. Турбулентный пограничный слой *снеговетрового потока*, отличающийся сильной завихренностью и малой осредненной поступательной скоростью. Обычно толщина этого слоя не превышает нескольких мм, но при очень сильных метелях достигает 10 см и более [68]. В В. с. м. поверхностные струйки тормозятся вследствие пульсаций давлений, скоростей и концентраций примесей. При этом, по-видимому, возникают подковообразные вихри с циклическими взрывными выбросами в глубь потока. Поэтому взвесь перемещается облачками или полосами.

ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ЛЬДУ. Инородные примеси во льду, к которым относятся газы, минеральные и органические примеси, различные соли. Последние особенно характерны для морского льда. При промерзании соленых морских и озерных вод в процессе образования конжеляционных льдов формируются ячейки рассолов, которые мигрируют под действием силы тяжести или под влиянием возникающих температурных градиентов. Кристаллизация рассолов вызывается понижением температуры вмещающей среды, что приводит к выпадению в

осадок растворенных веществ и образованию минеральных включений в виде *наледных солей*.

В толще горных пород В. в. л. образуются при промерзании переувлажненных грунтов или в результате затекания талых снеговых вод в сильно охлажденные рыхло сложенные коллювиальные и курумовые отложения (см. *ледогрунт, гольцовый лед*). Во льду водотоков и водоемов обычно встречаются глинистые и пылевые частицы. Их особенно много, когда промерзающая вода сильно загрязнена, при этом скорость осадения твердых веществ значительно меньше скорости прорастания ледяных кристаллов. В условиях переохлажденной воды взвеси часто служат ядрами льдообразования.

Газовых включений много в ледниковом льду, где они находятся в основном в воздушных пузырьках и под давлением. В материковых ледниковых покровах с глубины 700—800 м начинается интенсивное растворение воздуха во льду, который становится прозрачным и прочным; на глубине около 1300 м воздушные включения исчезают. Минеральные включения в ледниках представлены пылью, в т. ч. космической, и более крупными обломками; среди органических включений основной является пыльца растений. В. в. л. служат важным генетическим признаком снежно-ледниковых толщ, они помогают изучать происхождение и динамику льда.

ВЛАГОЕМКОСТЬ СНЕГА. См. *водоудерживающая способность снега*.

ВЛАЖНОСТЬ СНЕГА. Количество жидкой воды, которое снежный покров содержит в данный момент во всех формах, за исключением гравитационной подснежной воды (см. *типы воды в снеге*); в основном определяется количеством относительно неподвижной пленочной воды. Представляет собой процентное отношение массы жидкой воды к массе снега с водой в том же объеме. Для измерения В. с. чаще всего применяют калориметрический метод, с помощью которого устанавливают количество тепла, затрачиваемого на плавление образца влажного снега, и на этой основе вычисляют массу сухого сне-

га в образце, после чего содержание первоначально жидкой воды находят как разность между общей массой образца и массой сухого снега.

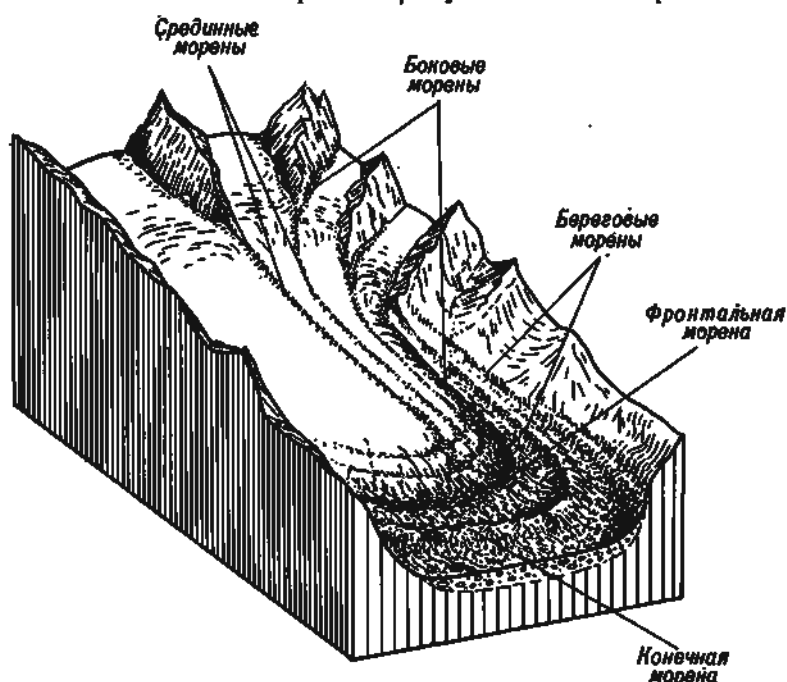
Влажность мелкозернистого снега, как правило, больше, чем крупнозернистого. В период снеготаяния В.с. обычно равна 5—15 % и редко превышает 20—25 %. В зависимости от степени В.с. различают: 1) сухой снег, который не имеет жидкой воды; его кристаллы сохраняют резкие очертания, он искрится на солнце и скрипит при надавливании на него; 2) влажный снег, имеющий небольшое, незаметное для глаза количество воды; он слипается при сжатии, его кристаллы тускнеют и теряют резкие очертания; 3) мокрый снег, в котором видна жидкая вода.

В. М. Котляков.

пями) и вытаиванием внутренней морены. Поверхностные морены вытаивания под ранее накопленным покровом обломков сохраняют текстуры мореносодержащего льда. Однако в водонасыщенном состоянии они стекают по ледяным склонам, превращаясь в поверхностный флю-тилл (см. рис. к статье *ледниковая аккумуляция*).

Внутренние морены достигают значительной концентрации только в концевых и краевых частях ледников, где они обычно слагают нагруженные обломками наклонные слои, обычно называемые моренами внутриледниковых сколов. Эти морены возникают в процессе поднятия придонных морен при тектоническом деформировании льда. Другой тип внутренних морен образуется из поверхностных

Морфологические типы влекомых и отложенных морен, связанных с языками горных ледников.



ВЛАЖНЫЙ СНЕГ. См. *влажность снега*.

ВЛЕКОМЫЕ МОРЕНЫ. 1. Переносимые ледниками массы обломков горных пород. В зависимости от происхождения и места В.м. подразделяют на поверхностные, внутренние и придонные. Поверхностные морены на ледниковых щитах почти не развиты. Они обнаруживаются здесь лишь у краев и вблизи *нунатаков*. Зато на языках горных ледников эти морены могут занимать большие площади. Их происхождение связано с двумя процессами: поступлением обломочного материала со склонов долин и нунатаков (с обвалами и осы-

при их сваливании в трещины и другие поверхностные полости.

Придонные морены залегают в слоях придонного мореносодержащего льда, которые характерны как для горных, так и для покровных ледников. Мощность этих слоев обычно менее 5 м и возрастает лишь в местах сжимающего течения льда. Основной способ образования придонных морен — захват обломков с ложа в процессе ледниковой эрозии. Ассимиляция этого материала идет через придонные трещины, а также, вероятно, вместе с намерзающей на подошву ледников талой водой.

2. Элементы морфологии поверх-

ности ледников — продольные и поперечные гряды, покрытые чехлом поверхностной морены (см. фото V. 10). Они представлены: боковыми моренами, дугами фронтальных морен и срединными моренами. Последние протягиваются вдоль ледниковых языков от нунатаков или мест слияния главного ледника с ледниками-притоками (см. рис. на с. 63). На ледниковых языках с большим количеством морены вследствие расползания обломочного материала образуются сплошные моренные плащи. Особенно большой мощности такие плащи достигают на языках мертвого льда.

М. Г. Гросвальд.

ВЛЕКОМЫЕ НАНОСЫ. См. *сток наносов с ледника.*

ВЛЕЧЕНИЕ СНЕЖИНОК. Одна из трех форм перемещения снега в метели, при которой снежные частицы „волокутся“, перекачиваются на поверхности, лишь иногда отрываясь от нее на короткий промежуток времени.

ВЛИЯНИЕ ЛЕДНИКОВ НА КЛИМАТ. Ледники являются частью климатической системы, охватывающей атмосферу, океан, криосферу и биосферу. Имея характерные времена обмена массой в сотни, тысячи и десятки тысяч лет, ледники представляют собой инерционный член системы. В то же время они нередко выступают в ней в качестве фактора положительной обратной связи, т.е. рост ледников способствует благоприятному для них выхолаживанию, а сокращение — неблагоприятному потеплению; связи через осадки более сложные.

Механизм влияния ледников на климат определяется рядом обстоятельств: 1) возмущающим воздействием ледников на атмосферу, 2) изменением высоты и формы их поверхности, 3) влиянием на тепловой баланс через альбедо и ограничением температуры поверхности отрицательными значениями, 4) особенностями теплообмена с воздухом при таком ограничении и затратами тепла на таяние льда, 5) передачей влияния на климат через океан — с холодными течениями и колебаниями уровня, вызываемыми колебаниями ледников.

Возмущающее воздействие на потоки воздуха характеризуется длиной

волновой тени l за ледниковыми щитами:

$$l = L^2/\lambda,$$

где L — протяженность щита поперек потока, λ — длина волны. Для барических волн синоптического масштаба (1000 км) за Гренландским ледниковым щитом создается тень с $l = 4000$ км, а за Новоземельским ледниковым щитом значение l уже пренебрежимо мало. Подъем высоты поверхности ледникового покрова приводит к ее охлаждению примерно на 6°C на 1000 м, а выпуклая форма щитов вызывает усиление осадков на периферии щитов и их ослабление на внутренних плато. По мере роста щита положительная обратная связь по осадкам сменяется отрицательной.

Высокое альбедо снежно-ледниковых поверхностей перестраивает радиационный баланс системы Земля — атмосфера. По сравнению со средним альбедо земной поверхности отраженная в космос солнечная радиация увеличена над материковыми ледниковыми покровами в 3,5 раза, над фирновыми областями горных ледников в 2 раза, над островными ледниковыми покровами из-за значительной там облачности на $1/3$, а над языками горных ледников из-за их относительно малого альбедо на $1/5$. Роль ледников в радиационном балансе существенно зависит от условий облачности. Балансовые оценки турбулентного охлаждения с учетом скорости потока и тепловых свойств воздуха показывают, что Гренландский ледниковый покров охлаждает на 5°C слой воздуха над собой в 300 м, Новоземельский — на 3°C слой в 70 м, отдельный горный ледник длиной в несколько км — на 2°C слой в 75 м, а вся ледниковая система, напр. Большого Кавказа, охлаждает над горной страной на 1°C слой воздуха в 50 м. В относительно сухих районах ледники испаряют влагу и увлажняют атмосферу, в более влажных влага конденсируется на поверхности ледников и атмосфера иссушается.

Затраты тепла океаном на таяние айсбергов и абразию ледяных берегов составляют почти 10^{16} МДж/год, что соизмеримо с тепловым стоком рек в океан.

А. Н. Кренке.

ВЛОЖЕННЫЕ ТРОГИ. См. *троговые долины*.

ВЛОЖЕННЫЙ ПОТОК. См. *ярусные ледники*.

ВМЕРЗАНИЕ. Процесс сцепления инородных предметов (камней, стволов деревьев, элементов конструкций инженерных сооружений и пр.) с толщей облегающих их мерзлых горных пород или льда. Может быть сингенетическим, т. е. развиваться при промерзании влагонасыщенных масс или толщ воды, и эпигенетическим, т. е. возникать при введении (попадании) предметов в охлажденные массивы мерзлых грунтов и льда. Один из способов обеспечения устойчивости инженерных сооружений в областях с суровыми климатическими условиями.

В. Р. Алексеев.

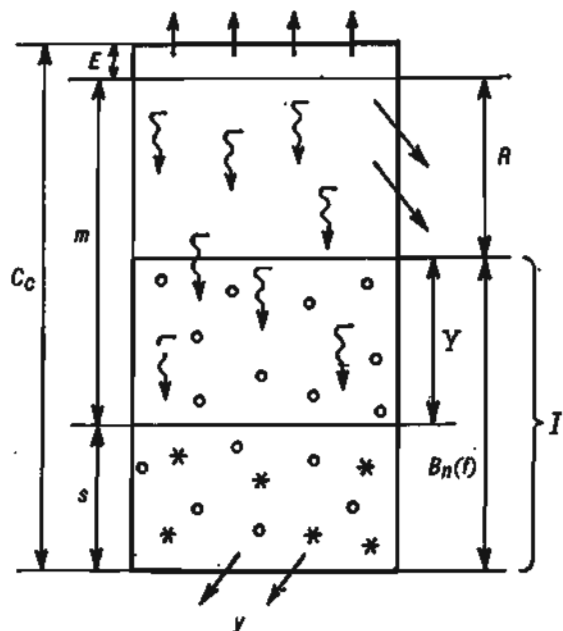
ВНЕШНИЙ МАССОЭНЕРГООБМЕН ЛЕДНИКОВ. Обмен ледников льдом, водой, минеральными включениями, теплом с окружающей средой — атмосферой, водоемами, реками, горными склонами и ложем. Из атмосферы или через атмосферу ледники получают отложенный и метелевый снег, конденсационные, сублимационные и жидкие атмосферные осадки, аэрозоли разного происхождения, растворенные в осадках примеси, а также коротковолновую радиацию, излучаемую солнцем и отраженную от облаков, длинноволновое излучение атмосферы и облачности, тепло из воздуха, передаваемое турбулентным обменом, тепло, приносимое осадками и выделяющееся при конденсации или сублимации. Ледник отдает метелевой снег, испаряющуюся или возгоняемую с него влагу, затраченное на испарение или возгонку тепло, энергию, отражаемую ледниковой поверхностью в видимом диапазоне и излучаемую в инфракрасном.

В питаемые ими реки ледники отдают талую воду вместе с растворенными взвешенными примесями, тепло, затраченное на плавление, а иногда и нагрев этой воды, поскольку энтальпия воды выше энтальпии льда. На контакте с морями или озерами ледники отдают в них лед еще и в виде айсбергов и мелкой абразионной ледяной крошки вместе с его теплозапасом, включенными или растворенными примесями, а также талую воду, стекающую ручьями или возникающую при таянии льда на контакте с водой. Из моря ледники, кроме

брызг через атмосферу, получают лед, намерзающий на ложе плавающих ледников, и геоло, выделяющееся при таком намерзании. Со склонов и ложа ледники получают осыпную и экзарационную морены, талый сток, лавинный снег и каменный материал в лавинах, геотермическое тепло. Ледник, в свою очередь, отлагает на ложе моренный материал и отдает в него часть талой воды. *А. Н. Кренке.*
ВНУТРЕННЕЕ ПИТАНИЕ ЛЕДНИКА. Повторное замерзание талой воды в толще фирна и льда; с гидрологической точки зрения представляет объем талых вод, которые не участвуют в ледниковом стоке данного года. В. п. л. зависит от соотношения выпадающих твердых и жидких осадков, интенсивности таяния, температурного режима и строения снежно-фирновой толщи, условий стока талых вод из области питания ледника. На ледниках с теплым фирновым типом льдообразования В. п. л. составляет 10—20 % общего количества талых вод, а на ледниках с холодным фирновым типом льдообразования может достигать 50 % и более.

Понятие о В. п. л. ввел П. А. Шумский [224], который предложил для его расчета повторно измерять плотность снежно-фирновой толщи, скорость ее оседания, поверхностные деформации растяжения — сжатия. В настоящее время разработана схема приближенного расчета В. п. л. по двукратным наблюдениям в контрольном шурфе — в начале и конце периода таяния или даже однократно с последующим досчетом [16]. Пояснение см. на рисунке (с. 66), где $S_{\text{гг}}$ — годовая аккумуляция, измеренная в летнем шурфе, плюс летние осадки по осадкомеру или примерному расчету; E — испарение, которым во многих случаях можно пренебречь за малостью; m — общее таяние, полученное на основе речных измерений или расчета по суммам летних температур; s — нестаявший остаток снега, или масса сезонного снега, не перешедшая в жидкую фазу, определяется расчетом; $B_n(f)$ — чистый прирост фирна, определенный в осеннем шурфе; Y — внутреннее инфильтрационное льдообразование — масса талых вод, замерзших в текущем годовом слое по окончании таяния, вычисляется с использованием данных летнего и осеннего шурфов; y — часть та-

лых вод текущего года, проникших и замерзших в фирновых слоях прошлых лет, определяется повторными измерениями в одном и том же годовом слое в летнем и осеннем шурфах либо сравнением плотности в нескольких последних слоях в одном и том же шурфе с учетом уплотнения



Принципиальная схема расчета внутреннего питания ледника.

за счет оседания; I — годовой прирост вещества в толще по окончании таяния, включающий чистый прирост фирна $B_n(f)$ и внутреннее инфильтрационное питание в нижележащих слоях y , определяется расчетом; R — сток талых вод. Очевидно, $B. п. л. S = Y + y$. Остальные расчетные соотношения хорошо видны из рисунка:

$$C_c = m + E + s = R + E + I,$$

$$B_n(f) = s + Y, \quad R = m - S.$$

$$I = B_n(f) + y = s + S.$$

В. М. Котляков.

ВНУТРЕННЕЕ ТРЕНИЕ В ЛЕДНИКЕ. Трение между частицами и слоями льда вследствие различия в скорости их движения. Величина трения пропорциональна поперечному градиенту скорости в плоскопараллельном потоке и произведению тензоров напряжений и деформаций в реальном леднике. Работа внутреннего трения

вдоль оси $\phi_i = \sigma_{ij} \epsilon_{ij} + 3s\dot{\epsilon}$, где σ_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений, s — среднее нормальное напряжение, ϵ_{ij} — компоненты тензора скорости деформаций, $\dot{\epsilon}$ — компонента шарового тензора скорости деформаций. Тепло внутреннего трения равно $I\phi_i$, где I — тепловой эквивалент работы. Внутреннее трение особенно велико вдоль поверхностей разрывов внутри ледника и в его придонных слоях, где напряжения и деформации велики.

А. Н. Кренке.

ВНУТРЕННИЙ МАССОЭНЕРГООБМЕН ЛЕДНИКОВ. Перенос массы и энергии внутри ледника. Включает движение льда за счет деформаций и скольжения по ложу и разрывам и движение воды в леднике по порам и каналам вместе с ее замерзанием и возникновением при таянии внутри ледника и на ложе. Энергообмен заключается в превращении гравитационной энергии ледника и аккумулируемых на нем осадков в тепловую при движении льда, передаче тепла адвекцией и теплопроводностью и выделении и поглощении его при фазовых переходах. К процессам *В. м. л.* также относят ледниковую эрозию, перенос и отложение моренного материала.

А. Н. Кренке.

ВНУТРЕННИЕ МОРЕНЫ. См. *велокомые морены.*

ВНУТРИВОДНЫЙ ЛЕД. Скопления первичных ледяных кристаллов, образующихся в толще воды (*глубинный лед*) и на дне (*донный лед*) при переохлаждении воды, наличии ядер кристаллизации (частиц взвешенных наносов, погруженных в воду предметов и пр.) и интенсивном перемешивании при открытой водной поверхности. По внешнему виду *В. л.* представляет губчатую, рыхлую массу. Беспорядочное расположение кристаллов, наличие прослоек воды, примесей ила, песка, гальки между кристаллами способствуют большому поглощению и рассеянию лучистой энергии, падающей на его поверхность, вследствие чего *В. л.* непрозрачен. Всплывая на поверхность, имеет вид снежно-белых комьев различной формы. *В. л.* образуется на реках со скоростью течения более 0,3 м/с и в водоемах при волнении свыше 2 баллов. Форма и размеры его кристал-

лов обусловлены интенсивностью ледообразования, гидравлическими свойствами потока и особенностями развития волнения в водоемах. На равнинных реках, озерах и водохранилищах В. л. имеет форму пластинок неправильной и округлой формы диаметром 0,2—0,1 см, толщиной до 1 мм. На горных реках кроме пластинчатой встречаются кристаллы чечевицеобразной и шарообразной формы. На реках Ангаре, Енисее, Нарыме, Чирчике диаметр кристаллов нередко превышает 1 см.

Гидравлическая крупность В. л., т. е. вертикальная составляющая скорости всплывания кристаллов в спокойной воде, определяется по формуле, учитывающей геометрические размеры кристаллов [61]:

$$U = z^{0,7} d^{0,7},$$

где z и d — соответственно толщина и диаметр пластинок. Кристаллы В. л. находятся во взвешенном состоянии до тех пор, пока их гидравлическая крупность меньше вертикальной составляющей пульсационной скорости. Лит. [13, 179, 210]. *Р. В. Донченко.*

ВНУТРИГРУНТОВЫЙ ЛЕД. Класс подземных льдов, сформировавшихся в результате подземного ледообразования. См. *классификацию подземных льдов.*

ВНУТРИЛЕДНИКОВАЯ АБЛЯЦИЯ. См. *абляция.*

ВНУТРИЛЕДНИКОВЫЕ ВОДЫ. Жидкая вода внутри ледников. Встречается в микромасштабе между кристаллами льда и внутри них (около 1 % объема), в мезомасштабе в порах фирна в подвижном и неподвижном состояниях, в макромасштабе в неподвижном состоянии в трещинах и замкнутых полостях во льду и в подвижном в каналах, слоях и прослойках фирна на водоупорах, в прослойках дробленого водопроницаемого деформируемого льда. Водонепроницаемость основной массы монолитного льда обуславливает существование наряду с ненапорными напорных вод в ледниках. Потеря напора вдоль ледника возрастает при увеличении разности давления льда и воды, росте шероховатости льда; она уменьшается с ростом расхода воды и пластичности льда. Ряд частных решений уравнений потери напора показывает, что **поверхность напора**

(зеркало) В. в. стремится к параллельности с поверхностью ледника. В ненапорных водах поверхность напора совпадает с поверхностью воды, в напорных располагается выше, что приводит к подъему воды в скважинах, а в случае превышения поверхностью напора поверхности ледника — к возникновению *ледниковых фонтанов*.

Высота поверхности напора имеет сезонный и суточный ход. Выше всего она в начале лета и во второй половине дня, ниже — осенью и утром. Напор определяется соотношением поступления воды и характером дренажной сети. Последняя приспосабливается к сезонным изменениям поступления воды, но не успевает приспособиться к суточным изменениям. В подледниковом туннеле в Альпах напор воды с октября по июнь составлял 900—1000 кПа, а с июля по октябрь 300—400 кПа; суточный ход не превышал 500 кПа. На леднике Уайт в Канадской Арктике внутрисуточные колебания напора были равны 150 кПа. В. в. могут переходить из неподвижного в подвижное состояние и наоборот вследствие деформаций или всплывания льда. *А. Н. Кренке.*

ВОДА НА ЛЬДУ. Скопление стоячей воды на льду, образующееся от таяния снега на льду и стока талой воды, а также от воды, выступившей из-под ледяного покрова вследствие его перегрузки снегом.

ВОДНАЯ „СМАЗКА“ В ЛЕДНИКЕ. Образование водяной пленки между трущимися поверхностями (сколами) в леднике или между ледником и ложем. Пленка образуется вследствие таяния под действием тепла трения или геотермического потока тепла, если последний превышает отвод тепла в ледник. Появление пленки уменьшает коэф. трения на ровных поверхностях более чем на порядок — от 0,3—0,4 до 0,02—0,03.

ВОДНО-ЛЕДОВЫЙ БАЛАНС. Баланс влаги в ледниковых бассейнах, включающий баланс жидкой воды и баланс льда, который из-за постоянных изменений ледников почти никогда не бывает равен нулю. Общий вид уравнения В.-л. б.:

$$R = X \pm E \pm m_6 \pm B,$$

где R — сток, X — атмосферные осадки, E — разность между испарением и конденсацией, m_6 — изменение за-

ВОД

пасов жидкой воды в бассейне, B — годовой баланс массы ледника.

Полное уравнение В.-л. б. в бассейне, включающее все его составляющие, таково:

$$R = X_T + X_{\text{ж}} + X_{\text{н}} \pm B_{\text{м}} \pm E - m_{\text{б}} - (X_T^{\text{л}} + X_{\text{н}}^{\text{л}} + B_{\text{м}}^{\text{л}} + B_{\text{л}}^{\text{л}} - C_{\text{а}}^{\text{л}} + S^{\text{л}}).$$

Все величины здесь представляют собой массы за любой интервал времени. Индекс „л” относится к ледникам, многолетним снежникам и наледям бассейна, отсутствие индекса означает территорию бассейна в целом. Здесь X_T , $X_{\text{ж}}$, $X_{\text{н}}$ — соответственно твердые, жидкие и нарастающие осадки; $B_{\text{м}}$ — баланс метелевого снега; E — баланс испарения — конденсации или сублимации для твердой фазы (положителен при испарении); $m_{\text{б}}$ положительно при увеличении запасов жидкой воды в бассейне; $B_{\text{л}}$ — приход лавинного снега на ледники и снежники как итог внутрибассейнового перераспределения снега; $C_{\text{а}}$ — поверхностная абляция снега, фирна и льда; S — внутреннее питание, т. е. масса талой и дождевой воды, замерзшая на поверхности и внутри ледника.

Приведенное уравнение позволяет исследовать балансовое взаимодействие ледника со своим бассейном. Понятие о В.-л. б. введено В. Г. Ходаковым [202]. *В. М. Котляков.*

ВОДНО-СНЕЖНЫЙ ЛЕД (син. *снежно-водный лед*). Смерзшаяся смесь снега и морской или пресной воды на поверхности ледяного покрова, замерзшая *снежура*. Отличается пониженной плотностью, мелкозернистой структурой, хаотической ориентировкой оптических осей ледяных кристаллов; разновидность инфильтрационного льда.

ВОДНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Употребление этого термина в значении *снегозапаса*, а также *влажности снега* неправильно.

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Свойства снежного покрова удерживать или пропускать жидкую воду. Имеют большое значение для снеготаяния и льдообразования в снежно-фирновой толще, В. с. с. определяются абсолютным значением пористости снега и размером пор, а следовательно, и размером зерен. К В. с. с. отно-

сятся высота *капиллярного поднятия воды в снеге*, *влажность снега*, *водоудерживающая способность (влагоемкость)*, *водопроницаемость снега*, *водоотдача снежного покрова*.

ВОДНЫЙ. См. *водяной*.

ВОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКА. Итог гидрологических процессов в леднике, включающих только жидкую фазу воды. Уравнение В. б. л.:

$$C_{\text{а}} + X_{\text{ж}} \pm E - R - S = m_{\text{л}},$$

где $C_{\text{а}}$ — вода, образующаяся в результате таяния снега, фирна и льда на леднике, внутри него и под ним; $X_{\text{ж}}$ — жидкие осадки, выпавшие на ледник; E — испарение и конденсация на леднике; R — сток с ледника; S — талая вода, повторно замерзшая в толще фирна и льда, т. е. внутреннее питание ледника; $m_{\text{л}}$ — изменение запасов жидкой воды в леднике. В. б. л. тесно связан с *балансом массы ледника*.

ВОДНЫЙ БАЛАНС СНЕГОТАЯНИЯ. Соотношение прихода и расхода воды в бассейне за период от начала снеготаяния до завершения половодья. Уравнение водного баланса таково [99]:

$$R_T + R_d = M_c + X_1 + X_2 - E_c - E_{\text{п}} - m_{\text{в}}.$$

Здесь R_T — поверхностный и внутрипочвенный сток талых вод и осадков, выпавших на тающий снег; R_d — поверхностный и внутрипочвенный сток дождевых вод с части бассейна, освободившейся от снега; M_c — запас воды в снежном покрове; X_1 — осадки, выпавшие на поверхность снежного покрова за время таяния; X_2 — осадки, выпавшие на поверхность почвы, освободившейся от снега; E_c — испарение со снежного покрова и водной поверхности; $E_{\text{п}}$ — испарение с почвы; $m_{\text{в}}$ — изменение запаса воды в почвогрунте от поверхности до водонепроницаемого пласта.

ВОДОКАМЕННЫЙ ПОТОК. Наиболее распространенный вид несвязных *селевых потоков*, в твердой составляющей селевой массы которых преобладает грубообломочный материал. Транспортирующей средой в В. п. служит вода, а обломки перемещаются во взвешенном и влекомом состоянии. В. п. характерны для территорий, сложенных кристаллическими (интрузив-

ными и метаморфическими) горными породами, и для районов древнего вулканизма.

В. Ф. Перов.

ВОДОЛЕДЯНОЙ ПОТОК. Один из видов *селевых потоков*, в селевой массе которых твердая составляющая представлена обломками льда с участием снега и обломков горных пород. В. п. бывают ледникового и речного генезиса. В. п. ледникового генезиса образуются вследствие срыва ледяных масс, насыщенных трещинными водами; причиной срыва служит неустойчивое положение конца ледника, возникающее на определенном этапе его деградации или вследствие резкой подвижки. Характеризуются гигантскими объемами выноса вещества (десятки млн. м³) и очень большими скоростями движения; редкий вид селевых потоков.

В. п. речного генезиса образуется в период зимних оттепелей вследствие срыва ледяных порогов из донного льда или прорыва снежных завалов, созданных лавинами. Твердая составляющая потока формируется, помимо тел ледяных порогов и снежных завалов, за счет снежно-ледяного покрова, наледей, шуги, русловых отложений. Такие потоки возможны до 3—5 раз за зиму. Несмотря на ограниченную мощность, приносят значительный ущерб водохозяйственным и дорожным сооружениям.

В. Ф. Перов.
ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ В ЛЕДНИКАХ. Водопроницаемые слои в ледниках, насыщенные водой. Располагаются на водоупоре из монолитного льда или коренной породы, могут быть зажаты между водоупорами. Основным водоносным горизонтом служит нижняя часть фирновой толщи, водоносными также могут быть слои фирна, зажаты в монолитном льду, слои дробленого льда в зонах быстрой деформации и талые моренные отложения.

ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. Слои в снежном покрове, поры которых целиком заполнены водой. Водоносные горизонты подстилаются водонепроницаемыми плотными корками или ледяными прослойками, а также водонепроницаемыми или мерзлыми грунтами, на ледниках — ледниковым льдом. Движение воды в таких горизонтах происходит в направлении гидравлического уклона. Обычно В. г. в с. п. являются ненапорными и только в

редких случаях возникают напорные горизонты, из которых вода может выбрасываться на поверхность снега в виде фонтана. Существуют такие горизонты недолго.

В. М. Котляков.
ВОДООТДАЧА СНЕЖНОГО ПОКРОВА.

1. Поступление из одного слоя снежного покрова в другой избыточной, не удерживаемой вышележащими слоями, воды. Количество воды, необходимой для полного смачивания снега, зависит от структуры и водоудерживающей способности снега. 2. Поступление на поверхность почвы из снега избыточной талой или дождевой воды. Наступает позже начала снеготаяния и зависит от физических свойств снега: степени перекристаллизации, зернистости и капиллярных свойств. Суточная величина снеготаяния и В. с. п. близки друг другу в разгар таяния снега при отсутствии жидких осадков. Интенсивность В. с. п. выражается объемом воды на единицу площади в единицу времени.

К. С. Лосев.

ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛЕДЯНЫХ ПОРОД. Способность ледяных пород пропускать через себя воду. Характеризуется

коэффициентом *фильтрации* k , равным скорости движения воды U через толщу ледяной породы по вертикали в случае аппроксимации движения законом Дарси: $U = ki$, где i — пьезометрический уклон, или падение напора на единицу пути фильтрации. Коэф. фильтрации снега равен 10—20 м/сут, минимальное значение он имеет при плотности снега около 400 кг/м³, с развитием снеготаяния возрастает. Коэф. фильтрации фирна равен 5 м/сут [116]. Лед водопроницаем лишь в слое радиационного таяния до глубины не более 15 см. Монолитный лед практически водонепроницаем, хотя вода в нем собирается при температуре плавления на стыке кристаллов и образует сеть канальцев (вен). Согласно теоретическому расчету Дж. Ная [289], коэф. фильтрации льда составляет около 0,2 м/сут. Отсутствие наблюдаемой фильтрации может быть объяснено пузырьками воздуха и рекристаллизацией льда в канальцах, а также деформацией их стенок. *А. Н. Кренке.*
ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ СНЕГА. Способность снега пропускать воду. В. с. зависит от количества, размеров и формы пор в снежном покрове, от

степени разнородности различных слоев, наличия ледяных корок и настов, посторонних примесей. На начальной стадии просачивания воды в снег она поглощается снежным покровом, что происходит из-за молекулярного притяжения воды ледяными частицами. Постоянный расход воды устанавливается после насыщения снега. В.с. исследуется с помощью красителей и характеризуется скоростью фильтрации. Преобладающие скорости фильтрации воды в снеге равны 0,02—0,05 см/с, хотя при значительном запасе холода в снежной толще они могут быть гораздо меньше. Больше всего скорости фильтрации в рыхлом снеге, особенно в *горизонтах разрыхления*; наоборот, в плотном снеге, богатом корками, вода движется вниз крайне медленно.

В. М. Котляков.

ВОДОСНЕЖНЫЙ ПОТОК (син. *снежный сел*). Вид *селевого потока*, сел весеннего снеготаяния. Такие потоки распространены гл. обр. в горных районах Субарктики, встречаются в горах умеренного пояса, а также на поверхности ледников в полярных и средних широтах. Формируются в период снеготаяния (май — июнь) при оттепелях с резким подъемом температуры воздуха, часто с участием дождя. Механизм зарождения связан с отрывом пласта снежного покрова в русле или на склоне, а также с прорывом снежных плотин в руслах рек; отрыв пласта снега происходит при полном насыщении снежного покрова талыми водами или вследствие давления потока воды в подснежном канале стока.

Селевая масса В.п. представлена смесью комков и зерен снега с водой, а также обломков горных пород. Свежие отложения В.п. представляют собой спрессованный мокрый снег комковатой структуры или минерально-фирновую массу с включениями щебня и крупных обломков; последние составляют 5—10 % объема. Преобладание фирна в составе селевой массы определяет низкие значения ее плотности — около 800 кг/м³, что вдвое или втрое меньше плотности водо- и грязекаменных селей. Следствием этого является низкий эрозионно-аккумулятивный эф-

фект В.п.: для зоны транзита характерна лишь коррозия бортов, зона аккумуляции фиксируется одиночными обломками или маломощным слоем грубообломочной несортированной породы — смесью щебня, дресвы, песка и крупных обломков.

В. Ф. Перов.

ВОДОУДЕРЖИВАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СНЕГА (син. *влажность снега*). Наибольшее количество воды всех форм, которое снежный покров способен удержать в себе после смачивания до полной влагоемкости и свободного стекания *гравитационной воды*. Может быть измерена с помощью *максимального влагомера*, сконструированного П. П. Кузьминым. В.с.с. в общем обратно пропорциональна *водопроницаемости снега* и зависит от размера, строения пор и их общего объема, т. е. от плотности снега. Сухой свежеснежавший снег плотностью 150—200 кг/м³ способен удерживать 45—35 % воды от общей массы снега с водой, плотный мелкозернистый снег в тонких слоях может удерживать более 50 % воды, мелко- и среднезернистый снег плотностью 250—300 кг/м³ удерживает 35—25 % и крупнозернистый плотностью 390—430 кг/м³ удерживает 25—15 % воды. В процессе таяния с ростом плотности В.с.с. понижается, что ведет к сокращению количества растаявшего снега, необходимого для начала водоотдачи. В результате длительность периода между началом таяния снега и его водоотдачей в ходе снеготаяния постепенно сокращается. Крупнозернистый снег плотностью 350—400 кг/м³ в конце снеготаяния удерживает воды 10—3 % общего снегозапаса.

В. М. Котляков.

ВОДЯНАЯ СУМКА. Пленка воды, обволакивающая воздушные пузырьки в теплых ледниках. Возникает обычно под действием солнечных лучей, проникающих в лед. Объемы воды и воздуха в пузырьках относятся как 3—6 к 1. При движении льда вода из В.с. может под давлением поступать в граничный слой между кристаллами. Следовательно, плотный ледниковый лед не полностью непроницаем для воды.

„ВОДЯНОЕ” НЕБО. Темные полосы на нижней стороне низких облаков,

указывающие на наличие воды среди морского льда или за льдом.

ВОДЯНОЙ. Состоящий из воды (водяная капля, водяное облако, водяной поток), в отличие от определения „водный” — относящийся к воде, связанный с водой (водный баланс, водные ресурсы, водный путь).

ВОДЯНОЙ ЗАБЕРЕГ. Прибрежная полоса воды на припае, образующаяся в результате стока талой воды с берега, таяния снега на льду и самого льда. В.з. характерны для морей, озер и рек. Если лед под В.з. протанывает насквозь, то такой В.з. называется сквозным.

ВОЕЙКОВ Александр Иванович (1842—1916). Русский климатолог и географ, чл.-корр. Петербургской Академии наук (1910). Вскрыл физическую сущность и структуру климатообразующих процессов, а также роль отдельных факторов климата и их взаимодействие с другими компонентами природы. Впервые применял метод балансов к изучению географических явлений, разработал классификацию рек по гидрологическому режиму. В. заложил основы снеговедения, показав разностороннюю роль снежного покрова в природных процессах и, в частности, в существовании ледников. Для гляциологии большое значение имеет первая заметка „Влияние снеговой поверхности на климат”, а также монография „Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования” [36].

ВОЗГОНКА ЛЬДА. Переход снега или льда из твердого состояния непосредственно в газообразное, минуя жидкую фазу. Процесс, обратный *сублимации водяного пара* — термину, употребляемому лишь в метеорологической и гляциологической литературе, в то время как в физике в этом значении говорят о десублимации. Удельная теплота В.л. равна сумме удельной теплоты плавления и испарения, т. е. 2834 Дж/г при 0 °С. См. также *испарение льда*.

ВОЗГОНКА СНЕГА. См. *испарение снега*.

ВОЗДУХОПРОНИЦАЕМОСТЬ СНЕГА. Способность снежного покрова пропускать воздух; зависит от абс. размеров, извилистости и разветвленности сообщающихся пор, показывает потенциальную проницаемость снега для воды и водяного пара. Опреде-

ляется через коэф. воздухопроницаемости снега, представляющий собой среднюю ламинарную скорость воздуха, протекающего через снег при градиенте давления 1 см вод. ст. на 1 см пути. Экспериментальных исследований В.с. очень мало, можно отметить опыты Х. Бадера [238], В. М. Котлякова [106] и Дж. Бендера. В.с. уменьшается по мере увлажнения и практически прекращается при ледяных прослойках или образовании подвешенного слоя жидкой воды. Она зависит от пористости и слоистости снега и из-за различий в его текстуре неодинакова в вертикальном и горизонтальном направлениях. В среднем коэф. воздухопроницаемости в свежееотложенном и мелкозернистом снеге равен 50—250 см/с, в среднезернистом снеге возрастает до 400 см/с, в крупнозернистом — до 800 см/с, а в слоях глубинной изморози — до 2000 см/с. В. М. Котляков.

ВОЗДУШНАЯ ВОЛНА ЛАВИНЫ. Явление, возникающее при падении лавины и вызывающее разрушения вне зоны отложения основной массы лавинного снега. Это явление называют также *лавинным ветром* или *лавинным вихрем*. Предложено несколько гипотез, объясняющих возникновение В.в.л.: сжатие и вытеснение воздуха перед фронтом движущейся лавины; вовлечение прилегающего к лавинному телу воздуха в движение, вследствие чего, напр., может образоваться полукольцевой вихрь с осью в плоскости, перпендикулярной направлению движения лавины, а при остановке тела лавины вихрь отрывается от него, двигаясь дальше по склону и производя разрушения; выжимание воздуха из тела лавины при ударе о дно долины или стенку русла, что вызывает скачок давления в воздухе, величина которого зависит от скорости, объема и пористости лавинного снега; передача части импульса газообразной фазе при остановке или торможении твердой фазы лавины; захлопывание воздуха при прыжке лавины с уступа, его сжатие и дальнейшее выталкивание под давлением; за счет большей скорости частиц снега на поверхности тела лавины по сравнению со скоростью самого тела возможно образование струи, стекающей с переднего фронта лавины, и возникновение вихря с горизонтальной осью перед телом лави-

ны, который в виде горизонтального волчка может оторваться и уйти вперед после остановки тела лавины; возникновение в снеговоздушном потоке релаксационных и свободных колебаний, которые могут служить источником ударных волн и сопровождающих их вихрей, при этом происходит канализация волны вдоль продольной волны лавины и излучение ее направленным пучком через фронт лавины.

В. в. л. обычно связывают с пылевыми лавинами, однако есть сведения о сопровождении воздушными волнами и других типов лавин. Возможно, воздушные волны при сходе лавин разных типов имеют различную физическую природу и механизм образования. Из всех гипотез следует, что В. в. л. включает снежную пыль. Наблюдения, проведенные Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ, позволили изучить распределение скорости снеговоздушного потока, оторвавшегося от основного тела лавины, его давление на разных расстояниях от места отрыва и путь, который этот поток проходит самостоятельно, нанося разного рода разрушения. По этим данным, путь В. в. л. составляет 12—20 % пути основного тела лавины. Морфология пути лавины оказывает существенное влияние на направление и силу В. в. л.

К. С. Посев.

ВОЗДУШНО-ЛЕДЯНЫЕ ПОКРЫТИЯ. Слои льда с прослоями воздуха. Используются для предохранения горных пород или русел рек от промерзания в связи с подготовкой россыпей к драгированию, а также в борьбе с наледями. Создаются путем промораживания подпруженных водных потоков с периодическими пропусками воды через специальные пропускные отверстия. Образующийся лед удерживается от прогибания деревянными, металлическими опорами или перекрытиями из жердей, хвороста, бревен.

В. Р. Алексеев.

ВОЗДУШНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ЛЬДУ. Газы, заключенные в замкнутых пустотах (пузырьках) льда и попавшие туда непосредственно из атмосферы или из замерзающей воды. С точки зрения генезиса В. в. л. делятся на первичные, или сингенети-

ческие, и вторичные, или эпигенетические. Первичные охватывают аутигенные (выделившиеся из воды или захваченные льдом во время замерзания) и ксеногенные (образованные из газовых примесей воды) включения, вторичные — гипергенные (проникшие через открытые трещины и поры) и гипогенные (образованные при замыкании трещин и пор) включения. Каждый тип В. в. л. характеризуется особой формой и свойственными лишь ему размерами и взаимным расположением. Наибольшее количество аутигенного воздуха (до 26 % объема) может содержать конгеляционный лед. Гипергенный воздух заполняет сообщающиеся поры фирна и снега, которые по своему объему могут многократно превосходить объем ледяных кристаллов. Объем гипогенных В. в. л. колеблется от 13 до 130 %. Гипергенный воздух, заполняющий открытые поры и трещины, имеет состав, который аналогичен составу атмосферного воздуха, но он всегда насыщен водяным паром. Поэтому его диффузия сопровождается сублимацией. В. в. л. снижают проницаемость льда для лучистой энергии и, усиливая ее отражение границами пузырьков и пор, ослабляют радиационное таяние. См. также *давление воздуха во льду*.

В последние годы получили развитие методы изучения химического состава газов из гипогенных включений для получения данных о составе земной атмосферы прошлого, в частности для выяснения содержания CO_2 . Общее газосодержание таких включений используется для реконструкций высот Гренландского и Антарктического ледниковых покровов в позднем плейстоцене.

М. Г. Гросвальд.

ВОЗРАСТ ЛЬДА. Время, прошедшее с момента образования льда в леднике, на поверхности воды, в толще горных пород или в атмосфере. В. л. в разных ледяных образованиях сильно различается. Возраст атмосферного льда в среднем равен 1 сут, снежного покрова — 3—4 мес, морского льда — примерно 1 году, подземного льда — сотням лет и ледников — почти 10 тыс. лет. В толще горных ледников можно обнаружить лед в воз-

расте нескольких сотен лет, а в нижних слоях континентальных ледниковых покровов В. л. может достигать нескольких сотен тысяч лет. Среди подземных льдов Сибири встречаются повторножильные и текстурообразующие льды, возраст которых 50 тыс. лет и более.

В ледниках В. л. определяется как интеграл скорости движения льда по линии тока ледника:

$$\tau = \int_{x_{i_0}}^{x_i} dx_i / U_i,$$

где U_i — скорость движения льда, x_i — ортогональные координаты ($i = 1, 2, 3$), x_{i_0} — координаты элементарного объема в момент его включения в ледник. В. л. быстро растет с глубиной, и старый лед сосредоточивается в тонком придонном слое. В ледниках В. л. определяют по профилям содержания стабильных изотопов кислорода ^{18}O и водорода ^2H ; по слоям повышенной радиоактивности, вызванной известными термоядерными выбросами в атмосферу; анализом содержания естественных радиоактивных изотопов ^{14}C , ^{32}Si , ^{210}Pb и др.; расчетами по моделям растекания льда и пр. См. также *датирование ледникового льда*.

В. М. Котляков.

ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАВУЧЕГО ЛЬДА. Условные показатели времени существования морского, озерного и речного льда. Условность их связана с тем, что о возрасте судят по внешнему виду льда и его толщине. В южных замерзающих морях, озерах и реках, где сильные морозы редки, лед, образовавшийся еще с осени, лишь к весне достигает толщины, свойственной молодым льдам.

В. х. п. л. подразделяются на следующие шесть групп, пять из которых включают по несколько возрастных характеристик: 1) *начальные виды льдов* — недавно образовавшиеся льды, состоящие из несмерзшихся или слабо смерзшихся кристаллов; включают ледяные иглы, ледяное сало, снежуру и шугу; 2) *нилас* — тонкая, эластичная корка льда толщиной до 10 см, легко изгибающаяся на волне и зыби, образующая при сжатии зубчатые *наслоения льда*; к ниласу относятся: склянка, темный и светлый ни-

лас; 3) *блинчатый лед* — пластины льда, близкие по форме к кругам диаметром от 30 см до 3 м, толщиной до 15 см; 4) *молодой лед* — следующая после ниласа стадия развития льда, его толщина от 10 до 30 см; подразделяется на серый и серо-белый лед; 5) *однолетний лед* — просуществовавший не более одной зимы, толщиной от 30 см до 2 м; к однолетним льдам относятся тонкий однолетний лед, однолетний лед средней толщины и толстый однолетний лед; 6) *старые льды* — морские полярные льды, подвергавшиеся таянию по крайней мере в течение одного лета; подразделяются на двухлетние и многолетние льды.

В. Л. Цуриков.

ВОЗРОЖДЕННЫЙ ЛЕДНИК (син. *регенерированный ледник*). Долинный ледник, лишенный фирнового бассейна и питающийся обвалами льда с висячего или более высоко расположенного долинного ледника (см. фото V. 9).

ВОЛНА ВСПУЧИВАНИЯ. См. *кинематическая волна в ледниках*.

ВОЛНОВОЕ НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ. См. *наледееобразование*.

ВОЛНОВЫЕ ОГИВЫ. См. *огивы*.

ВОЛНЫ ОПЛАВЛЕНИЯ. Возникающие в результате снеготаяния небольшие чащеобразные углубления на поверхности снега (см. фото XIV. 25), разделенные преимущественно пологими, а иногда и острыми гребешками. Образуются от неравномерного притока турбулентного и радиационного тепла, особенно при пятнистом загрязнении снежной поверхности принесенными ветром минеральными и органическими частицами.

ВОЛОКНИСТОСТЬ СНЕГА. См. *вертикальная столбчатость снега*.

ВОРОНКА ВЫДУВАННЯ. См. *дефляция снега*.

ВРАЩАТЕЛЬНОЕ ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА. Явление, часто сопровождающее *дрейф льда*, когда вследствие трения о кромку припая или более мелких льдин о более крупные первые начинают вращаться вокруг вертикальных осей. В. д. л. обычно происходит в зонах дрейфоразделов (см. *дрейф льда*).

ВРЕМЯ ДОБЕГАНИЯ ВОДЫ С ЛЕДНИКА. Время от появления фиксированной частицы воды на леднике вследствие таяния или выпадения жидких осадков до ее попадания в питаемые ледником реку или другой

водоем. В зависимости от места появления воды на леднике это время составляет несколько часов для открытого льда, 2—3 дня для снега на леднике, 4—5 дней для неледниковой части бассейна и от 5 дней до 2 мес. для фирновой толщи. Подобные оценки делаются на основе прямых трансверсальных измерений и путем оптимизации моделей формирования гидрографа ледникового стока. На основе кривых спада получено [51] осредненное время добега τ_d (сут) с ледников, возрастающее с ростом их площади s_d (км²):

$$\tau_d = 3,8 \lg (s_d + 1).$$

Время добега всех видов ледниковых вод не постоянно в течение года. Оно уменьшается на протяжении сезона абляции в процессе выработки дренажной сети. *А. Н. Кренке.*

ВРЕМЯ РЕЛАКСАЦИИ ЛЬДА. См. *геологические свойства льда.*

ВСЕМИРНЫЙ КАТАЛОГ ЛЕДНИКОВ. Инвентаризация ледников земного шара, начатая в конце 60-х годов в связи с выполнением программы МГД. В 1977 г. по решению Международной комиссии снега и льда при географическом факультете Швейцарского федерального высшего технического училища в Цюрихе организован Временный технический секретариат по составлению В.к.л., до 1980 г. возглавлявшийся Ф. Мюллером. В.к.л. предполагает создание банка данных на машинных носителях в соответствии со специальным руководством [283]. Основным источником каталога служат крупномасштабные карты и материалы аэрофотосъемок, иногда выполняемые специально для этой цели. К настоящему времени закончено составление каталога ледников в СССР, Норвегии, Швейцарии, Франции, Австрии, Эквадоре; ведутся работы по каталогизации ледников в США, Канаде, Аргентине, Перу, Боливии, Чили, Колумбии, Исландии, Гренландии и на Шпицбергене, в Италии, Турции, Иране, Индии, Бутане, Непале, КНР, Новой Зеландии. *В. М. Котляков.*
ВСЕСОЮЗНЫЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ СИМПОЗИУМЫ. Совещания советских гляциологов, проводимые раз в четыре года *Секцией гляциоло-*

гии. Собирают около 300 участников. Обычно на них обсуждается 120—130 докладов по разным проблемам гляциологии и разрабатывается согласованная программа научных исследований на следующее четырехлетие. К настоящему времени проведено восемь В.г.с: первый в 1961 г. в Москве, второй в 1962 г. в Алма-Ате, третий в 1965 г. в Чолпон-Ате (на оз. Иссык-Куль), четвертый в 1968 г. в Терсколе, пятый в 1972 г. в Ташкенте, шестой в 1976 г. в Алма-Ате, седьмой в 1980 г. в Томске, восьмой в 1984 г. в Таллине.

ВСКРЫТИЕ РЕК И ВОДОЕМОВ. Фаза *ледового режима*, характеризующаяся интенсивным разрушением ледяного покрова вследствие уменьшения его толщины и прочности под влиянием притока тепла и воздействия механических сил. Включает подвижки льда, появление закраин, полыней, ледоход и завершается полным очищением реки или водоема ото льда. Характер процесса разрушения ледяного покрова зависит от интенсивности подъема уровня воды, скорости течения, метеорологических условий и радиационного баланса. Вскрытие южных рек происходит обычно под воздействием тепла солнечной радиации на ранней стадии весеннего половодья при относительно низких уровнях. Большинство сев. рек СССР и Канады, особенно текущих с Ю на С, вскрывается под воздействием волны половодья при высоких подъемах уровней воды, нередко с образованием заторов льда. На реках, промерзающих до дна, лед тает на месте. Вскрытие озер и водохранилищ происходит как в результате таяния льда под влиянием тепла, так и нарушения сплошности ледяного покрова и перемещения льда по акватории под действием ветра. В марте — апреле вскрываются реки и водоемы на основной территории Европейской части СССР, сев.-вост. Китая, США и Скандинавии, а в мае — на сев.-вост. Европейской части СССР, севере Скандинавии, Кольском п-ове и Аляске. В Азиатской части СССР и в Канаде В.р. и в. происходит в апреле — мае, а в районах Крайнего Севера — в июне. *Лит. [26].*
Р. В. Донченко.

ВСПЛЫВАНИЕ ЛЕДНИКОВ. Отрыв ледников от ложа при их продвижении в море или озеро дальше линии гидростатического равновесия, когда лед погружается в море на глубину, масса столба воды над которой равна массе колонки льда или превышает его, т.е. на глубину 0,8—0,9 толщины ледника. Если конец ледника удерживается от всплытия сопротивлением соседних участков, он может погружаться еще глубже, до 0,95 его толщины. Линия отрыва ледника от ложа и перехода его в плавающее состояние называется *линией налегания*. Достижение линии налегания возможно, если скорость выдвигания обрыва в сторону моря, равная разности скоростей движения льда и таяния обрыва, превышает скорость волновой и термической абразии. На линии налегания или дальше от нее в море возможен (но не обязателен) откол айсбергов. Изменение положения линии налегания зависит от изменения толщины ледника и уровня моря (озера).

А. Н. Кренке.

ВТОРИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛЕДНИКОВ. Обогащение ледникового льда минеральными примесями за счет ионообмена с включенной в ледник мореной. Обогащение происходит за счет ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- и некоторых тяжелых металлов. Сильно замороженный древний лед содержит повышенное количество примесей, а его состав может быть гидрокарбонатным вместо хлоридного.

ВТОРИЧНО-РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ ЛЕД. См. *рекристаллизационный лед*.

ВТОРИЧНЫЙ ВНУТРИГРУНТОВЫЙ ЛЕД. Лед, образовавшийся в порах, полостях, трещинах уже мерзлых или морозных горных пород. См. *классификацию подземных льдов*.

ВТОРОЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ ПОЛЯРНЫЙ ГОД (Второй МПГ). Период одновременных геофизических наблюдений в Арктике и Антарктике силами ряда стран по общей программе и единой методике. Проводился с августа 1932 г. по август 1933 г., через 50 лет после *Первого МПГ*. Среди множества геофизических станций, разбросанных по всему миру, было немало ледниковых. В Антарктиде на шельфовом леднике Росса была основана американская

станция Литл-Америка, в центре этого шельфового ледника в одиночестве зимовал известный американский исследователь, впоследствии адмирал Р. Бэрд. В СССР в период Второго МПГ проводились исследования на ледниках Арктики, Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Памира и Алтая; на леднике Федченко на высоте 4300 м над ур. м. была основана самая высокогорная станция. Материалы гляциологических исследований Второго МПГ обобщены С. В. Калесником [84].

В. М. Котляков.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ ГРЯЗЕВОЙ ПОТОК (син. *лахар*). *Селевой поток*, возникающий при извержении вулкана вследствие спуска кратерных озер или интенсивного таяния снега и льда на склоне вулкана под воздействием раскаленных масс пирокластического материала или лавы. В. г. п. достигают гигантских — самых крупных среди всех типов селей — размеров: длина может составить 300 км, объем перемещенных обломочных масс — 500 млн. м³, мощность отложений — 20 м. Формированию мощных селей способствуют крутые склоны действующих вулканов и обилие рыхлых, легко размываемых вулканогенных толщ; состав селевой массы преимущественно грязекаменный. В. г. п. следует отличать от *вулканогенного ледникового паводка* (*йокульлаупа*).

В. Ф. Перов.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПАВОДОК. См. *йокульлауп*.

ВЫВОДНОЙ ЛЕДНИК. Быстро движущийся ледяной поток, через который происходит основной расход льда с данного *ледосборного бассейна* ледникового покрова. Возникновение В. л. связано с расчленением ледникового ложа, способствующим ускорению движения отдельных потоков льда, напр. с наличием продольных долин, погребенных подо льдом, в т. ч. выработанных самим движущимся льдом. Образование В. л. может быть результатом неустойчивости, обусловленной экзарацией ложа.

В. л. широко распространены в Антарктиде и Гренландии, где достигают многокилометровой ширины и движутся со скоростью до 1 км/год (в Гренландии — до 5—10 км/год). Из-за быстрого движения В. л. на их бортах и в верховьях возникают системы трещин. Заканчиваясь в море, В. л. образуют *плавающие ледниковые*

языки и продуцируют многочисленные айсберги небольших размеров.

В. л. подразделяются на ледяные потоки, текущие в ледяных берегах, т. е. среди ледникового покрова, и собственно выводные ледники — долинные, залегающие в скальных долинах, но своими истоками уходящие в ледосборные бассейны, расположенные в пределах ледниковых щитов.

В. М. Котляков.

ВЫДУВАНИЕ СНЕГА. См. *дефляция снега.*

ВЫМЕРЗАНИЕ. 1. Постепенное выталкивание предметов (обломков горных пород, корней и стволов деревьев, свай, столбов и пр.) при промерзании увлажненных масс грунта (см. *криогенное пучение*). 2. Гибель семян и растений при низких температурах, вызывающих образование внутриклеточного и внеклеточного льда, изменение состава физиологических растворов, механические повреждения тканей. В. как природный процесс наносит большой вред сельскому хозяйству, развитию садоводства. Для борьбы с ним производят рыхление почв, прикопку, укрытие теплоизоляционными материалами, в т. ч. снежным покровом.

В. Р. Алексеев.

ВЫМОРАЖИВАНИЕ. 1. Постепенное систематическое смещение к дневной поверхности валунов и гальки, находящихся в толще сезонномерзлых грунтов, в результате процессов криогенного пучения. Способствует формированию курумов, каменных колец, многоугольников и других форм криоструктурного рельефа. Особенно интенсивно развито в горных областях с многолетнемерзлыми породами. 2. Метод получения пресной воды из соленой морской или озерной, применяемый на Крайнем Севере и в безводных степях Казахстана. 3. Процесс скалывания плавучего льда с верхней поверхности около судов или иных предметов с одновременным его нарастанием снизу и итоговым результатом — осушением предметов в ледовом доке. Применяется также для осушения (обнажения) предметов на дне водоемов и водотоков.

В. М. Котляков.

ВЫНУЖДЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ. См. *колебания ледников.*

ВЫПАДАЮЩИЕ ТВЕРДЫЕ ОСАДКИ. См. *твердые осадки.*

ВЫСОТА СНЕЖНОГО ПОКРОВА. См. *толщина снежного покрова.*

ВЫСШЕЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ. Подготовка специалистов высшей квалификации в области гляциологии. В СССР специализированное гляциологическое образование дается лишь в Московском университете, где на географическом факультете существует кафедра криологии и гляциологии. Курсы общей гляциологии читаются в Ленинградском, Ташкентском, Томском, Тбилиском и Казахском университетах. Частные курсы гляциологии, нередко связанные с прикладными проблемами, входят в программы некоторых технических вузов — строительных, транспортных, гидрометеорологических. До сих пор в нашей стране не существует стабильного учебника по гляциологии. В качестве учебных пособий можно рекомендовать книги С. В. Калесника [86], В. М. Котлякова [107], А. И. Попова и Г. К. Тушинского [160].

ВЫСШИЙ СЕЛЕВОЙ ГОРИЗОНТ. См. *гидрограф села.*

ВЫТАИВАНИЕ. Процесс освобождения предметов, заключенных в толще льда, снега или мерзлых горных пород при их тепловом разрушении. В зависимости от теплопроводности включений формируются своеобразные формы ледяного рельефа: ледниковые стаканы, ледниковые столы и пр. При вытаивании льда в толще вечной мерзлоты образуются термокарстовые просадки, байджерахи, термоабразионные ниши и др.

В. Р. Алексеев.

ВЮРМСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене.*

ВЯЗКО-ПЛАСТИЧЕСКОЕ ДВИЖЕНИЕ. Движение льда в леднике за счет вязко-пластических деформаций, так что скорости движения близки к интегралам по скоростям деформаций вдоль линии тока от ее начала до места измерений. Ледники с преобладанием В.-п. д. характеризуются примерзанием льда к ложу и бортам, плавным нарастанием скоростей от ложа и бортов к стрелю, параболическим.

ческим профилем поперечной эпюры скоростей. А. Н. Кренке.

ВЯЗКОСТЬ ЛЬДА. См. *реологические свойства льда*.

ВЯЗКОСТЬ СНЕГА. Внутреннее трение в снеге — свойство снега необратимо превращать в теплоту механическую энергию, сообщенную ему в процессе деформирования. При растекании снежного покрова, т. е. расплывании его в стороны на горизонтальной плоскости, и течения снега по наклонной плоскости, напр. по горному склону, рассматриваемым как течение очень вязкой жидкости, В. с. понимается как сопротивление перемещению одной части снега относительно другой. Свежеотложенный снег обладает большей пластичностью и меньшей вязкостью по сравнению с плотным лежалым снегом.

Различают компрессионную, объемную и сдвиговую В. с. и соответствующие коэф. вязкости η_k , η_0 , η_c :

$$\eta_k = \rho \sigma_k / (dp/d\tau), \quad \eta_0 = \rho \sigma_0 / (dp/d\tau),$$

$$\eta_c = \tau^* / \dot{\omega} = \tau^* / (dU/dl),$$

где ρ — массовая плотность снега, τ — время, σ_k — нормальное напряжение при одноосном сжатии, σ_0 — среднее из главных значений тензора напряжений при сложном напряженном состоянии снега, τ^* — касательное напряжение сдвига, $\dot{\omega}$ — скорость относительной деформации сдвига, U — скорость течения снега на расстоянии l от подстилающей поверхности, измеренном по нормали к ней.

Величина η_c различна для разных слоев снежного покрова. Считая в первом приближении $\eta_c = \text{const}$ и учитывая только кулоново трение, находят по формуле К. Ф. Войтковского:

$$\eta_c = \rho g z^2 \varphi \sin \alpha / (2U_n),$$

где z — толщина снежного покрова, α — угол склона с горизонтом, U_n — скорость смещения верхней поверхности снежного покрова, φ — коэф. внутреннего трения. А. К. Дюнин.



ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ЛЬДА. Присутствие атмосферных газов во льду, захваченных им в процессе льдообразования. В 1 кг льда, образованного путем рекристаллизации холодного сухого снега, содержится около 100 см³ газа, и его состав близок к атмосферному. В 1 кг льда, сформированного путем замерзания воды, насыщенной атмосферным воздухом, находится менее 30 см³ газа, и в его составе наиболее растворимые в воде газы содержатся в большем количестве. В 1 кг льда теплых ледников, образованного посредством рекристаллизации фирна, газа содержится менее 100 см³, и состав его близок к атмосферному, хотя и наблюдается обеднение наиболее растворимыми компонентами. Воздушные включения в ледниках, подвергшихся частичному таянию, обеднены газами в порядке их растворимости: $\text{CO}_2 > \text{Ar} > \text{O}_2 > \text{N}_2$. Поскольку растворимость CO_2 в воде почти в 36 раз больше раство-

римости O_2 , появление воды и последующее ее замерзание ведет к значительному увеличению углекислого газа во включенном в лед воздухе.

Если таяние не происходит, то благодаря малой миграции газов во льду газовые включения относительно хорошо сохраняются в высокополярных ледниках, поэтому на больших глубинах в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии можно обнаружить древнюю атмосферу. Анализ ледникового льда в возрасте до 50 тыс. лет из глубоких скважин показывает однородность основного газового состава. Некоторое уменьшение содержания кислорода в позднелайстоценовом льду (20,69 %) по сравнению с голоценовым (20,87 %) объясняется меньшей активностью фотосинтеза в более холодном климате. Недавно установлено почти вдвое меньшее по сравнению с современным содержание CO_2 во льду позднего плейстоцена и, наоборот, несколько

повышенное его содержание во льду, отложенном в голоцене.

В. М. Котляков.

ГАММА-ГАММА-КАРОТАЖ. См. *гамма-каротаж скважин в ледниках.*
ГАММА-КАРОТАЖ СКВАЖИН В ЛЕДНИКАХ. Измерение плотности льда и фирна в скважинах по ослаблению гамма-лучей. Различают два способа: гамма-гамма-каротаж, когда применяется датчик гамма-излучений, и нейтронный гамма-каротаж (или просто нейтронный каротаж), когда используется источник нейтронов. Гамма-гамма-каротаж может выполняться „на просвет” между двумя скважинами на небольших глубинах или в одной скважине на значительных глубинах. В последнем случае в скважину помещается одновременно датчик гамма-излучений и экранированный от прямого излучения разрядный счетчик, который облучается вторичными излучениями, рассеянными льдом. Гамма-лучи рассеиваются электронами атомных оболочек, концентрация которых в пресном льду однозначно связана с его плотностью. Кривые связи зависят от расстояния между излучателем и счетчиком. При расстоянии, меньшем 35—40 см, скорость счета растет с плотностью, при большем — убывает. Используются как прямые, так и „инверсионные” зонды. Точность измерений равна ± 30 кг/м³, на нее влияет наличие каверн во льду.

При нейтронном гамма-каротаже рассеяние нейтронных излучений пропорционально концентрации ядер водорода, которая во льду также однозначно связана с плотностью. В грунтах нейтронный каротаж используется для определения влажности в талых и льдистости в мерзлых породах. Выбор расстояния между датчиком и регистратором зависит от ожидаемой плотности льда для обеспечения попадания на крутой чувствительный участок тарировочной кривой.

А. Н. Кренке.

ГАММА-СЪЕМКА СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Метод дистанционного измерения снеготолщин, основанный на фиксации ослабления естественного гамма-излучения земли снежным покровом. Учитывается поглощение снегом естественного гамма-излучения

земли, измеренного аппаратурой, размещенной на самолете, вдоль исследуемого маршрута в период залегания снежного покрова и при его отсутствии. На основе двукратных измерений можно определить приращение снеготолщин за соответствующий отрезок времени. Полученный результат представляет собой осреднение в некоторой полосе, ширина которой определяется высотой полета. При высоте полета 25—75 м ширина съемочной полосы 100—400 м.

Эффект естественного ослабления гамма-излучения земли зависит не только от количества воды, содержащейся в снежном покрове, но и от влаготолщин верхних слоев почвогрунтов, что снижает точность измерений. Погрешность наземной Г.-с. с. п. при снеготолщинах более 50 мм составляет около ± 5 %. Точность самолетной Г.-с. с. п. зависит от рельефа местности, гидрографических факторов, характера залегания снежного покрова, высоты полета и смещения от заданного маршрута. В устойчивые многоснежные зимы при отсутствии оттепелей и метелей и при незначительном изменении влаготолщин верхнего слоя почвы погрешность самолетной Г.-с. с. п. равна 10—12 мм, но она быстро возрастает при неустойчивом снежном покрове и в болотистых местностях. В настоящее время Г.-с. с. п. применяется на равнинной местности и в порядке эксперимента в горах.

В. М. Котляков.

ГАРАНТИЙНАЯ ГЛУБИНА СНЕГА. Толщина снежного покрова, предохраняющая почву от промерзания при абсолютных минимумах температур в данном районе.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН. Систематизация разнообразных типов и видов *снежных лавин* в соответствии со сходством причин их возникновения. Выделение классов лавин основано на выявлении причин, вызывающих сход лавин, которые обусловлены метеорологическими явлениями и процессами, происходящими в снежном покрове. Г.к.л. необходима при разработке прогноза лавин. В СССР широко используются классификации В. Н. Аккуратова (табл. 1) и К. С. Лосева (табл. 2). Разработана также *между-*

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН В. Н. АККУРАТОВА [8]

Тип лавин	Причина возникновения лавин	Характер движения лавин структурный состав и морфология лавинных отложений
Класс сухих лавин		
1. Лавины из свежеснежавшего снега	Составляющая сила давления снега, направленная вниз по склону, превышает сумму сил сцепления слоя с подстилающей поверхностью, сил статического трения и сил сцепления в сечении слоя, нормальном к поверхности снежного покрова и проходящем по линии наибольшего растягивающего напряжения	Лавины представляют собой снежное облако,двигающееся вниз по склону с огромной скоростью. Отложения в основном состоят из массы уплотненных обломков снежинок. Поверхность отложения относительно ровная
2. Лавины из метелевого снега	Это условие возникает при большей скорости приращения первой сравнительно с суммой приращения трех последних сил	Беспорядочное движение вниз по склону снежных глыб, плит и комьев различных размеров. Структура зернистая, чаще мелкозернистая. Иногда встречаются обломки снежинок. Отложения представляют собой скопление комьев, глыб, плит. Поверхность отложений неровная
3. Лавины, возникающие в результате сублимационного диафореза	Ослабление связей в снежном покрове, вызываемое процессом сублимационного диафореза	Характер движения может быть как в первом или как во втором типе, но иногда может быть и как во втором с элементами первого типа. Структура в отложениях: обломки снежинок, мелкозернистая или различных типов снега. Отложения представляют собой нагромождение глыб, плит и комьев различных размеров, в которых иногда прослеживается слоистость. Иногда отложения состоят из уплотненных обломков снежинок
4. Лавины температурного сокращения снега	Уменьшение объема снежной массы, вызываемое понижением ее температуры	Один из возможных вариантов, рассмотренных в первых трех типах
Класс мокрых лавин		
5. Инсоляционные лавины	Ослабление связей в результате таяния частиц льда в контактных зонах или в припочвенном слое, вызываемое проникающей солнечной радиацией	Лавины движутся как вязкое облако. Структура зернистая или даже фирновая. Отложения представляют собой нагромождение окатанных комьев
6. Адвекционные лавины	Ослабление связей в результате размыва водой, поступающей с поверхности снежного покрова путем фильтрации и других процессов	
7. Промежуточные лавины	Ослабление связей в результате совместного воздействия на снежный покров солнечной радиации и адвективных масс воздуха	

Примечание. При известных объемах лавин и морфологии пути их движения в отложениях образуются боковые плоскости скольжения. Происходит это в результате различия скоростей движения центральных и боковых масс лавинного снега перед моментом остановки лавин. В лавинах 2-, 3- и 4-го типов впереди основной движущейся массы снега, как правило, движется снежное облако.

Таблица 2

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН К. С. ЛОСЕВА [131]

Причины возникновения лавин	Типы лавин по характеру возникновения	Сезоны, к которым приурочены лавины	Характер снега в конусе выноса лавин
Метеорологические факторы	Образуются в результате снегопадов метелей резкого понижения температуры воздуха	Осень, зима, весна Осень, зима Зима	Влажный, сухой, рыхлый, мелкокомковатый Сухой, рыхлый, комковатый, плитчатый Сухой, глыбистый, плитчатый
Метеорологические факторы и процессы внутри снежной толщи при таянии	При радиационных оттепелях При весеннем снеготаянии В результате выпадения дождя на снежный покров	Зима, начало весны Весна Весна	Влажный, рыхлый, комковатый Мокрый, комковатый, глыбистый Мокрый, комковатый
Процессы внутри снежной толщи	Образуются во время оттепелей Образуются в результате перекристаллизации снега с образованием слоев глубинной изморози	Осень, зима, начало весны Зима	Влажный, комковатый, глыбистый, плитчатый Сухой, глыбистый, плитчатый, рыхлый
Случайные явления	ослабления прочности снежного покрова под длительным воздействием нагрузки —	Зима, весна Осень, зима, весна	Сухой, влажный, рыхлый, комковатый Все виды снега

народная морфологическая классификация лавин, дополненная перечнем лавинообразующих факторов; она рекомендуется для широкого использования в нашей стране. К. С. Лосев. **ГЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЛАВИН.** Следы лавинной активности, выраженные в механическом уничтожении и повреждении растительности, в смене видового состава, запаздывании фенологических фаз развития растений. К Г. п. л. относятся: а) лавинные прочесы; б) угнетенные виды деревьев — чаще всего лиственных, прижатых к земле или имеющих саблевидную форму; в) смешанные леса среди хвойных деревьев, обозначающие места лавинных прочесов, заросших более молодым, реже сносимым лавинами лиственным лесом; г) изменение состава растительных ассоциаций, связанное с тем, что в местах избыточного увлажнения после стаивания лавинного снега появляются

виды, более влаголюбивые или растущие при более низкой температуре, а также растения с более поздним вегетационным развитием, чем на окружающей местности; д) повреждение на стволах деревьев, флаговых тип кроны, поломы верхушек деревьев, вывалы деревьев и т. п.; е) обломки деревьев, разбросы обломанных веток, остатки растительности на конусе выноса. Г. п. л. позволяют во многих случаях определять некоторые характеристики лавин: дальность выброса, высоту фронта, границы распространения снеготылевого облака, возраст схода крупных лавин. Г. п. л. вместе с геоморфологическими признаками лавин позволяют оценивать уровень лавинной активности районов.

Л. А. Канаев. **ГЕОКРИОЛОГИЯ** (син. мерзлотоведение). Наука о мерзлых грунтах и горных породах, процессах их образования, истории развития и условиях

существования, а также явлениях, связанных с процессами промерзания, оттаивания и диагенеза мерзлых толщ. Изучает многолетнемерзлые и сезонномерзлые горные породы, особенности их состава, строения, сложения, физико-механические свойства, взаимоотношения грунтов с подземными льдами, хотя льды являются объектом *гляциологии*. Г. исследует также геологические, геоморфологические и гидрологические явления, связанные с промерзанием и протаиванием верхней части земной коры, разрабатывает теоретические основы и приемы управления этими процессами в связи со строительством и эксплуатацией сооружений, проведением горных работ, сельскохозяйственным освоением территорий, транспортным строительством и пр.

Как самостоятельная отрасль знаний Г. (мерзлотоведение) возникла в нашей стране в конце 1920-х годов. Задачи науки были сформулированы в трудах М. И. Сумгина, дальнейшее развитие советской Г. связано с именами П. А. Шумского, А. И. Попова, П. И. Мельникова, М. Н. Кудрявцева, Б. И. Втюрина, Н. Н. Романовского и др. Значительное развитие Г. получила в Канаде, США, Норвегии и Швеции. Наряду с *гляциологией* Г. является частью *криологии*.

В. М. Котляков.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НАЛЕДЕЙ. Работа наледной воды и наледного льда по преобразованию исходного рельефа земной поверхности и изменению состава, строения и свойств подстилающих горных пород. Проявляется в результате статического и динамического давления льда, эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков и развития специфических криогенных и посткриогенных явлений. Статическое давление наледного льда, достигающее 10—15 кПа, приводит к уплотнению и локальному выдавливанию рыхлых грунтов, в итоге на поверхности наледного ложа формируется система относительно ровных субгоризонтальных площадок, разделенных рядами валиков пучения высотой 20—30 см и шириной 0,5—1 м. Обрушение подтаявших ледяных глыб сопровождается образованием ям и котловин, а сплывание ледяных блоков — экзарацией береговых склонов и донных отложений. Динамическое

давление льда, вызываемое резким повышением температуры воздуха, проявляется в основном по периферии наледных полей. Здесь отмечается взламывание и сдвиг отдельных блоков горных пород, их дробление.

В весенний период наледи препятствуют прохождению талых снеговых вод. Водные потоки, дробясь и растекаясь по поверхности льда, откладывают взвешенные и влекомые наносы. Часто они собираются вместе и обтекают наледь, производя большую термоэрозионную работу на контактах льда с речными террасами. В иных случаях концентрированные потоки воды быстро прорезают ледяные массивы и формируют новое русло вдали от старого. Число и положение таких каналов стока из года в год меняется, в результате чего наледный участок долины постепенно расширяется и выравнивается. Этому способствуют также своеобразно протекающие криогенные и посткриогенные процессы. Зимой наледообразующие воды, соприкасаясь с охлажденными горными породами, вызывают тепловой удар, в результате которого происходит растрескивание и шелушение обломков. Попавшая в трещины вода замерзает и расклинивает их, что в конечном итоге обеспечивает дезинтеграцию пород коренного ложа и измельчение аллювия. С наступлением морозов в толще грунтов, подстилающих наледь, формируются пласты инъекционного льда, занимающие до 30—40 % наледного участка долины. Одновременно происходит локальное и площадное пучение рыхлых отложений, развитие морозобойных трещин, жильное льдообразование и пр. Летом подземные льды вытаивают. На их месте возникают термокарстовые просадки, оползни, сплывы. Совокупное воздействие перечисленных процессов определяет формирование *наледного аллювия, наледных полей, наледных ландшафтов*. В ряде случаев оно приводит к образованию ступеней в продольном профиле долин. Важное значение в трансформации рельефа, изменении горных пород имеют условия, определяющие миграцию наледей.

Наиболее ярко Г. д. н. проявляется в горных районах, сложенных сплошной толщей многолетнемерзлых

пород — на Северо-Востоке СССР, в горах Юж. Сибири, на Аляске.

В. Р. Алексеев.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ СНЕЖНИКОВ. Участие снежников в выработке рельефа ограничивается моделировкой рельефа, созданного другими процессами, или активизирует последние. Снежники участвуют в выработке снежниковых ниш, асимметричных и корытообразных оврагов, балок, долин, кулуаров, асимметричных и подковообразных холмов и гряд. Группу аккумулятивных форм нивального рельефа образуют гряды грубообломочного материала у подножий крутых склонов в горах, конусы выноса и бугры напора в овражно-балочных ландшафтах равнин. Усиление процессов денудации в результате воздействия талых вод снежника приводит к формированию специфических сочетаний нивального и сопутствующих видов рельефа и отложений — т. н. *нивальных комплексов*. Интенсивность

Г. д. с. определяется особенностями нивации, положением снежника в рельефе, составом подстилающих горных пород; в целом Г. д. с. ведет к выравниванию территории. Помимо современных, существуют реликтовые формы нивального рельефа и отложений, образование которых связано с периодами похолодания последнего тысячелетия и с позднеледниковьем.

В. Ф. Перов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЛАВИН. Формы лавинного рельефа, свидетельствующие о лавинообразовании. Они встречаются на достаточно крутых горных склонах и в днищах долин, куда сходят лавины. Наиболее характерными Г. п. л. служат лавинные очаги, лога и конусы выноса лавин, а также корытообразные формы логов в зоне транзита лавин, чаще образуемые мокрыми лавинами. Типичными Г. п. л. являются также эрозионные и аккумулятивные формы рельефа в зоне остановки лавин: лавинные бугры, ямы выбивания, осывные гряды и валы обломочного материала.

Л. А. Канаев.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ЛЕДНИКОВ. Деление ледников в соответствии с их тепловым со-

стоянием и термическим режимом ниже деятельного слоя. Первая Г. к. л. принадлежит М. Лагалли [270], который разделил ледники на *теплые, холодные* и *переходные*, отнеся к последним ледники, верхняя часть разреза которых холодная, а нижняя — изотермическая. Широко известна классификация, предложенная в 30-х годах Х. Альманом [234], где выделено три класса ледников: ледники стран умеренного климата, или *теплые*, в которых вся толща, за исключением самых верхних слоев, имеет температуру плавления льда; *полярные ледники*, в которых даже летом температуры отрицательные до значительной глубины и таяния не бывает; *субполярные ледники*, в толще которых господствуют отрицательные температуры, но летом возможно таяние.

Г. к. л. Г. А. Авсюка [5] основана на выделении пяти основных типов распределения температуры в толще ледников: 1) сухой полярный тип, когда во всей толще ледника температура ниже точки плавления льда и несколько ниже средней годовой температуры воздуха в данной местности (Антарктида, Гренландия, горы Центральной Азии выше 6000—7000 м); 2) влажный полярный, в котором летом температура поднимается выше 0 °C и происходит небольшое таяние, но температура толщи остается ниже средней годовой температуры воздуха (периферия первого типа); 3) влажно-холодный, когда средняя температура льда выше средней годовой температуры воздуха, хотя обе они отрицательны, а таяние захватывает лишь верхнюю часть толщи (ледники арктических островов, Патагонии); 4) морской, когда ниже деятельного слоя вся толща имеет нулевую температуру (ледники Кавказа, Альп, Аляски, Скандинавии); 5) континентальный, когда средняя годовая температура льда на всех глубинах отрицательна, хотя летом в верхних слоях происходит прогревание, сопровождающееся таянием (ледники Тянь-Шаня, Памира, Канадского Арктического архипелага). В настоящее время на земном шаре наиболее распространены сухой полярный, морской и континентальный

типы распределения температур в ледниках.

В. М. Котляков.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СНЕГА И ЛЬДА. Изучение строения и свойств ледников, ледяного и снежного покровов по создаваемым ими полям (гравитационным, электрическим и др.) и гл. обр. по их взаимодействию с естественными (электромагнитными, гамма-излучениями и др.) и искусственно создаваемыми (сейсмическими, электрическими, радиоизлучениями, ядерных излучений и др.) полями.

Аномалии гравитационного поля, образующиеся вследствие малой плотности ледников, используются для измерения толщины ледников. Аномалии сопротивления и диэлектрической проницаемости в постоянных и переменных электрических полях, создаваемые ледниками и снежным покровом, используются для измерения их толщины, содержания и движения в них жидкой воды. Характеристики отражения, преломления, поляризации, ослабления искусственных сейсмических и радиоволн различной частоты используются для определения толщины ледников, рельефа их ложа, температуры и кристаллического строения льда, структуры ледников, а при повторных измерениях — и для изучения скоростей движения льда. Данные естественных микроволновых измерений используются для определения сплоченности, возраста, толщины морских льдов, структуры и толщины снежного покрова; инфракрасного излучения — для определения температуры поверхностного слоя снега и льдов; естественные электромагнитные излучения — для обнаружения лавин и подвижек ледников. Лучшим по точности измерений и разнообразию путей применения, а также по возможности массовых измерений с наземного и воздушного транспорта является метод радиозондирования, вытесняющий остальные методы геофизического зондирования ледников. В последнее время разработаны методы радиолокационных измерений толщины морских и пресноводных льдов, радиолокационных поисков жертв и предметов в лавинах и т. д.

Деформация снегом и льдом естественных земных гамма-излучений и космического излучения используется для определения водозапаса и толщи-

ны снежного покрова; искусственные ядерные (гамма- и нейтронные) излучения — для определения плотности снега или льда и их толщины. Геофизические методы применяются в скважинах (каротаж), с поверхности ледников (радиолокация, сейсморазведка, электроразведка постоянным и переменным током, гравиметрия), с воздуха (вертолетная и самолетная радиолокация, СВЧ и ИК-радиометрия, гамма-съемки) и из космоса (измерение микроволновых тепловых и других естественных излучений, радиовысотометрия). Во многих случаях из-за некорректности обратных задач (многозначности их решений), возникающих при интерпретации данных геофизического зондирования, надежный результат может быть получен лишь при комбинировании нескольких геофизических методов.

Характеристика каждого из геофизических методов дается в соответствующих статьях словаря.

А. Н. Кренке.

ГЕРАСИМОВ Иннокентий Петрович (род. 1905). Советский географ и геоморфолог, акад. АН СССР (1953; чл.-корр. АН СССР с 1946). С 1945 г. работает в Институте географии АН СССР, с 1951 г. директор института. Работы содержат исследования по геологии четвертичного периода, гляциальной геоморфологии, палеогеографии СССР и зарубежных стран, географии почв, истории ледникового периода в Сев. Европе, Якутии, на Памире и в других областях. Автор монографий „Ледниковый период на территории СССР” и „Четвертичная геология” (обе в соавторстве с К. К. Марковым, 1939); инициатор создания и редактор серии книг по истории последнего оледенения Европы (1956—1982).

ГЕРНЕТ Евгений Сергеевич (1882—1943). Советский моряк и гидрограф, автор теории о причинах оледенения Земли и его колебаний. Участник русско-японской, первой мировой и гражданской войн. По окончании гражданской войны служил в торговом флоте СССР. В 1930 г. издал книгу [47] с изложением своей теории, в которой выдвинул идею автоколебаний в системе „земная поверхность — атмосфера” как основного механизма, определяющего чередование ледниковых и межледниковых эпох в умеренных широтах сев. полушария.

ГЕСС (Hess) Ганс (1864—1940). Немецкий гляциолог. Проводил измерения движения и абляции ледников. Пробурил на ледниках Альп серию глубоких скважин для измерения толщины льда, выполнил моделирование слоистости и линий тока льда воском, впервые построил карты изохион для Альп и Кавказа. Автор фундаментальной монографии по гляциологии [260].

ГИГАНТСКОЕ ЛЕДЯНОЕ ПОЛЕ. См. *ледяное поле*.

ГИДРАВЛИКА ЛЕДНИКОВ. Раздел гидрологии ледников, посвященный изучению движения жидкой воды на поверхности и внутри ледников, где гидрографическая сеть представляет собой единую взаимосвязанную гидравлическую систему. Г. л. рассматривает формирование и заполнение водой наледниковых и внутриледниковых полостей и каналов, возникновение напорных систем, прорывы воды из ледников; она изучает также влияние деформации льда в процессе его движения на водный режим ледников. Используются экспериментальные данные и выявляемые с их помощью приближенные зависимости, включающие числовые коэф. Из-за сложности организации экспериментов на ледниках Г. л. возникла только в 1960-х годах и в настоящее время лишь формируется как научное направление. Различают гидравлику ледниковых напорных вод, гидравлику открытых ледниковых русел и гидравлическую теорию фильтрации воды через снег, фирн и лед.

Гидравлика напорных вод рассматривает движение воды по каналам и трещинам во льду, заполненным водой. Учитывается шероховатость стенок, их плавление за счет тепла внутреннего трения воды и сжатие за счет давления льда с учетом его пластичности. Рассчитывается радиус каналов, необходимый для пропуска заданных расходов талой воды. Градиент давления воды вдоль канала dP/dx связывается с шероховатостью ψ и расходом воды Q числовым коэф. N :

$$dP/dx = N\psi^{6/11} (nk)^{-8n/11} \times \\ \times Q^{-2/11} (P - P_b)^{8n/11},$$

где n и k — параметры степенного закона движения льда (*закона Глена*), P — давление льда вне канала, P_b — давление воды [300]. Давление воды вдоль канала образует пьезометрическую линию, проходящую выше поверхности воды и измеряемую колебаниями уровня воды в скважинах. Движение воды в каналах практически всегда неустойчивое, что приводит к сезонным и внутрисуточным колебаниям давления воды.

Гидравлика открытых ледниковых русел рассматривает неустойчивое движение воды в поверхностных ледниковых ручьях, ледниковых мельницах, в незаполненных водой внутриледниковых каналах, где пьезометрическая линия совпадает с поверхностью воды. В исследованиях широко применяются трассеры — соли, красители. Движение воды описывается уравнением Шези, т. е. оно пропорционально корню квадратному из уклона поверхности потока.

Гидравлическая теория фильтрации изучает проникновение талой и дождевой воды в толщу снега и фирна, соотношение там подвижной и застойной воды на основе уравнения неразрывности и измерений скорости фильтрации [116]. Принятыми в гидрологии методами (напр., откачкой) определяется суммарный коэф. фильтрации по Дарси (около $5 \cdot 10^{-5}$ м/с). По наблюдениям за сработкой уровня линз воды, насыщающих нижние слои фирновой толщи, определяется коэф. фирнового регулирования β :

$$z = z_0 e^{-\tau/\beta},$$

где z — мощность водонасыщенного слоя в момент τ , z_0 — то же в момент $\tau = 0$. Коэф. β имеет порядок 10—15 дней [290].

Для расчета „случайных” попусков воды из ледников и прорыва ледниковых плотин может быть использован раздел гидравлики, посвященный истечению жидкостей из отверстий и через водосливы, с учетом плавучести и пластичности льда. Гидравлика движения наносов может быть привлечена к объяснению форм и состава ледниковых и флювиогляциальных отложений. А. Н. Кренке.

ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ КРУПНОСТЬ ВНУТРИВОДНОГО ЛЬДА. См. *внутриводный лед*.

ГИДРОВУЛКАН (син. *ледяной вулкан*). Бугор из льда, возникающий в результате излияния воды. Обычно формируется в области распространения сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород в результате промерзания замкнутых водоносных систем. Иногда фонтанирует и взрывается. Одна из форм *гидроэффузива*.

ГИДРОГЕННЫЙ ЛЕД. См. *конжеляционный лед*.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ. Методы изучения внутриледниковых и подледниковых вод, использующие опыт гидрогеологии грунтовых, межпластовых, трещинных и карстовых вод. Плавление стенок внутриледных каналов аналогично растворению известняков карстовыми водами. Грунтовые воды залегают в фирновой толще на водоупоре, образуемом монолитным льдом; их питание происходит через фирновую толщу. Для измерения скорости фильтрации и инфильтрации и оценки водоудерживающей способности фирны применяются трассеры, различные способы измерения влажности и пористости фирны. Для изучения режима грунтовых вод в фирне используются данные измерений и самописцев уровней в шурфах, а также расходов воды и коэф. фильтрации при откачке насосами воды из скважин и шурфов до поддержания постоянного уровня. Для изучения межпластовых вод в ослабленных горизонтах дробления и трещинных вод, соединенных в единую систему, используются трассеры и измерения напорного уровня в скважинах; для исследования карстовых вод — трассеры, измерения параметров шероховатости при известных уклонах и уклонов при известных параметрах шероховатости. Для поисков неподвижной и движущейся воды в ледниках применяются методы радиолокации и электроразведки. Перспективен пока еще не использовавшийся метод нагнетания воды в трещины или откачки из них. Специфическим для ледников методом гидрогеологических исследований служит выделение волн попуска из внутриледниковых полостей и моментов перекрытия каналов на лентах записи самописцев уровня воды в ручь-

ях и реках на выходе их из ледниковых гротов.

А. Н. Кренке.

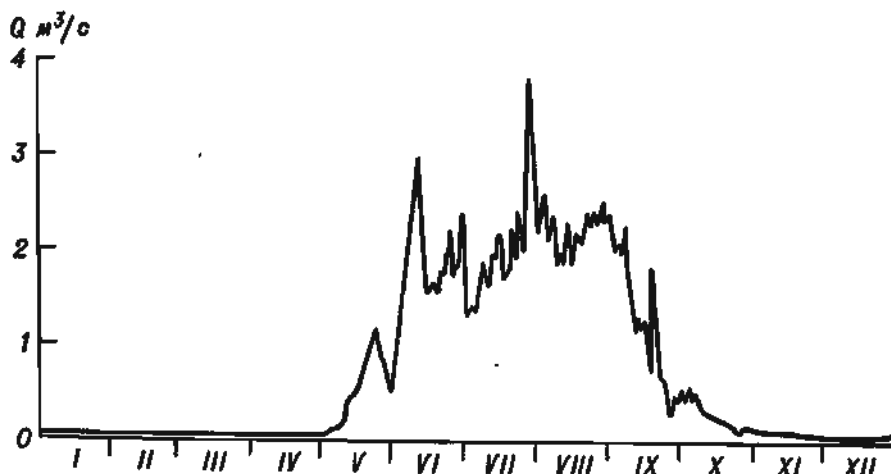
ГИДРОГРАФ СЕЛЯ. График, характеризующий изменения расхода *селевого потока* в створе измерения за время его прохождения в зоне транзита. Основные характеристики, отличающие его от гидрографа паводка, состоят в следующем: 1) максимальные расходы в десятки раз превышают соответствующие расходы водных паводков в данном русле; 2) общая продолжительность значительно (в среднем на порядок) короче; 3) коэф. асимметрии намного больше соответствующего значения паводков (следствие существования крутого переднего фронта волны селя).

Г.с. в общем виде представляет собой пилообразную кривую с резко асимметричными пиками, фиксирующими прохождение очередной волны селя, реже — одиночный пик. Для расчета максимальных расходов используют значения максимального уровня потока, или высшего селевого горизонта, представляющего собой максимальный уровень селевого потока в относительно устойчивом русле. Характерные значения высшего селевого горизонта 3—10 м, реже 15—20 м и более. Отметки его резко возрастают в сужениях долин, а на поворотах русла они существенно различаются на противоположных бортах из-за инерционности потока. Высший селевой горизонт можно оценить по ряду признаков: фрагментам террас и гряд на дне долин, сложенным селевыми отложениями; гнездам и примазкам селевых отложений в расщелинах скал и на крутых бортах русла; размытым рыхлообломочным и корразии скальных бортов русла; уничтожению и деформации древесно-кустарниковой растительности.

В. Ф. Перов.

ГИДРОГРАФ СТОКА С ЛЕДНИКА. График изменения во времени расходов жидкой воды с ледника. Имеет ряд характерных признаков: 1) ничтожные расходы в период аккумуляции и резкое их возрастание в период абляции с основным максимумом во второй половине лета; 2) два пика — один от максимума снегового стока, в т. ч. и с окружающих ледник склонов, второй — от максимума ледового стока, включая сток из фирновой области ледника; 3) ясно выраженный суточный ход из-за коле-

баний в таянии открытого льда и быстрого добегаания „ледовой“ воды; 4) случайные паводки и перерывы в стоке вследствие прорыва полостей в леднике или перекрытий внутриледниковых каналов. *А. Н. Кренке.*



Гидрограф ледниковой реки Маруха на Западном Кавказе за 1969 г. (площадь ледникового бассейна 7,8 км², степень оледенения 42 %).

ГИДРОЛАККОЛИТ. Многолетний бугор криогенного пучения, возникающий на участках выхода или циркуляции подземных вод при их замерзании в результате вспучивания поверхности и мерзлых пород под действием гидродинамического напора и замерзания внедрившейся воды. По генезису это в основном инъекционные и инъекционно-сегрегационные бугры с ледяным или ледогрунтовым ядром. Высота Г. до 25—40 м и более, диаметр основания — несколько десятков и даже сотен метров. *Е. А. Втюрина.*

ГИДРОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВ. Раздел гляциогидрологии, посвященный формированию и режиму жидкой воды в ледниках и ледниковых системах. Г. л. исследует водообмен между ледниками и окружающей средой, физические процессы накопления и перемещения воды на поверхности ледников, внутри них и под ними, водный баланс ледников и его колебания, влияние ледниковых вод на режим ледников и рек с ледниковым питанием. Важнейшей практической задачей Г. л. является расчет и прогноз стока с ледников и из ледниковых районов, в т. ч. резких паводков и гляциальных селей. *А. Н. Кренке.*

ГИДРОМЕТЕОРЫ (уст.). Прежде син. атмосферных осадков, ныне употребляется преимущественно по отношению к осадкам в виде капелек, кристаллов или аморфных на вид атмосферных отложений льда, возник-

кающих на земной поверхности и на предметах путем конденсации или кристаллизации на них водяного пара: это роса, жидкий налет, иней, твердый налет, изморозь.

ГИДРОМЕТРИЯ ЛЕДНИКОВЫХ РЕК. Изучение режима ледниковых рек — их уровней, расходов и температуры воды, стока взвешенных и влекомых наносов и растворенных солей. Большая доля воды с ледника может уходить с грунтовым потоком в крупном аллювии, поэтому створ должен выбираться так, чтобы можно было собирать максимум грунтовых вод (напр., на ригеле) и потоки не только из ледникового грота, но и из маргинальных каналов, однако по возможности не допускать попадания воды, формирующейся вне ледникового бассейна. Необходимы учащенные измерения или запись уровней воды из-за резко выраженного суточного хода расходов с разнообразным временем экстремумов, зависящих от времени добегаания воды с ледника, и существования случайных пусковок и осушек, обусловленных процессами внутри ледников. Измерения расходов должны вестись водосливами или методами ионного паводка вследствие крайней неустойчи-

вости русел и высокой турбулизованности потоков. Сток наносов и растворенных частиц также может быть оценен лишь на основе учащенных наблюдений. Измерения температуры воды, всегда близкой к 0°C , имеют смысл лишь при отсчетах с точностью до $0,05\text{--}0,01^{\circ}\text{C}$, тогда они несут ценную информацию о внутриледниковых процессах. *А. Н. Кренке.*

ГИДРОНАПОРНАЯ ЛАВИНА. Гравитационное сползание снежных масс, пропитанных водой. Г. л. образуются в результате насыщения снежного покрова талой или дождевой водой и сходят на обширных пологих склонах, не превышающих 20° . Иногда их отождествляют с *водоснежными потоками*.

ГИДРООПАЛУБКА. Искусственно созданный тонкий ледяной покров на стенах шурфов, шахт, туннелей и других полостей в горных породах, предохраняющий их от осыпания. Иногда Г. используют при строительстве льдогрунтовых емкостей, ледяных складов, трубопроводов, при проходке карьеров и выемок. Аккумуляция льда производится послойным или брызговым намораживанием воды.

ГИДРОЭФФУЗИВ. Конусообразный ледяной массив или покров льда, сформировавшийся при послойном намораживании излившихся подземных, речных, озерных или морских вод.

ГИМАЛАЙСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ. Обширные *дендритовые ледники*, заполняющие продольные долины, расположенные между двумя горными цепями. Характерны для Памира, Тянь-Шаня, Каракорума, часто встречаются в Гималаях, откуда и происходит это название. Ствол главного ледника, лежащего в продольной долине, принимает многочисленные притоки, в свою очередь являющиеся сложными долинными ледниками.

ГИПЕРГЕННЫЙ ВОЗДУХ. Воздух в соединяющихся с атмосферой порах между снежными кристаллами. В снежном покрове содержание Г. в. может составлять до 99 % его объема, а в фирне — до 56 %.

ГЛАВНАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКАЯ ОСЬ. См. *кристаллография льда*.

ГЛАВНЫЕ ОСИ ДЕФОРМАЦИИ В ЛЕДНИКАХ. Главные оси тензоров, описывающих деформации в любой точке ледника. Неоднородные по на-

правлению деформации в точке характеризуются изменениями по этим направлениям проекции вектора скорости и описываются поверхностью трехосного эллипсоида деформаций. Первой главной осью служит наибольшая ось этого эллипсоида, т. е. направление наибольшего растяжения. Две другие главные оси перпендикулярны первой, причем третья ось характеризует наибольшее сжатие. В случае совпадения осей координат с главными осями оказываются равными нулю все компоненты тензора деформаций, кроме изменений вдоль главных осей компонент вектора скорости, направленных в ту же сторону. В произвольной системе координат имеются ненулевые изменения вдоль осей координат всех компонент вектора скорости. *А. Н. Кренке.*

ГЛАВНЫЕ ОСИ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛЕДНИКАХ. Главные оси тензоров, описывающих напряженное состояние в любой точке ледника. Неоднородные по направлениям нормальные напряжения характеризуются поверхностью трехосного эллипсоида. Первой главной осью служит наибольшая ось тензора, направленная вдоль наибольшего нормального напряжения. Две другие оси взаимно перпендикулярны первой, причем третья характеризует наименьшее нормальное напряжение. В случае совпадения осей координат с главными осями касательные напряжения равны нулю. В произвольной системе координат вдоль их осей имеются ненулевые нормальные и касательные напряжения. *А. Н. Кренке.*

ГЛЕН (Glen) Джон (род. 1927). Английский физик и гляциолог. Выполнял эксперименты по скорости деформации льда в холодной камере лаборатории, в 50-х годах вывел степенной закон деформации льда — *закон Глена* [258]. С 1953 г. работает в Кембриджском, а затем Бирмингемском университетах. С 1968 г. главный редактор „Journal of Glaciology“. В 1972 г. удостоен высшей награды Международного гляциологического общества „Кристалла Зелигмана“.

ГЛУБИННАЯ ЗОНА В ЛЕДНИКЕ. См. *гомотермическая зона в леднике*.

ГЛУБИННАЯ ИЗМОРОЗЬ. Крупные (до 8 мм) вторичные идиоморфные и скелетные блюдцеобразные и кубкообразные ледяные кристаллы, образующиеся в толще снега в слоях тем-

пературных скачков. На фото XII. 21, XII. 22 показаны формы кристаллов, расположенные по двум основным вариантам сублимационного метаморфизма в порядке перехода из одной стадии развития в другую; плоский вариант роста: 1 — плоская гранная форма, 2 — плоская полускелетная, 3 — плоская скелетная, 4 — секториальная; столбчатый вариант роста: 5 — столбчатая гранная форма, 6 — столбчатая полускелетная, 7 — столбчатая скелетная в прогрессивном развитии, 8 — столбчатая скелетная деградирующая; формы 1, 2, 3, 5, 6, 7 характеризуют период конструктивного метаморфизма снега, формы 4 и 8 — период регрессивного метаморфизма.

Особенно выраженные горизонты Г. и., образующие *снег-плавун*, возникают в нижней части снежной толщи на границе с почвой и в слоях рыхлого снега, залегающего между плотными слоями. Плотность снега в слоях Г. и. обычно 200—300 кг/м³, они очень воздухопроницаемы. Благодаря хрупкости и жесткости после своего разрушения Г. и. становится текучей. Разрушаясь под давлением вышележащей толщи, слои Г. и. формируют *горизонты скольжения* и часто служат причиной схода снежных лавин. Г. и. образуется также в подземных замороженных пустотах и пещерах, где ее кристаллы достигают 10—50 см. Иногда, следуя В. Паульке, Г. и. неверно называют глубинным инеем. В. М. Котляков.

ГЛУБИННЫЙ ИНЕЙ. См. *глубинная изморозь*.

ГЛУБИННЫЙ ЛЕД. См. *внутриводный лед*.

ГЛЫБОВОЕ ДВИЖЕНИЕ (снн. *блочное движение*). Движение всей массы ледника или отдельных его частей относительно ложа, бортов и других частей ледника без деформаций внутри глыб или всей массы льда; происходит путем скольжения по сколам или нижним поверхностям. В случае если такое скольжение сочетается с деформациями, говорят о глыбовой составляющей движения.

А. Н. Кренке.

ГЛЯЦИАЛ. См. *ледниковая эпоха*.

ГЛЯЦИАЛИЗМ. См. *ледниковая теория*.

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ. Показатель суммарной интенсивности проявления всех компонентов нивально-гляциальной системы с учетом их взаимодействия на данной территории. В настоящее время разрабатывается методика расчета и картографирования такого показателя [163]. Виды воздействия компонентов нивально-гляциальной системы на окружающую среду различны: напр., метели характеризуются интенсивностью отложения снега, снежные лавины и гляциальные сели — объемом, пульсирующие ледники — дальностью продвижения языка. Продолжительность этих явлений также имеет очень широкий диапазон: от нескольких минут, что характерно для снежных лавин, до многих лет, что присуще наледям, но значимость явлений не всегда связана с продолжительностью воздействия.

Г. а. т. характеризуется безразмерными критериями интенсивности и продолжительности нивально-гляциальных явлений. Для их получения определяется средняя величина $\bar{i}$ из возможного диапазона интенсивностей явления i'_n ($n = 1, 2, 3, \dots, k$). Тогда безразмерная величина интенсивности явления равняется $i_n = i'_n / \bar{i}$, а его продолжительность $\tau_n = \tau'_n / \bar{\tau}$, где τ'_n ($n = 1, 2, 3, \dots, p$) — продолжительность конкретного явления, $\bar{\tau}$ — средняя продолжительность явления из всего возможного диапазона. Затем определяется индекс значимости явления $J = i_n \tau_n$ и на его основе комплексный гляциологический показатель

$$K = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N J_n, \text{ где } N — \text{число}$$

рассматриваемых нивально-гляциальных явлений. По интенсивности явлений выделяется четыре градации: 0 баллов — явление отсутствует, 1 балл — слабая интенсивность, 2 балла — умеренная, 3 балла — высокая. По продолжительности или повторяемости явлений выделяется три градации: 1 балл — малая продолжительность или частота, 2 балла — умеренная, 3 балла — большая. Индекс значимости явления J и комплексный

гляциологический показатель K определяются по 9-балльной шкале.

Сочетание Г. а. т. со степенью ее освоенности характеризуется гляциальной опасностью территории, которая может быть выражена показателем, отражающим материальные и прочие затраты при освоении и использовании территории, связанные с преодолением неблагоприятных последствий воздействия нивально-гляциальной системы на хозяйственную деятельность.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ. См. гляциальная активность территории.

ГЛЯЦИАЛЬНАЯ СРЕДА. Природная среда, содержащая лед в таком количестве, которое существенно влияет на свойства среды. Особо важную роль в Г. с. играют поверхности раздела фаз газ — жидкость — лед, площадь которых может быть очень большой при сравнительно малом объеме или массовом содержании льда в среде. К Г. с. можно отнести ледники, снежный покров, снеговоздушные смеси (лавины, метели), наледи, гляциальные сели, подземные льды, надводные льды, внутриводные льды.

А. К. Дюнин.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ. Связанный с ледниками, имеющий отношение к ледникам (напр., гляциальные явления, гляциальный рельеф, гляциальный цикл). В настоящее время выходит из употребления и заменяется словом *ледниковый*.

Синонимом ледниковый — гляциальный целесообразно разграничить: слово „гляциальный” сохранить в значении причинности — ледникового происхождения явлений (гляциальный сел, гляциальные отложения), а определению „ледниковый” придать значение принадлежности леднику, непосредственной связи с ледником (ледниковый щит, ледниковый стол, ледниковый бассейн, ледниковый коэф.).

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ СЕЛЬ. Селевой поток, формирование которого связано с нарушением устойчивости ледниково-моренных комплексов; жидкая составляющая потока образуется преимущественно за счет талых ледниковых вод. Г. с. — наиболее мощные сели высокогорий. Время возможного схода Г. с. — *селеопасный период* — соответствует периоду максимальной интенсивности абляции и стока с лед-

никовых бассейнов. Поэтому Г. с. сходят чаще во второй половине дня и, как правило, в июле — августе (в сев. полушарии).

Ведущая роль в формировании Г. с. принадлежит накоплению воды во внутриледниковых емкостях и ледниково-подпрудных озерах и резким изменениям режима стока с ледников. Различается несколько генетических типов Г. с. Сели типа I возникают вследствие прорыва талых ледниковых вод. Сели, связанные со спуском ледниковых озер (I. 1), развиваются по схеме: усиление абляции → увеличение притока талых вод в озерные котловины и ослабление плотины → разрушение плотины → селеформирующий расход. При сбросе воды из внутриледниковых емкостей (I. 2) реализуется схема: усиление абляции → заполнение внутриледниковых емкостей → закупорка каналов стока → выдавливание закупорки → селеформирующий расход. Собственно селевой поток образуется в русле путем размыва волной паводка рыхлых отложений. В подготовке прорыва в обоих случаях участвуют гидростатическое давление и термическое расширение каналов стока, а в первом, кроме того, присутствует эффект всплывания ледяных блоков.

Формирование селей типа II путем оползания морен (II. 1) развивается по схеме: усиление абляции → обводнение массива морены и ослабление внутренних связей → обрушение (оползание с разрушением структуры) → селевой поток. Причиной срыва фирново-ледяных масс (II. 2) служит неустойчивое положение конца ледника, которое возникает в определенных условиях рельефа в процессе деградаций оледенения или как результат подвижки ледника. В обоих случаях селевой поток формируется непосредственно вслед за обрушением, путем дробления льда и разрушения структуры грунтовых масс, содержащих трещинные и поровые воды.

По составу, мощности, динамике и повторяемости среди Г. с. выделяются два класса потоков: 1) *водокаменные* и *грязекаменные потоки*, формирующиеся при прорыве талых вод и оползании моренных толщ; объем выносов селей может достигать 3—6 млн. м³, скорость 10—15 м/с, средний максимальный и максимальный

расходы — соответственно 300—400 и 10 000 м³/с; 2) водоледяные потоки, образующиеся при срыве фирново-ледяных масс; объем выноса достигает десятков млн. м³; после их схода остаются мореноподобные береговые валы и аккумулятивные тела.

Зона распространения Г.с. окаймляет области современного горного оледенения; их формирование характерно для этапа деградации оледенения, особенно для его начальных стадий. Рельефообразующая деятельность Г.с происходит гл. обр. путем ударного воздействия значительной глубинной и боковой эрозии русла в зоне транзита и отложения грубообломочных масс в зоне аккумуляции. Давление селя на преграду, т. е. давление переднего фронта селевой волны, достигает 10⁶ Н/м². При сходе Г.с. уничтожаются или серьезно повреждаются водозаборные сооружения, мостовые переходы, а также дороги, линии связи и электропередачи, расположенные на дне долин. У подножий хребтов и на днищах крупных долин селевыми отложениями нередко заносятся населенные пункты и сельскохозяйственные угодья.

В. Ф. Перов.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ЭКВИПЛЕН. См. *кар.*

ГЛЯЦИОГАЛОКИНЕЗ. Ускоренный рост погребенных соляных структур (соляных куполов и штоков) под действием ледниковой нагрузки. Реальность явлений Г. подтверждается закономерными взаимоотношениями между следами древних оледенений (конечными моренами, гляциодислокациями) и распределением соляных структур. Согласованность этих следов и структур установлена в Дании, на Северо-Германской низменности, на площадях Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины. С процессами Г. связаны включения валунов каменной соли в четвертичные морены Прибалтики, Белоруссии и Кировской области. Лит. [129].

М. Г. Гросвальд.

ГЛЯЦИОГИДРОКЛИМАТОЛОГИЯ. Направление науки на контакте гляциологии, климатологии и гидрологии. Термин введен М. В. Троновым [196] в узком понимании как Г. ледников и до сих пор используется в этом

смысле, хотя возможно его применение и к другим видам льда и снежному покрову. Г. объединяет процессы питания и абляции ледников, т. е. рассматривает совместно климатические условия существования ледников, формирование особого типа климата — ледникового и особого по генезису и режиму речного стока — ледникового, а также роль ледникового опреснения и айсбергов в режиме моря. Тем самым Г. исследует важные связи в трехчленной системе гидросфера — атмосфера — гляциосфера.

До недавнего времени гляциоклиматология и гляциогидрология развивались независимо. Единое направление Г. возникло на базе использования гидрологического контроля и *гляциоклиматических показателей* (высота границы питания ледников, температура воздуха на этом уровне, температурный коэф. таяния и др.) для характеристики составляющих режима ледников, а также для расчетов осадков и стока (работы М. В. Тронова, А. Н. Кренке, В. Г. Ходакова). Такому единению способствовала программа совместных исследований балансов тепла, льда и воды в горно-ледниковых бассейнах в период МГД, а в настоящее время с Г. тесно связаны междисциплинарные исследования взаимодействия оледенения с океаном и атмосферой.

А. Н. Кренке.

ГЛЯЦИОГИДРОЛОГИЯ. Направление науки на контакте гляциологии и гидрологии, посвященное изучению формирования и режима жидкой воды в нивально-гляциальных системах. Исследует также роль нивально-гляциальных систем в формировании и режиме стока с высокогорных и полярных территорий и возможности индикации при помощи таких систем условий влагооборота этих территорий. Главное внимание Г. уделяет количеству жидкой воды, в связи с чем основными объектами ее изучения служат снежный покров и ледники.

Традиционно проблемы талого стока из снежного покрова рассматривались гидрологией суши, а накопления и движения воды в ледниках — гляциологией. Понятие и термин Г. предложены М. В. Троновым [196].

В числе гляциогидрологических проблем находится определение запаздывания водоотдачи снежного покрова по сравнению с началом таяния, расчет гидрографа ледникового стока, оценка естественной регулирующей роли ледников в различных временных масштабах, изучение возможностей и последствий искусственного регулирования таяния снежного и ледяного покровов и ледников. К методам Г. относится расчет стока с ледников по высоте их границы питания, основанный на равенстве таяния на этой высоте среднему таянию по площади ледников; гидрологический контроль расчетов баланса массы ледников и определение с помощью гидрометрических наблюдений в створах, замыкающих ледниковый бассейн, средних сумм осадков в бассейне, суммарной абляции ледников и т. д. Г. использует ряд гляциогидрологических показателей: температурный коэф. таяния снега и льда; время оборота массы в ледниках, которым оценивается задержка ледниковой составляющей в цикле влагооборота; топографию напорной поверхности (зеркала) внутриледниковых вод, зависящую от соотношения запасов воды в леднике и меняющегося внутри сезона объема вмещающих ее полостей.

Г. является частью *гляциогидроклиматологии*. Она распадается на гидрологию снежного покрова, гидрологию ледников, гидрологию нивально-гляциальной зоны и гидрологию рек с преимущественно талым и, в частности, ледниковым питанием. Гидрология снежного покрова (в СССР работы П. П. Кузьмина, В. Д. Комарова, А. И. Ковзеля, Ю. М. Денисова и др.) исследует факторы снеготаяния, движение воды сквозь снежную толщу с фазовыми переходами, режим водоотдачи из толщи снега. В последнее время эти процессы описаны в форме математических моделей, контролируемых и оптимизируемых по данным о талом стоке. *Гидрология ледников* находится в стадии первичного накопления экспериментальных данных, пока недостаточных для построения физических моделей, поэтому широко используются функции влияния для расчета гидрографа. Гидрология рек с талым питанием исследует обусловленные этим питанием особенности

режима рек, рассчитывает долю ледниковой составляющей методами расчленения гидрографа и решает проблемы паводков и гляциальных селей, создаваемых прорывами воды из ледников и ледниково-подпрудных озер. В последние годы начинает формироваться раздел, изучающий роль талого стока в режиме морей.

А. Н. Кренке.
ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ МОРЕН. Специфические текстуры толщ основных и конечных морен — расланцевание, сложная складчатость, чешуйчатые взбросы и надвиги и др., возникшие в результате пликтивных и разрывных деформаций этих толщ. Предполагается, что деформации первого вида происходят в талой, льдо- и водонасыщенной морене, а деформации второго вида — в мерзлой морене или холодном мореносодержащем льду.

Наиболее полная классификация Г. т. м. дана Ю. А. Лаврушиным [127], который выделяет плитчатую и сланцеватую (гнейсовидную) текстуры, текстуры захвата пород ложа, выдавливания и складкообразования, уплотнения; в особую группу Г. т. м. он объединяет надвиговые чешуи, складки волочения и гляциодиаклазы и выделяет еще одну группу — гляциодиапиры и гляциодайки, связанные с давлением движущегося и мертвого льда.

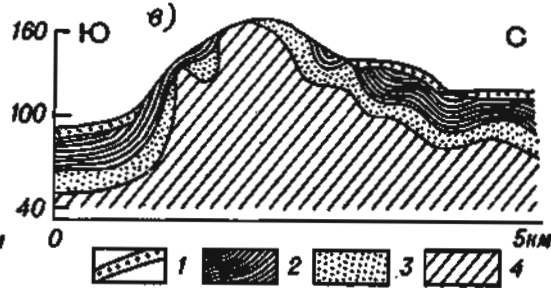
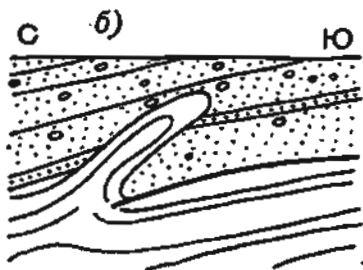
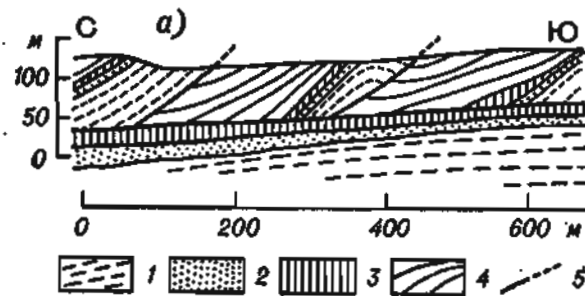
При объяснении Г. т. м. используются две гипотезы, из которых первая рассматривает их как нормальные *гляциодислокации* (пост- и конседиментационные), а вторая видит в них тектонические структуры мореносодержащего льда ледников, которые перешли в ископаемое состояние. В подтверждение второй гипотезы приводится большой материал, показывающий сходство Г. т. м. и мореносодержащего льда, а также данные наблюдений за постепенным переходом вторых в первые. По-видимому, при образовании Г. т. м. действуют оба механизма. Во всяком случае, присутствие таких текстур всегда означает, что моренная толща сформирована налегавшим на ложе ледником. Поэтому они являются важнейшим диагностическим признаком нормальных (наземных) ледниковых отложений, позволяющим отличать их от ледниково-морских осадков и от подводных морен. *М. Г. Гросвальд.*

ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ. Все виды нарушений в залегании горных пород, вызванных ледниковым воздействием. Составляют предмет *гляциотектоники*. Г. делятся на три основные группы: 1) приповерхностные деформации, связанные с активными ледниками; 2) то же, связанное с деградирующим (мертвым) льдом; 3) гля-

занные с вытаскиванием мертвого льда; 2) инъективные формы, возникшие в результате выжимания пластичного материала в трещины деградирующего льда; 3) *айсберговые дислокации*.

К третьей группе, которую можно лишь условно относить к Г., принадлежат *гляциоизостатические дви-*

Примеры гляциодислокаций. а — скибовые деформации (Песковский район Гродненской обл.): 1 — мезозойские отложения, 2 — палеогеновые пески, 3 — неогеновые пески и глины, 4 — четвертичные отложения, 5 — поверхности разрывов; б — инъективная форма (гляциоднапир) в моренных песках (Минская обл.); в — крупная форма гляцигенного диапиризма — купол нагнетания, возникший под действием ледниковой нагрузки на соседние площади кембрийских глин (Дудергофские дислокации): 1 — морены и другие четвертичные отложения, 2 — известняки ордовика, 3 — нижнепалеозойские пески и песчаники, 4 — дислоцированные кембрийские глины.



циотектонические преобразования в более глубоких зонах литосферы.

В первой группе выделяются: 1) **скибовые** (складчато-чешуйчатые) деформации, связанные с движением льда в периферических частях ледниковых покровов. К этому типу принадлежат все самые мощные Г. По гипотезе В. Купша, они образованы в результате движения эпидермальной части литосферы, примороженной к леднику, по плоскостям среза и скольжения, совпадавшим с нижней границей многолетнемерзлых пород; 2) инъективные дислокации, возникшие при инъекциях податливых пород ложа в толщу активного льда, в межлопастные пространства и другие участки пониженного давления; 3) *отторженцы*; 4) малоамплитудные поверхностные складки волочения.

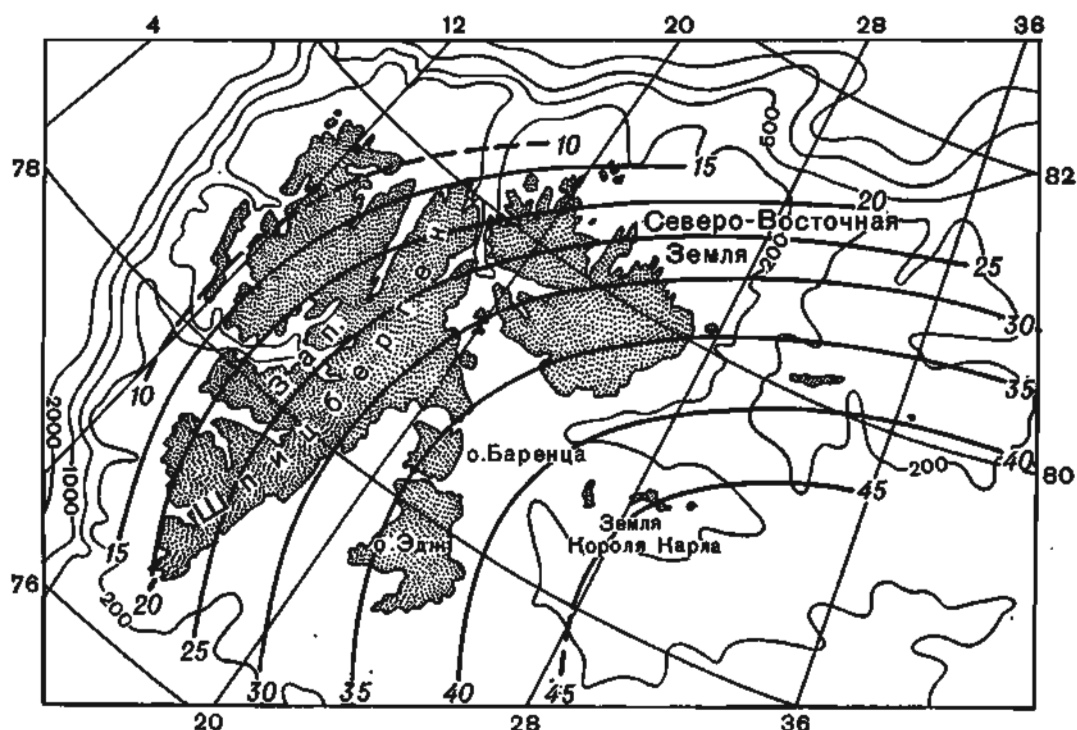
Ко второй группе относятся: 1) деформации просадочного и оползневого характера (гляциокарст), свя-

жения земной коры, активизация разломов этой коры, связанная с ледниковой нагрузкой и *гляциогалокинез*. Лит. [129]. М. Г. Гросвальд.

ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. Вертикальные движения (поднятия, опускания) в областях современного и древних оледенений, являющиеся следствием нарушения изостатического равновесия земной коры при появлении и исчезновении ледниковой нагрузки. По современным геофизическим представлениям, дополнительная нагрузка, связанная с покровным оледенением, вызывает горизонтальное растекание подкоровых масс из области оледенения к ее периферии, что происходит в астеносфере — слое пониженной вязкости, лежащем на глубинах от 50—100 до 250—350 км, а исчезновение нагрузки обуславливает обратное движение подкоровых масс.

Исследование Г. д. з. к. ведется несколькими методами: геофизическим, состоящим в гравиметрической съемке, который позволяет выявить наличие и распределение аномалий силы тяжести; геодезическим методом, т. е. путем повторных нивелировок и футшточных наблюдений за относительными ур. м., которые показывают современные поднятия и опускания; геоморфологическим методом, состоящим в измерениях высот, про-

ских о-вов, Скандинавского п-ова, Канады, шельфа Баренцева моря и ряда других областей сопровождавшаяся интенсивными поднятиями. Голоценовые поднятия характерны и для периферии областей современного покровного оледенения Антарктиды и Гренландии. Расчеты, основанные на данных о толщине древнеледниковых покровов и отношении плотностей льда и материала астеносферы, показывают, что амплитуды плейстоцено-



Изобазы гляциостатического поднятия (м) северо-западной части шельфа Баренцева моря за последние 6,5 тыс. лет.

дольных наклонов и абсолютного возраста морских и озерных террас. Последний метод особенно ценен, т. к. дает возможность судить о движениях за длительные интервалы времени. Его результаты представляются в виде графиков Г. д. з. к. относительно уровня моря (кривых осушения) и относительно центра земли (гляциостатических кривых), а также карт, показывающих Г. д. з. к. за определенные интервалы времени в изобазах (см. рис.).

Судя по геофизическим данным, земная кора под внутренними частями Антарктического и Гренландского ледниковых покровов изостатически прогнута на величину, равную $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ толщины налегающего льда. Установлено также, что дегляциация Британ-

ских Г. д. з. к. могли достигать 800—1000 м. Голоценовые береговые линии в древнеледниковых областях часто поднимаются до 100—150 м, а на берегах Гудзонова и Ботнического заливов даже до 285 м, хотя в них „записана” лишь часть поднятия. Свидетельством таких движений являются следы поздних и послеледниковых трансгрессий — морские осадки, налегающие на отложения последнего оледенения.

Карты изобаз Г. д. з. к. — важный инструмент выявления площадей последнего оледенения, особенно если они используются в комплексе с другими данными (индикаторами движения льда, положением краевых ледниковых форм и т. д.). Такие карты явились первым указанием на суще-

ствование Баренцева и Иннуитского ледниковых щитов. Лит. [254, 309].

М. Г. Гроссвальд.

ГЛЯЦИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ. Получаемые на основе метеорологических и гляциологических наблюдений параметры, по которым проводятся расчеты режима ледников и анализируется климат ледниковой зоны. Понятие о Г. п. введено М. В. Троновым [195]. В число Г. п. входит ряд параметров: 1) *степень оледенения* и распределение ледников по склонам разной ориентации характеризуют распространение ледников в данном районе и указывают на условия повышенного увлажнения, а также на направления ветров и потоков влаги; 2) *высоты снеговой линии, границы питания ледников* и разных зон льдообразования отражают определенное сочетание характеристик климата и стока и служат основой для косвенных расчетов стока в неисследованных районах; 3) *характеристики аккумуляции и абляции* на этих уровнях показывают степень континентальности или мористости климата и легко преобразуются в модули ледникового стока; 4) *энергия оледенения* и высотные градиенты аккумуляции и абляции на леднике свидетельствуют об интенсивности обмена вещества в леднике, а также о характере изменения горного климата с высотой и степени его мористости; 5) *сумма положительных температур* определяет интенсивность и суммарную величину стаивания снега и льда, а *сумма отрицательных температур* говорит о запасе холода в леднике и, следовательно, об особенностях процессов льдообразования; обе суммы подсчитываются по средним суточным температурам воздуха в данном пункте; 6) *температурный коэф. таяния* снега и льда позволяет оценить величину стаивания и абляции по средним суточным температурам воздуха — в среднем он равен таянию 5—6 мм снега и 7—8 мм льда на 1 °C средней суточной температуры, хотя может различаться в зависимости от условий погоды; 7) *продолжительность периода абляции* в значительной мере определяет годовую абляцию ледника, а *продолжительность летних снегопадов*, т. е. число дней со

снегом на поверхности ледника на протяжении периода абляции, резко сокращает период таяния снега и льда и часто приводит к положительному годовому балансу массы ледника; 8) *сумма площадей открытого льда на леднике за период абляции*, измеряемая в определенной последовательности по фотографиям с избранной высокой точки, характеризует условия абляции данного года: интенсивность и годовую величину. В настоящее время в гляциоклиматологии разрабатываются методы измерения, осреднения и интерпретации во времени Г. п., а также способы их картирования.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИОКЛИМАТОЛОГИЯ. Направление науки на контакте гляциологии и климатологии, посвященное изучению взаимодействия нивально-гляциальных систем с атмосферой. Среди таких систем наиболее существенное влияние на атмосферу оказывает снежный покров суши и ледяной покров морей. Воздействие снежного покрова на климат было продемонстрировано еще А. И. Воейковым [36], ледяного покрова морей — К. Бруксом [241], ледниковых покровов — Е. С. Гернетом [47]. Наряду с глобальными оценками выявлялось региональное влияние на климат степени ледовитости отдельных морей (Ф. Нансен), выполнялись точечные наблюдения за теплообменом с атмосферой поверхности ледяного и снежного покровов, разрабатывались математические модели такого обмена и на их основе рассматривались вопросы влияния снежного и ледяного покровов на климат. Модельный эксперимент на глобальной атмосферной модели, разработанной в США, показал существенную перестройку климата при изменении площади ледяного покрова моря от минимального до максимального пределов. Расчеты дают еще большее изменение климата при исчезновении ледяного покрова Сев. Ледовитого океана, которое может оказаться необратимым.

Детально разработана ледниковая Г. (за рубежом Х. Свердруп, Х. Альман, М. Маркус, М. Майер, Х. Хойнкес, В. Шютт и др., в СССР П. П. Кузьмин, Г. А. Авсюк, М. В. Тронов, О. А. Дроздов,

В. М. Котляков, А. Н. Кренке, В. Г. Ходаков, А. П. Волошина и др.). Именно в таком узком смысле ввел термин М. В. Тронов [195]. На макромасштабном уровне Г. исследует связь распространения и развития ледниковых систем с системой циркуляции атмосферы и влияние ледниковых покровов, ледниковых систем и отдельных ледников на климат. Распространение крупных горных и островных ледниковых систем, их асимметрия и дифференциация питания ледниковых покровов определяются преимущественным положением климатологических фронтов. Ледниковые щиты деформируют своей массой потоки воздуха и барические волны, выхолаживают значительные толщи воздушных масс, отражают заметное количество тепла в космос; ледниковые купола и горные ледники оказывают влияние лишь на климат приледниковой территории.

На мезомасштабном уровне исследуются связи режима ледников с характеристиками климата и разрабатываются методы индикации климатических условий (в пространстве и времени) по гляциологическим и гляциоклиматическим показателям. Особенно информативны изотопные, петрографические и температурные характеристики ледяной толщи, позволяющие реконструировать прошлый климат, и данные о положении ледников и высоте их границы питания, дающие возможность выявить климат неизученных районов. Методами Г. возможно восстановление поля осадков в высокогорных и полярных районах с той же точностью, с какой возможно построение поля температуры воздуха. На мезомасштабном уровне исследуются также мезоциркуляция воздуха в ледниковых долинах и климатические факторы формирования полей абляции и аккумуляции на отдельных ледниках и в целых ледниковых системах. Наблюдается подобие этих полей во времени — от года к году и даже по декадам.

На микромасштабном уровне Г. изучает теплообмен с атмосферой приповерхностного слоя воздуха (вертикальные и продольные профили скорости ветра, температуры и влажности), процессы испарения — конденсации, метелевый перенос.

А. Н. Кренке.

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ. Система наблюдений, оценки, контроля и прогноза состояния снега и льда и их роли в текущих и будущих изменениях окружающей среды. В функции мониторинга входят наблюдения, сбор и обработка данных, оценка, прогноз и рекомендации по оптимизации условий окружающей среды. Главными объектами мониторинга служат атмосфера, океан, поверхность суши, криосфера и биота.

Среди явлений криосферы наблюдению и контролю в первую очередь подлежат снежный покров, льды морей и океанов, ледники и ледниковые покровы, вечная мерзлота.

В соответствии с масштабами наблюдаемых явлений и конкретными задачами различают три уровня мониторинга — глобальный, региональный и локальный. На любом из этих уровней обязательно включение гляциологических аспектов. На глобальном уровне — это наблюдения за состоянием снежного покрова на равнинах, морских льдов и крупных ледниковых покровов; на региональном уровне — наблюдения за колебаниями ледниковых и многолетних наледей, интенсивностью схода снежных лавин и гляциальных селей; на локальном уровне — наблюдения за снегозапасами в бассейнах горных рек и другими составляющими водно-ледового баланса, фиксация состояния пульсирующих ледников. Существенной частью мониторинга должна стать наземно-воздушно-космическая служба наблюдений за снегом и льдом.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЛЯ. Поля гляциологических характеристик, выраженных числами, векторами или тензорами. Математически поле определяется как область пространства (плоскости), каждой точке которого соответствует число, вектор или тензор. Частным случаем полей являются гидрометеорологические поля, понятие о которых плодотворно используется в динамической метеорологии и океанологии. Систематически понятие поля в гляциологию ввел П. А. Шумский [225] для представления состояния отдельных ледников, трактуемых как совокупности полей, хотя фактически отдельные поля строились намного раньше.

г ля

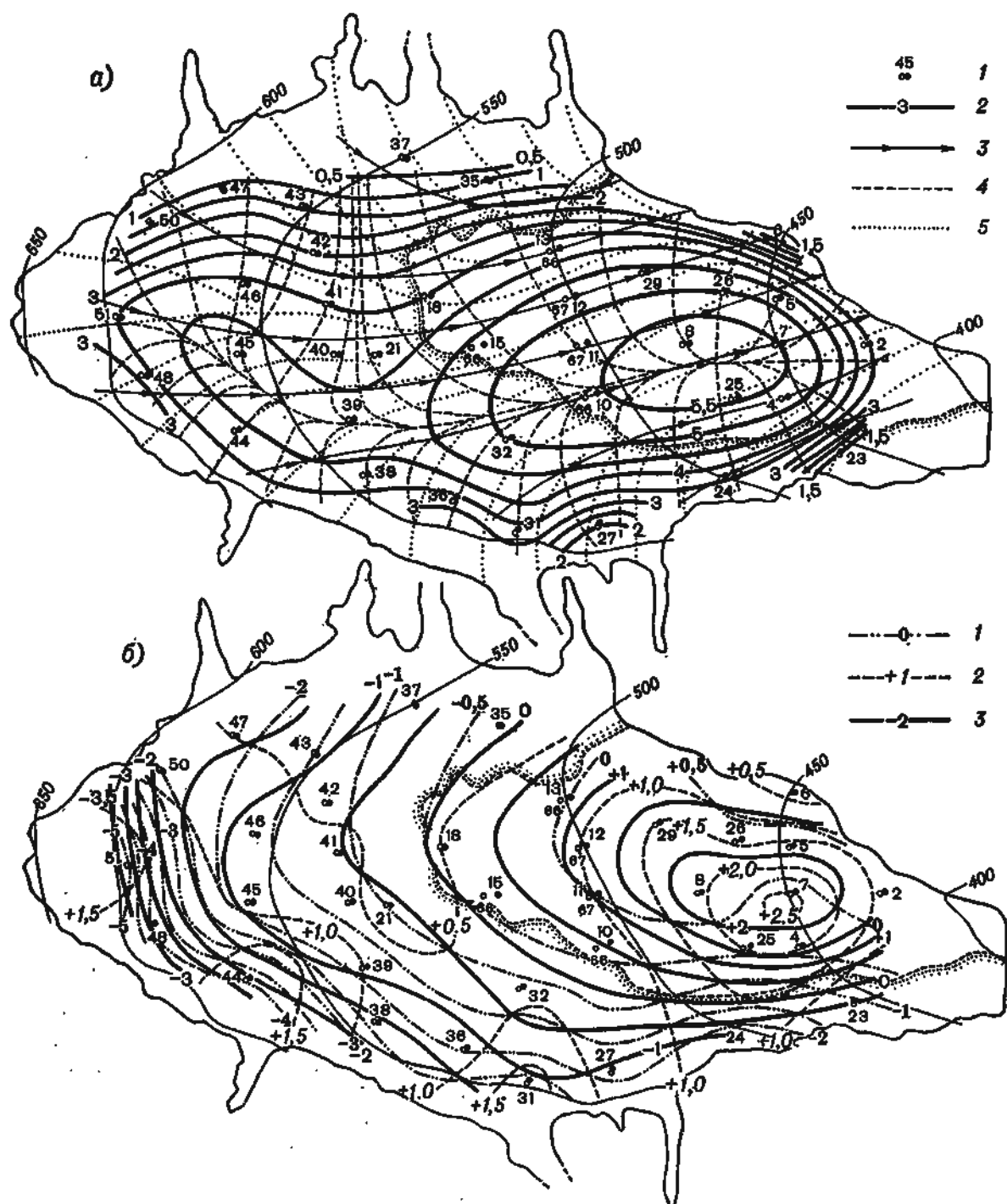


Рис. 1. Поля компонент скорости движения льда и изменения высоты поверхности ледника Обручева на Полярном Урале за 1968—1969 гг. (значения всех изолиний даны в м/год): а — горизонтальная компонента U_r скорости движения поверхностного слоя ледника: 1 — точки наблюдений, 2 — изотакхи (изолинии U_r), 3 — линии движения, 4 — линии градиента скорости, 5 — линии наклона поверхности ледника; б — скорость изменения высоты поверхности ледника U_z за счет движения льда: 1 — изолинии U_z , 2 — изолинии $U_r \partial h / \partial r$, 3 — изолинии U_a , т. е. изменения высоты поверхности за счет аккумуляции — абляции.

Каждый ледник характеризуется набором полей показателей внешнего массоэнергообмена (аккумуляции, абляции, составляющих теплообмена с атмосферой и т. д.), морфологических показателей (высоты поверхности и ложа над ур. м., толщины ледника, уклонов поверхности и ложа и т. д.), показателей внутреннего состояния и

мации). Аналогичные поля характеристик могут строиться для ледяного покрова морей, снежного покрова и др.

Под „точками” полей подразумеваются объемы, достаточно малые по сравнению с объемами ледников, лавин и т. п., но большие по сравнению с объемом кристаллов льда и содержащихся во льду включений, т. е. не-

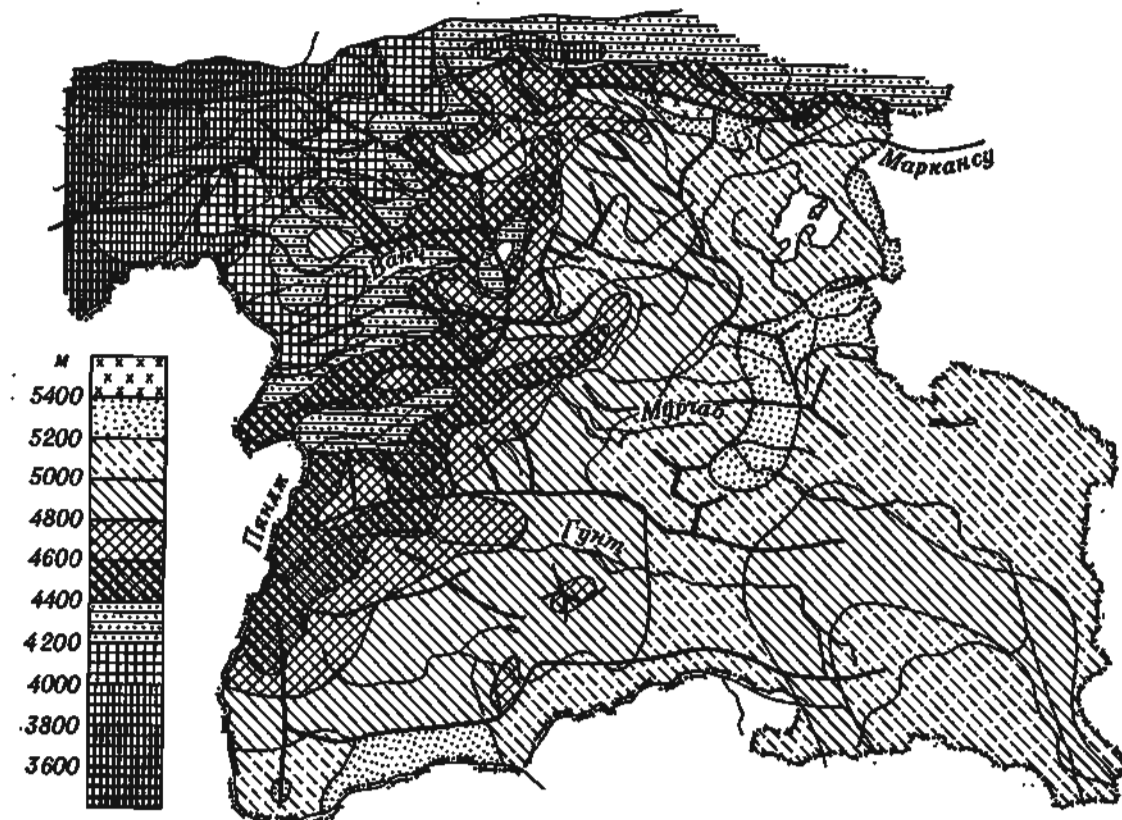


Рис. 2. Поле высоты границы питания на Памире.

массоэнергообмена (плотности, температуры, напряжений, скорости движения, отдельных компонент этой скорости, деформации и т. д.). Среди этих показателей часть относится к любой точке в леднике (тензор деформации), часть — только к его поверхности (уклон поверхности), часть — к проекции ледника на плоскость (толщина ледника). Соответственно первые поля трехмерны (или четырехмерны с учетом времени), вторые — двухмерны (трехмерны с учетом времени). Примеры двухмерных полей в пределах отдельного ледника показаны на рис. 1. Среди полей характеристик отдельных ледников различаются скалярные (температура, плотность, аккумуляция), векторные (скорость движения льда, уклон поверхности), тензорные (дефор-

которые осредненные характеристики. В случае ледниковых систем в качестве точки поля выступает отдельный ледник или группа ледников [115].

Полями характеристик ледниковых систем являются поля высот снеговой линии на ледниках в горных странах, строившиеся с конца XIX в. (Е. Рихтер в 1888 г. для Альп; Х. Гесс в 1904 г. для Кавказа). Эти поля остаются непрерывными, несмотря на дискретность точек, по которым они вычисляются или строятся графически. Значения высот границы питания ледников или снеговой линии определяются в любой точке карты, хотя и не совпадают с высотой поверхности в этой точке. Поле представляет некоторую абстракцию, построенную по объективным правилам, оно подчеркивает закономерности

ледниковых систем, обусловленные воздействием непрерывно распределенных, напр. климатических, факторов, и исключает воздействие случайных, дискретно распределенных, напр. орографических, факторов. Последнее достигается осреднением по группам ледников в процессе построения поля. Чаще всего строятся поля высоты границы питания ледников, подобные показанному на рис. 2. Аналогично строятся поля температуры воздуха на высоте границы питания, аккумуляции на этой высоте, среднего слоя аккумуляции или стока с ледников.

Поэтапная генерализация полей позволяет разделить влияние фоновых факторов, а сопоставление полей, в частности выявление независимой информации на них (взаимной энтропии), дает возможность оценить степень взаимосвязи между различными характеристиками. При построении полей векторных величин проводятся изолинии и линии тока, а тензорные величины представляются покомпонентно. Применяются объективные и субъективные методы; в последнем случае облегчается согласование полей. Над гляциологическими полями могут производиться операции, предусмотренные теорией поля, — вычисляться градиенты, дивергенции, вихри.

А. Н. Кренке.
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЙКИ. Вехи, устанавливаемые на ледниках для измерения абляции, аккумуляции и векторов скоростей движения льда. Забуриваются, как правило, по вертикали (используется отвес) при помощи ручных буров. Для предохранения от оседания в снегу используются крестовины, а от протаивания во льду — теплоизолирующий материал. Иногда устанавливаются свинчивающиеся или, лучше, соединенные гибкими шлангами цепочки реек, обеспечивающие измерения без перебуривания в течение всего периода абляции. В случае угрозы вытаивания рейки перебуриваются с повторением отсчетов до и после перебуривания. Прежде Г. р. устанавливали обычно на продольном и ряде поперечных профилей, однако для получения полей характеристик целесообразно равномерное распределение реек по леднику.

А. Н. Кренке.

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ УЧРЕЖДЕНИЯ В СССР. В Академии наук головным учреждением является отдел гляциологии Института географии АН СССР (Москва), занимающийся общими и прикладными проблемами гляциологии, а также исследованиями ледников и снежного покрова в горах; в Институте географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР (Иркутск) изучают наледи, в Институте мерзлотоведения СО АН СССР (Якутск) — подземные льды и наледи Восточной Сибири, в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР (Петропавловск-Камчатский) — взаимодействие вулканизма и оледенения; в Институте географии АН ГрузССР (Тбилиси) исследуют оледенение Кавказа, в Институте геологии и геофизики АН УзССР (Ташкент) — оледенение Памиро-Алая, в Институте географии АН КазССР (Алма-Ата) — оледенение Заилийского и Джунгарского Алатау, на Тяньшанской физико-географической станции АН КиргССР (Покровка) — оледенение Центрального Тянь-Шаня, в Институте геологии АН ЭССР (Таллин) — современное и прошлое оледенение Арктики.

В системе учреждений Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды в качестве головного учреждения выступает отдел гляциологии Среднеазиатского НИИ (Ташкент), занимающийся изучением ледников, лавин и снежного покрова в горах Средней Азии; в Арктическом и Антарктическом НИИ (Ленинград) изучают морское и наземное оледенения обеих полярных областей, в Закавказском НИИ (Тбилиси) — ледники, лавины, снежный покров и гляциальные сели Кавказа; в Казахском НИИ (Алма-Ата) — гляциальные сели Средней Азии, в Высокогорном геофизическом институте (Нальчик) — снежные лавины Кавказа, в Украинском НИИ — снежные лавины Карпат, в Государственном гидрологическом институте (Ленинград) и Гидрометцентре СССР (Москва) — речные и озерные льды, наледи.

Гляциологические исследования проводят Проблемная лаборатория снежных лавин и селей в Московском университете, Проблемная лабо-

ратория гляциоклиматологии в Томском университете, кафедра климатологии в Ленинградском университете, кафедра гидрологии в Ташкентском университете. Прикладные проблемы гляциологии разрабатываются в Новосибирском институте инженеров железнодорожного транспорта, Цехе противолавинной защиты производственного объединения „Апатит“ (Кировск) и др.

В. М. Котляков.
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ УЧРЕЖДЕНИЯ ЗА РУБЕЖОМ. В некоторых странах имеются специализированные гляциологические учреждения: Лаборатория по изучению и освоению холодных районов (Ханوفر, штат Нью-Гэмпшир) при Корпусе военных инженеров Армии США; Швейцарский федеральный институт снега и лавин в Давосе; Лаборатория гляциологии в Гренобле (Франция); Институт низких температур в Саппоро (Япония); Институт гляциологии и мерзлотоведения АН КНР в Ланьчжоу; Институт гляциологии и снеговедения в Мендосе (Аргентина). Ряд отделов гляциологии существует в Геологической службе США (Такома, Фэрбанкс, Растон), гляциологические центры созданы в нескольких американских университетах — в штатах Вашингтон, Висконсин, Индиана, Огайо, Нью-Йорк и др.; гляциология является одним из направлений деятельности Американского геофизического союза. В Канаде обширные гляциологические работы ведутся в Институте гидрологии Министерства окружающей среды и рыболовства и в Проекте исследований континентального шельфа (Оттава).

Гляциологические исследования в Англии проводятся в Полярном институте им. Скотта и в Британской антарктической службе (Кембридж), в Бристольском университете; во Франции во Французских полярных экспедициях (Париж); в Швейцарии в Бернском университете и в Высшем техническом училище в Цюрихе; в Австрии в Инсбрукском университете; в ФРГ в Баварской Академии наук (Мюнхен); в Италии в Падуанском университете и в Гляциологическом комитете в Милане; в Дании в Копенгагенском университете и в Геологической службе Гренландии; в Норвегии в Полярном институте и Министерстве электрификации (Ос-

ло); в Швеции в Стокгольмском университете; в Аргентине в Институте Антарктики и в Национальном институте Патагонских ледниковых полей (Буэнос-Айрес); в Австралии в Мельбурнском университете и Австралийской Антарктической экспедиции (Мельбурн). Существуют также отдельные гляциологические коллективы в Японии, Индии, КНР, Непале, Новой Зеландии.

В. М. Котляков.
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ. Маркированная с помощью реек или других обозначений линия на леднике, вдоль которой измеряют аккумуляцию, абляцию и параметры движения льда. На наиболее важных Г.п. с помощью радиозондирования определяют толщину льда и строение подледного ложа. Обычно на исследуемых ледниках закладывают один продольный и несколько поперечных Г.п., наблюдения по ним проводят дважды в год — в начале и конце периода абляции, иногда более часто. В последние годы вместо Г.п. все чаще проводят наблюдения по сети реек, размещенных по всему леднику, что позволяет строить и анализировать гляциологические поля.

В. М. Котляков.
ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ. Моделирование средствами карты наличия, содержания, состояния, динамики и функционирования нивально-гляциальных систем, их взаимодействия с геосистемами и деятельностью человека. Для исследования закономерностей взаимодействия нивально-гляциальных систем с хозяйственной деятельностью, изучаемого инженерной гляциологией, также могут использоваться картографические методы; такое картографирование называется инженерно-гляциологическим.

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. Выделение территориально целостных природных единиц, в пределах которых все нивально-гляциальные явления и все виды природных льдов рассматриваются как целое на основе их воздействия на окружающую среду и друг на друга и воздействия природной среды на льды. По существу это физико-географическое районирование, в котором на передний план поставлены нивально-гляциальные ландшафты, взаимодействующие со всей природной обстановкой, но подчиняющиеся и не,

которым особым, присущим лишь им закономерностям.

Задача Г. р. состоит в том, чтобы, рассматривая нивально-гляциальные явления и природные льды как целое, подразделить их на части, каждая из которых обладает своими свойствами, отличающими ее от других частей, и вступает с другими в отношения равноправных взаимосвязей. Основными факторами районирования служат: широтное положение территории, степень ее континентальности, источник питания влагой, особенности рельефа.

Существенный вклад в разработку основ Г. р. внесен Х. Альманом [234], выделившим полярные, субполярные и „умеренные“ ледники; Г. А. Авсюком [5], который учел степень континентальности климата; Л. Ллибурти [271], связавшим области оледенения с характером климата; Д. М. Колосовым, И. В. Бутом и А. Н. Кренке, принявшими во внимание источники питания ледниковых систем; В. М. Котляковым [107] и Г. К. Тушинским [160], которые в той или иной мере учли в районировании перечисленные выше факторы.

Г. р. мира строится по шестиступенчатой схеме с учетом „матричного“ наложения таксономических единиц. Различаются: пояс — зона — провинция — область — район — бассейн. Пояса и зоны выделяют исходя из общей географической зональности с учетом временного и постоянного развития снежно-ледовых явлений. Каждую из зон подразделяют на гляциологические провинции и области, в основе которых лежит характер циркуляции атмосферы и макрорельеф земной поверхности. При выделении провинций главным принято считать источник влаги и поступление ее к тому или иному континенту, а областей — их совпадение с крупными горами или равнинными территориями, в пределах которых наблюдается некоторое единство нивально-гляциальных явлений.

При выделении районов учитывается преобладание тех или иных видов нивально-гляциальных явлений, степень оледенения и его дисперсность или компактность, высотная поясность гляциологических явлений.

особенности их режима и межгодовой изменчивости. В качестве элементарной единицы Г. р. принимается речной бассейн с той или иной степенью развития в нем нивально-гляциальных явлений.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ. Наука о природных системах, свойства и динамика которых определяются льдом. Объектами ее изучения служат природные льды на поверхности земли, в атмосфере, гидросфере и литосфере — режим и динамика их развития, взаимодействие с окружающей средой, роль льда в эволюции Земли. Исторически Г. выросла из гидрологии и геологии и долгое время традиционно считалась частью гидрологии, однако в середине XX в. стало ясно, что проблемы и методы изучения твердой и жидкой воды существенно различны. В настоящее время Г. превратилась в самостоятельную отрасль знания, лежащую на стыке географии, гидрологии, геологии и геофизики.

Единым природным объектом изучения Г. являются *гляциосфера* и составляющие ее *нивално-гляциальные системы*. При их исследовании используются различные методы: физические, математические, геофизические, геохимические, картографо-геодезические, географические, геологические и др. В соответствии с основными объектами изучения современная Г. делится на несколько отраслей: *ледниковедение*, *снеговедение*, *лавиноведение*, *ледоведение водоемов и водотоков*, *палеогляциологию*. На основе взаимосвязей со смежными науками и специфика применяемых методов в Г. выделяется ряд направлений: *гляциоклиматология*, *гляциогидрология*, *структурная Г.*, *динамическая Г.*, *изотопная и геохимическая Г.* Вместе с *геокриологией* (мерзотоведением), изучающей многолетнюю криолитозону, Г. объединяется в *криологию* Земли, объектом которой служит *криосфера* в целом. Быстро растет практическое значение Г. Сформировалось особое направление — *инженерная Г.*, к которой в соответствии с объектами приложения примыкают *ледотехника* и *снеготехника*.

Современные аспекты Г. тесно связаны с проблемой окружающей среды и взаимодействия природы и общества. Выделяются четыре главных направления: 1) исследование роли льдов в эволюции и прогнозе изменения природной среды; 2) изучение роли нивально-гляциальных явлений в мониторинге природной среды; 3) выяснение роли снежного покрова и льдов в оценке и регулировании водных ресурсов; 4) разработка путей искусственного воздействия на снежный покров и разные виды льдов.

Обширные исследования в области Г. ведутся в настоящее время в Австралии, Австрии, Великобритании, Дании, Канаде, Китае, Норвегии, США, Франции, Швейцарии, Швеции, Японии. В Советском Союзе крупные коллективы гляциологов работают в Москве, Ленинграде, Ташкенте, Алма-Ате, Томске, Новосибирске, Иркутске, Тбилиси, Нальчике, Фрунзе, Душанбе и др. Размах современных работ позволяет считать, что в 80-х годах будут созданы крупнейшие своды гляциологических знаний: *Всемирный каталог ледников, банк гляциологических данных, Атлас снежно-ледовых ресурсов мира*. Новые методы и аппаратура для исследований позволят организовать летающую лабораторию для зондирования горных ледников, наладить автоматизированный прогноз лавинной опасности и создать наземно-воздушно-космическую службу наблюдений за снегом и льдом. Среди важнейших прикладных задач Г. — наращивание крупных массивов льда многоцелевого назначения, доставка айсбергов к населенным районам и получение из них пресной воды, регулирование режима ледников в производственных масштабах.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ. Наблюдения за метеорологическими элементами с целью исследования взаимодействия нивально-гляциальных систем с атмосферой и климатических условий их существования. Включают наземные наблюдения на поверхности ледников, ледяного и снежного покровов или вблизи них, аэрологические наблюдения и дистанционные наблюдения с воздуха или из космоса. Наземные наблюдения подразделяются на точечные, маршрутные и площадные.

Точечные ведутся стационарно — круглосуточно или сезонно (на ледниках — в период абляции) в избранных пунктах, напр. на ледниках в областях питания и абляции, а также в долине ниже ледника, иногда на валу боковой морены. Маршрутные включают разрезы — температурные и другие с последующей временной привязкой. Площадные состоят из съемки альбедо, температуры воздуха или других характеристик по равномерной сети точек. Аэрологические наблюдения включают изучение трансформации воздушных масс над снежно-ледяными поверхностями, дистанционные — изучение типа подстилающей поверхности (влажный или сухой снег, влажный или холодный лед, полыньи и т. д.), ее альбедо, радиационной температуры и т. д. Для Г. н. характерно внимание к изучению поля температуры воздуха и актинометрическим измерениям как основе для расчета составляющих радиационного баланса, к прямым и косвенным измерениям испарения. В настоящее время внедряется автоматизация наблюдений и регистрации их результатов.

А. Н. Кренке.

ГЛЯЦИОМЕТЕОРОЛОГИЯ. Направление науки на контакте гляциологии и метеорологии, изучающее процессы взаимодействия ледника и атмосферы: на макроуровне — физику возмущений, вносимых ледниками в циркуляцию и радиационный баланс атмосферы, на мезоуровне — трансформацию свойств воздуха над ледниками, на микроуровне — тепловой баланс поверхности ледника.

ГЛЯЦИОСФЕРА. Совокупность снежно-ледяных образований на поверхности Земли. Представляет собой самостоятельную компоненту глобальной природной системы наряду с сушей, морем, внутренними водами, атмосферой; является самостоятельной частью планетарной системы „атмосфера — океан — суша — оледенение”. Г. обладает важными специфическими свойствами: наличием воды в твердой фазе, замедленным массовым обменом, высокой отражательной способностью, огромными затратами тепла на фазовые переходы, особым механизмом воздействия на сушу и земную кору. Теплота фазовых превращений льда достигает $\frac{1}{8}$ внешнего теплооборота планеты. Г. в значительной мере определяет современ-

ную широтную зональность, усиливает межширотный обмен воздушных масс, влияет на уровень Мирового океана. Она весьма изменчива во времени и на некоторых этапах земной истории, возможно, исчезала совсем.

В. М. Котляков.

ГЛЯЦИОТЕКТОНИКА. Раздел гляциальной геологии, предметом которого являются нарушения в залегании горных пород, вызванные действием ледников, т. е. *гляциодислокации*. К числу гляциотектонических образований часто относят крупные блоки горных пород, оторванные от ложа и смещенные льдом (*отторженцы*). Явлениями Г. также считаются деформации пород, связанные с процессами деградации мертвого льда, в т. ч. *айсберговые дислокации*, а также *гляциоизостатические движения земной коры* и *гляциогалокинез*. Г. не рассматривает деформированные и раздробленные массы горных пород, которые были захвачены ледниками, вовлечены в их поступательное движение и стали влекомой мореной.

Первые идеи о связи поверхностных дислокаций земной коры с оледенениями появились сразу после выдвижения ледниковой теории (Ф. Йонструп). Большой вклад в развитие Г. внесли А. Пенк, Ф. Ваншаффе, А. А. Иностранцев, Д. Н. Соболев, К. Грипп, Н. И. Кригер и др. При этом важную роль сыграли наблюдения за дислокациями пород ложа у концов современных ледников Норвегии, Шпицбергена и Исландии, которые показали их сходство с ископаемыми гляциодислокациями Европы и Северной Америки. В настоящее время Г. выделяется в самостоятельное научное направление, лежащее на стыке гляциологии с четвертичной геологией, геоморфологией и геотектоникой. Явления Г. изучены во всех древнеледниковых областях мира. Они широко используются в теоретических работах (палеогляциологических реконструкциях, в природном моделировании тектонических процессов и т. д.) и для практических целей (поиска и разведки минерального сырья, при инженерно-геологических изысканиях). Лит [127, 129].

М. Г. Гросвальд.

ГЛЯЦИОХИНОФИЛЬНЫЕ ОРГА-

НИЗМЫ. См. *биогляциология*.
ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКАЯ КРИВАЯ. См. *гляциоэвстатические изменения уровня океана*.

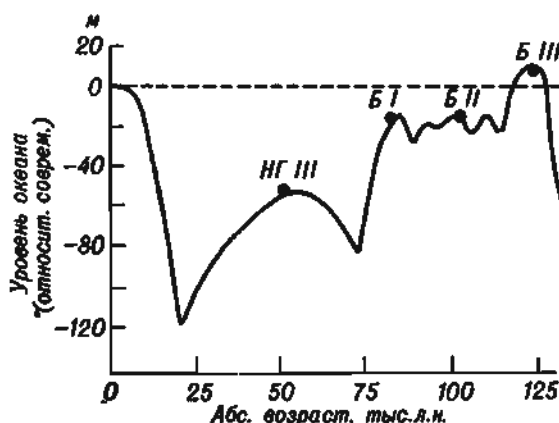
ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА. Изменения уровня Мирового океана, связанные с ледниково-межледниковыми колебаниями объема океанской воды. В ледниковые эпохи, когда большие массы воды консервировались в ледниковых покровах, этот объем сокращался и уровень океана снижался, а в межледниковые эпохи, к началу которых оледенения сокращались до размеров, близких к современным, уровень океана вновь повышался.

Г. и у. о. исследуются несколькими независимыми методами, из которых главными являются следующие: 1) геологический, состоящий в определениях уровней (глубин, высот) и абсолютного возраста затопленных и поднятых береговых линий в тектонически стабильных береговых зонах; 2) гляциологический, использующий реконструкции типов и объемов древнеледниковых покровов, позволяющие рассчитать снижения уровня океана исходя из того, что 1 млн. км³ льда эквивалентен слою океанской воды толщиной около 2,5 м; 3) изотопно-кислородный, исходящий из степени увеличения содержания тяжелого изотопа ¹⁸O в морской воде в эпохи оледенений. Согласно выводам ряда исследователей, рост $\delta^{18}\text{O}$ (т. е. отклонения значения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ от такового в стандартной средней океанической воде — SMOW) в глубоководных бентосных фораминиферах на 0,1 ‰ соответствует падению среднего уровня океана на 10 м. Причина этого явления — изъятие изотопно легкой воды из океана в результате ее испарения и аккумуляции в ледниковых покровах.

На рисунке представлена гляциоэвстатическая кривая для последних 130 тыс. лет, охватывающая весь позднеледниковый ледниковый цикл, которая составлена по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ и абсолютным датировкам коралловых террас о-вов Барбадос и Новая Гвинея. Судя по кривой, единственный период высокого уровня океана, кроме голоцена, имел место между 115 и 130 тыс. л. н., т. е.

в последнюю (микулинскую, земскую) межледниковую эпоху, а пики наиболее сильных снижений приходились на 70 и 20 тыс. л. н.; последнее из них было максимальным и достигало 120—130 м (по некоторым данным даже 150—170 м).

Фактические изменения уровня океана и их палеогеографические следствия на побережьях (морские



Осредненные гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана за последние 130 тыс. лет. Реконструированы по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ в керне глубоководных осадков экваториальной части Тихого океана [305]. Контрольные точки Б I, Б II, Б III и НГ III — уровни, полученные по террасам о-вов Барбадос и Новая Гвинея.

трансгрессии и регрессии) не всегда соответствовали колебаниям объема океанской воды. В частности, в областях покровных оледенений ледниковые эпохи были отмечены относительным повышением уровня океана, а межледниковые эпохи — его понижением. Причиной этих несоответствий были гляциоизостатические и неотектонические движения побережий, а возможно также такие малоизученные явления, как гидроиостатические деформации дна океана, гравитационное притяжение ледниковых покровов, изменения формы геоида и др. Лит. [90, 185, 305].

М. Г. Гросвальд.

ГЛЯЦИОЭКОЛОГИЯ. Отрасль науки на стыке гляциологии и экологии, изучающая природные и антропогенные экосистемы, содержащие природные льды или находящиеся в их окружении. Исследует организацию и функционирование надорганизменных систем (популяций, видов, сообществ, экосистем, биогеоценозов), существенно зависящих от нивально-гляциальных явлений, а также попутное или

направленное воздействие хозяйственной деятельности людей на нивально-гляциальные системы.

Под влиянием интенсивного антропогенного воздействия на природу на земном шаре назревает экологический кризис, представляющий собой многосторонний природный процесс, включающий, в числе прочего, истощение естественных ресурсов и нарушение квазистационарного состояния природных льдов, что может иметь многие отрицательные глобальные последствия. В этой связи важной задачей становится гляциологический прогноз развития природной среды как часть общего географического прогноза, и это определяет глобальные проблемы Г.: предотвращение нарушений устойчивости снежного покрова и ледников, создание основ гляциологического прогноза и расчет возможных гляциоэкологических последствий осуществления крупных проектов изменения климата, водного баланса и льдов.

К региональным проблемам Г. относятся: 1) изучение взаимовлияния изменений климата, экологии и природных льдов, включая влияние антропогенных воздействий на нивально-гляциальные системы, с определением критических размеров нарушений этих природных систем, когда биосфера теряет возможность самовосстановления; 2) изучение теплоизолирующих свойств снега в связи с сохранением зимующих растений и животных, управление этими свойствами путем разработки рациональных средств снежных мелиораций и льдомелиораций; 3) поиск методов ослабления стихийных нивально-гляциальных процессов, усиливающихся по мере возрастания хозяйственной деятельности людей; 4) решение проблемы сохранения и улучшения природных гляциоэкосистем при строительстве и природопользовании, создание ледниковых парков и заповедников.

А. К. Дюнин.

ГЛЯЦИОЭКОСИСТЕМЫ. Природные и антропогенные экосистемы, включающие в себя *гляциальные среды* или находящиеся в их окружении. **ГЛЯЦИЭРЫ.** См. *ледниковые эры*. **ГНЕЗДО ЛЬДА.** Образование *внутригрунтового льда*, преимущественно цементного типа, сравнительно изометричной формы и небольших размеров (от долей см до нескольких см).

ГНИЛОЙ ЛЕД. Морской лед, находящийся на последней стадии разрушения. Из-за многочисленных проталин, промоин и каналов стока рассола имеет сотообразное строение.

ГОДОВАЯ АБЛЯЦИЯ. См. *абляция*.
ГОДОВОЙ БАЛАНС МАССЫ. См. *баланс массы ледника*.

ГОДОВОЙ СЛОЙ. Горизонт в ледниковой толще, отложенный за *балансовый год*. Границей раздела смежных Г.с. служит *летняя поверхность*, хорошо определяемая в толще по ряду признаков [106]. В условиях интенсивного таяния летний горизонт каждого Г.с. содержит большое количество льда и сильно загрязнен посторонними включениями. В условиях слабого таяния или при его отсутствии летние горизонты по сравнению с зимними отличаются меньшей плотностью, большей пористостью и более крупными размерами зерен, наличием радиационных корок и ледяных прослоек, возникших при таянии. В летних и зимних горизонтах закономерно изменяется содержание стабильных изотопов кислорода и водорода, что создает характерный изотопный профиль снежно-фирновой толщи с годовой циклическостью. Исследование строения и состава Г.с. и определение их массы (водозапаса) дает возможность определить скорость питания и условия существования ледников в прошлом. В. М. Котляков.

ГОЛОВА ЗАЖОРА. См. *зажор*.

ГОЛОВА ЗАТОРА. См. *затор*.

ГОЛОЛЕД. Слой плотного льда, нарастающего на поверхности земли и на предметах вследствие намерзания капель переохлажденного дождя, мороси или тумана. Обычно наблюдается при температурах от 0 до -3°C , реже при более низких, до -16°C . При сильном ветре образуется на наветренной стороне предметов. Толщина корок намерзшего льда может достигать нескольких см и вызвать обламывание сучьев, обрыв проводов и т. п. Различают матовый и прозрачный Г. Матовый Г. образуется при выпадении мелких капель воды, которые из-за малой массы при замерзании каждой капли выделяют небольшое количество тепла, легко рассеиваемое окружающим воздухом и подстилающей поверхностью. Поэтому

му время замерзания капли мало, и матовый Г. имеет плотность 500—700 кг/м³. При выпадении крупных капель количество выделяющегося тепла при замерзании одной капли сравнительно велико и время замерзания возрастает; возможен даже обратный переход из льда в воду, что снижает неоднородность льда и увеличивает его оптическую плотность, делая лед прозрачным. Прозрачный Г. имеет плотность 700—900 кг/м³. Вблизи водоемов при штормовом ветре, дующем с моря на сушу, образуется брызговой Г. Отложения Г. входят в состав снежного покрова. Лит. [28, 65].

В. М. Котляков.

ГОЛОЛЕДИЦА. Ледяная корка на земной поверхности, образовавшаяся после оттепели или дождя в результате похолодания, а также вследствие замерзания мокрого снега, дождя или мороси от соприкосновения с сильно охлажденной земной поверхностью. Генетически относится к *замерзшей воде*; в отличие от *гололеда* при Г. замерзает напочвенная вода без непосредственного выпадения переохлажденных осадков. Г. вызывает выпревание хлебов, гибель от бескормицы скота, находящегося на подножном корму. В. М. Котляков.

ГОЛОЛЕДНАЯ КОРКА. См. *корки в снежном покрове*.

ГОЛОЛЕДНАЯ СТАНЦИЯ. Опытное-исследовательское учреждение с комплексом специальных зданий, опытными установками и приборами для всестороннего изучения обледенения наземных предметов и инженерных сооружений. Первые Г.с. организованы в 1930 г. по инициативе НКПС СССР. В настоящее время в СССР функционируют три Г.с.: в предгорьях Сев. Кавказа, Донбассе и Татарской АССР.

ГОЛОЛЕДНО-ВЕТРОВАЯ НАГРУЗКА. Нагрузка на сооружения от совместного воздействия *гололеда* и скоростного напора ветра. Нарастание гололедной корки на элементах конструкций приводит к одновременному увеличению нагрузки от массы льда и парусности сооружения. Учитывается при проектировании воздушных линий электропередачи и связи, контактных сетей электрифицированного

транспорта, антенно-мачтовых устройств и высотных сооружений. В СССР Г.-в. н. достигает наибольших величин у вершин горных массивов Хибин, Карпат, Кавказа и Дальнего Востока.

ГОЛОЛЕДНЫЙ СТАНОК. Установка для измерения отложений гололеда, изморози и мокрого снега на проводах. Состоит из двух пар проводов диаметром 5 мм, натянутых на столбы в двух взаимно перпендикулярных направлениях на высоте 1,9 и 2,2 м. Отложения измеряются или по толщине слоя на нижних постоянных проводах, или по объему воды, полученному от таяния отложений на верхних съёмных проводах.

ГОЛОЛЕДОГРАФ. Прибор для регистрации массы отложений гололеда. Состоит из вертикального стержня, являющегося приемником, и регистрирующей части. Изменение массы стержня в результате отложений регистрируется по принципу одноплечных весов. Из-за нагрузок и обледенения всего прибора он не находит широкого применения.

ГОЛОЦЕН. Самый молодой и короткий отдел четвертичного периода (системы), иногда рассматриваемый как верхний горизонт плейстоцена. В областях древнего оледенения умеренных широт в общем совпадает с послеледниковым временем. Нижняя граница Г. большинством исследователей проводится на хронологических рубежах 10 или 12 тыс. л. н., хотя известны и другие точки зрения.

Палеогеографическим эталоном периодизации Г. сейчас служит модифицированный вариант схемы Блита — Сернандера, все границы которой имеют надежное радиоуглеродное обоснование (рис. 1). По предложению М. И. Нейштадта, Г. также делят на четыре этапа: древний, соответствующий аллерёду и позднему дриасу, ранний (бореальный период), средний (атлантический и суббореальный периоды) и поздний (субатлантический период). По своему климату Г. представляет типичную межледниковую эпоху, которая мало отличается от более древних межледниковий. Главная тенденция изменений его климата — переход от холодных условий конца плейстоцена к теплому климатическому оптимуму, а затем к новому похолоданию. Климатический оптимум падает на два теп-

лых периода — влажный атлантический и сухой суббореальный, максимум потепления — примерно на 6 тыс. л. н. Прохладный и влажный

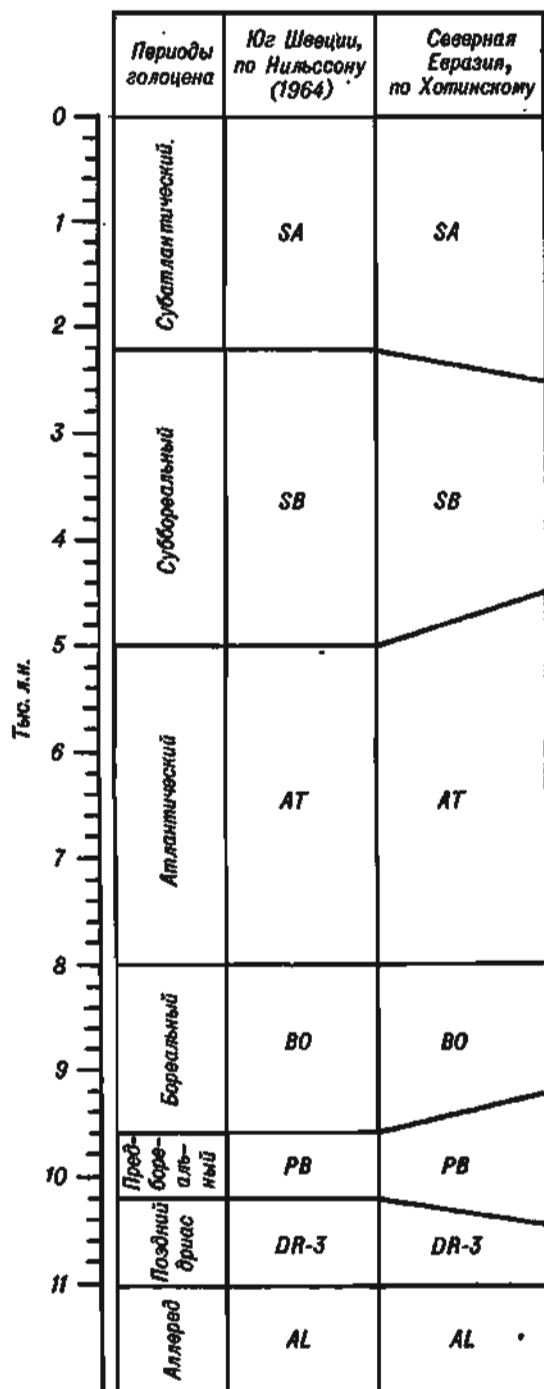


Рис. 1. Хронологический эталон периодизации голоцена, по [203].

субатлантический период отмечен расширением зоны многолетней мерзлоты, а его конец — XV—XIX вв. н. э. — усилением оледенения многих горных областей и полярных архипелагов. В этой связи интервал указанных ве-

ков иногда называют „малым ледниковым периодом“, или „неогляциальным“ временем.

Температуры воздуха в умеренных широтах в Г. были на 6—12 °C выше, чем в максимум последнего оледенения. Соответственно граница

В разрезах ледниковых покровов переход от плейстоцена к Г. отмечен скачкообразным увеличением размеров кристаллов и изменением изотопного состава льда. Изотопно-кислородный анализ ледяного керна из скважин показывает, что между 14 и

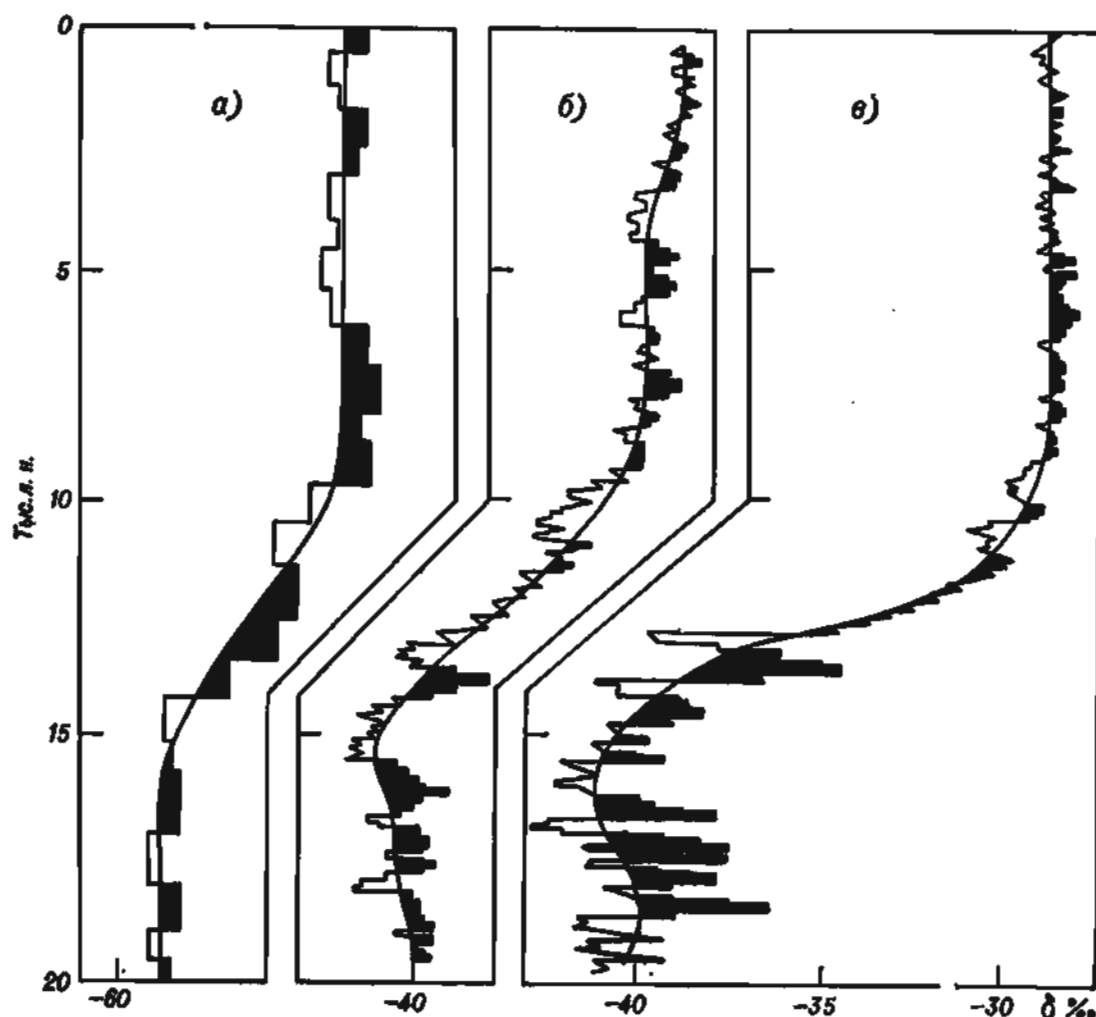


Рис. 2. Изотопно-кислородные профили глубоких скважин на станциях Восток (а), Бэрд (б) в Антарктиде и Кемп Сенчури (в) в Гренландии: по оси ординат отложен возраст, по оси абсцисс — δ (отклонение отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ во льду от того же отношения в SMOW).

питания ледников повысилась в среднем на 900 ± 100 м, хотя возможно, что в отдельных районах размах ее подъема был иным. Ледники полярных и горных областей в Г. сокращались, причем в климатический оптимум сокращение ускорялось, а при похолоданиях замедлялось или даже сменялось наступанием. Колебания высоты границы питания ледников в Г. составляли 150—200 м.

10 тыс. л. н. значения $\delta^{18}\text{O}$ повысились в Антарктиде (на станциях Восток и Бэрд, куполе С) на 5—5,4 ‰, а в Гренландии (на станции Кемп Сенчури) — на 10—12 ‰ (рис. 2). На протяжении Г. изменения $\delta^{18}\text{O}$ не выходили за пределы 1—3 ‰.

М. Г. Гросвальд.
ГОЛУБОЙ ЛЕД (син. хрустальный лед). Полосы лишенного пузырьков воздуха прозрачного льда, в массиве

приобретающего голубоватый оттенок. Формируется в леднике в процессе динамометаморфизма. Возникает на плоскостях скольжения под действием деформаций, которые ускоряют рекристаллизацию льда, способствуют удалению воздушных пузырьков и переориентировке осей кристаллов. Играет заметную роль в *полосчатости льда*. Г. л. образуется также при замерзании воды в ледниковых трещинах.

ГОЛУБЫЕ ЛЕНТЫ ЛЬДА. Слои и линзы *голубого льда*, почти полностью лишенного воздушных включений, характерные для придонных частей ледников. Из всех природных льдов лед таких лент наиболее чист от примесей, отличается высокой плотностью ($916,6-916,8 \text{ кг/м}^3$) и исключительной прозрачностью. Г. л. л. часто связаны постепенными переходами с грязными лентами льда — линзами такого же льда, засоренными дисперсной мореной, а нередко и крупными обломками горных пород ложа. Г. л. л. слагаются льдом, имеющим весьма крупные кристаллы и аллотриоморфно-зернистую ориентированную структуру. Кристаллы льда „грязных” лент обычно более мелкие, причем чем больше примесь морены, тем меньше их размеры. Предполагается, что и голубые, и „грязные” ленты представляют собой включения фрикционно-режеляционного льда, т. е. продукт режеляционного метаморфизма трения. П. А. Шумский [220], в частности, считает их новообразованиями, возникающими в узких зонах особенно сильных сдвиговых деформаций, которые идут при температурах таяния без нарушения сплошности ледников. Эта гипотеза подтверждена некоторыми полевыми наблюдениями. Возможно, однако, что значительная часть голубых и „грязных” лент образована в результате внедрения напорных вод, связанных с донным таянием ледников, в косые трещины растяжения, которые должны возникать в придонном льду во время толчкообразных подвижек.

ГОЛЬЦОВЫЕ ТЕРРАСЫ. Ступенчатые криогенно-денудационные образования на склонах гор, одиночные или групповые, представляющие собой выположенные площадки шириной от нескольких метров до нескольких км, ограниченные крутыми уступами вы-

сотой от 1—3 до нескольких десятков метров. Характерны для гольцовой зоны. Образуются на участках наиболее интенсивного развития *нивашии* и *криогенного выветривания*. Снос продуктов разрушения осуществляется комплексом процессов, среди которых большое значение придается *солифлюкции*. Широко распространены в СССР — на Сев. и Полярном Урале, в горах Вост. и Юж. Сибири, в Арктике, Канаде, на Аляске. Г. т. иногда называют нагорными террасами, морозно-солифлюкционными террасами, террасами альтипланашии, криогенно-денудационными террасами.

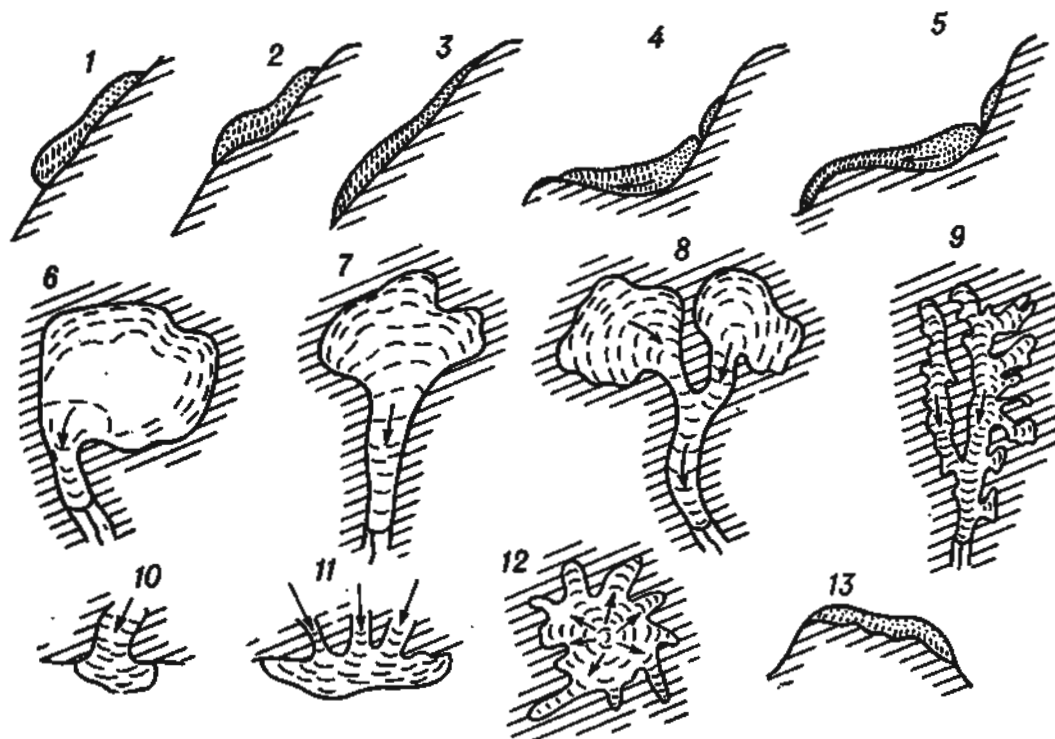
ГОЛЬЦОВЫЙ ЛЕД. Собирательный термин для *внутригрунтового льда* цементного и сегрегационно-цементного типов, распространенного чаще всего в грубообломочных породах гольцового пояса гор. Образует отдельные гнезда, пласты длиной в несколько десятков метров и толщиной до 3 м или заполняет промежутки между обломками горных пород. Происхождение пластов Г. л. не совсем ясно. Некоторые его разновидности возникают при инфильтрации талых снеговых вод в сильно охлажденные толщи рыхлых крупнообломочных отложений. Служит источником питания надмерзлотных подземных вод, участвует в подповерхностной обработке коллювиальных и курумовых отложений.

ГОМОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНА В ЛЕДНИКЕ. Часть толщи ледника от его ложа до нижней границы активного слоя, в которой отсутствуют сезонные колебания температуры и наблюдаются лишь медленные вековые изменения. Выделена Г. А. Авсюком [4]. Строго гомотермической эта зона может считаться лишь для теплых (изотермических) ледников, в которых ниже деятельного слоя сохраняется температура плавления, понижающаяся с глубиной с градиентом $0,08^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. В холодных ледниках под влиянием движения, изменений климата, геотермического потока тепла наблюдаются градиенты разного знака до $5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Поэтому более удачным может считаться предложенный позднее [146] термин *глубинная зона* в леднике.

ГОРИЗОНТ РАЗРЫХЛЕНИЯ СНЕГА. Слой снега, в котором в процессе перекристаллизации преобладает

вынос водяных паров, приводящий к быстрому укрупнению кристаллов, увеличению пористости и воздухопроницаемости снега. Характерен для летних горизонтов снежно-фирновой толщи в условиях отсутствия таяния, для нижней части толщи сезонного снега на границе с почвой, встречается также внутри толщи в местах температурных скачков. Для Г. р. с. типичны *вертикальная столбчатость*

в процессе перекристаллизации снежного покрова при диффузии водяного пара и сублимации в уплотненных слоях, преимущественно под корками. **ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ДВИЖЕНИЯ ЛЬДА.** Проекция вектора скорости льда на горизонтальную плоскость. Определяется направлением и абсолютным значением смещения в горизонтальной плоскости.



Наиболее распространенные типы горных ледников: 1 — висячий, 2 — присклоновый, 3 — склоновый, 4 — каровый, 5 — карово-долинный, 6 — котловинный, 7 — простой долинный, 8 — сложный долинный, 9 — дендритовый, 10 — ширококонечный, 11 — предгорный (подножный), 12 — ледник конической вершины, 13 — ледник плоской вершины.

снега, кристаллы *глубинной изморози*. Крайнюю степень разрыхления представляет *снег-плывун*, нередко вызывающий сход снежных лавин.

В. М. Котляков.

ГОРИЗОНТ СКОЛЬЖЕНИЯ. Слой рыхлого и рассыпчатого перекристаллизованного снега, имеющий малую связность, по которому налегающие сверху массы снега срываются вниз по склону, образуя лавину.

ГОРИЗОНТ УПЛОТНЕНИЯ СНЕГА. Слой мелкозернистого или среднезернистого плотного снега внутри снежной толщи. Часто возникает в процессе отложения снега при сильном ветре, может образовываться также

ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. Наземные ледники, залегающие в горном рельефе, объединенные по морфологическим признакам. Форма горных ледников зависит от подстилающего рельефа, их движение определяется преимущественно силой стока. Все многообразие типов горных ледников подразделяют на три группы. **Ледники вершин** лежат на вершинных поверхностях отдельных гор, хребтов и горных узлов; среди них различают *ледники конических вершин, плоских вершин, кальдерные*. **Ледники склонов** занимают депрессии на склонах горных хребтов и отдельные участки слабо дифференцированных склонов;

сюда относятся *присклоновые, висячие, склоновые, каровые и карово-долинные ледники*. Ледники долин располагаются в верхних и средних частях горных долин; это *долинные, сложные долинные, дендритовые, ширококонечные, предгорные и котловинные ледники*. Отдельное место в Г. о. занимают *переметные и возрожденные ледники*.

В. М. Котляков.

ГОРНО-ПОКРОВНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. Оледенение, переходное от горного к покровному, сочетание локальных ледниковых щитов и куполов с большими долинными и предгорными ледниками (напр., ледниковые системы о. Элсмир и юго-вост. Аляски). **ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЛЕДНИКОВ.** Измерение толщины ледников по аномалии силы тяжести, обусловленной малой плотностью льда (около 900 кг/м^3) по сравнению с плотностью окружающих и подстилающих пород ($2600\text{—}2700 \text{ кг/м}^3$). Относительная аномалия силы тяжести Δg определяется по ее разности в точке измерений на леднике и в пункте, принимаемом за исходный:

$$\Delta g = \Delta g_B - \beta.$$

Здесь Δg_B — относительная аномалия Буге; β — поправка на региональный фон, равная аномалии, не связанной со льдом, она определяется из наблюдений вне ледников или в точках, где толщина льда получена другим методом (напр., сейсмическим). По этим данным строится поле регионального фона, по которому определяется β для любой пары пунктов;

$$\Delta g_B = \Delta g_T + \Delta \gamma + \Delta c_v + \Delta u,$$

здесь Δg_T — измеренная разность сил тяжести в двух пунктах; $\Delta \gamma$ — поправка на разность широт $\Delta \varphi$ пунктов ($\Delta \gamma = 1,52 \sin 2\varphi \Delta \varphi$, если $\Delta \varphi$ в мин); Δc_v — поправка на разность высот, причем $\Delta c_v = (0,3086 - 0,0418\rho)\Delta H$, где ΔH — разность высот пунктов, ρ — плотность коренных пород (здесь в г/см^3); Δu — разность поправок на окружающий рельеф, вычисляемых по карте как притяжение совокупности элементарных тел, определяемых аналитически. Учитывается область радиусом до нескольких десятков км. Полученная величина Δg интерпретируется как аномалия, поскольку плотность льда отличается от

плотности коренных пород. Изменение силы тяжести Δg_T в точках измеряется кварцевыми гравиметрами с точностью $\pm 0,06$ мгал. Ошибка складывается из ошибки поправки на региональный фон и других ошибок, сумма которых имеет порядок, соответствующий толщине льда $10\text{—}15$ м. Г. с. л. впервые применена в Гренландии в 1948 г., на ледниковых покровах комбинируется с сейсмическим методом, на долинных ледниках используется самостоятельно. В настоящее время вытесняется методом *радиозондирования ледников*. Лит. [135].

А. Н. Кренке.

ГРАВИТАЦИОННАЯ ВОДА В СНЕГЕ. См. *типы воды в снеге*.

ГРАВИТАЦИОННАЯ ЭНЕРГИЯ ЛЕДНИКА. Потенциальная энергия ледника в поле силы тяжести. Источник энергии, обеспечивающий движение и выделение тепловой энергии в леднике за счет внутреннего и внешнего трения, пополняется гравитационной энергией аккумулируемых на леднике осадков, лавин и метелевого снега. Плотность Г. э. л. равна $\rho g H$, где ρ — плотность льда, воды или морены, g — ускорение свободного падения (около $9,81 \text{ м/с}^2$ на ур. м., убывает вверх с градиентом $3 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-2}$), H — высота над ур. м. Запас Г. э. л. равен интегралу по ее плотности во всем объеме ледника. В процессе движения вниз почти вся гравитационная энергия переходит в тепло, т. к. кинетическая энергия и энергия напряженного состояния в леднике малы.

А. Н. Кренке.

ГРАД. Осадки в виде частичек плотного льда неправильной формы, выпадающие в теплое время года из мощных кучево-дождевых облаков. Г. всегда наблюдается при грозе, обычно вместе с ливневым дождем. Отдельные частицы Г. называются градинами; они различны по форме и имеют поперечник от 5 мм до 20 см. Строение градин неоднородно: в них чередуются прозрачные и мутные слои льда, иногда имеются включения пыли, насекомых и т. п. Такое строение связано с формированием градин в мощных вертикальных конвективных потоках, где происходит коагуляция переохлажденных мелких и крупных капель и намерзание новых порций переохлажденной воды. Нередко встречаются очень крупные градины, состоящие из смерзшихся

более мелких градин. Выпадение Г. в редких случаях может дать на земной поверхности покров толщиной до 20—30 см. Интенсивный Г. может уничтожать посевы, вызывать гибель животных. Поэтому ведется активная борьба с Г. Не следует смешивать Г. с *ледяной крупой*, диаметр которой не превышает 5 мм. В. М. Котляков.

ГРАДИНА. См. *град*.

ГРАДОВОЕ ОБЛАКО. Облако, из которого выпадает *град*. Градины образуются в кучево-дождевых облаках в результате слияния переохлажденных капель воды с зернами крупы, капли при этом замерзают. Для образования градин необходимы сильные вертикальные токи, поддерживающие крупные зерна льда в переохлажденном слое в течение всего периода их роста. В зависимости от параметров облака кристаллизация идет либо в докритическом режиме под водяной пленкой с образованием плотного прозрачного льда, либо в закритическом режиме без пленки на поверхности градин с образованием матового менее плотного льда. Уровень образования градин зависит от положения уровня кристаллизации в облаке. Особенно крупные градины образуются в средней части облака, где водность велика, путем смерзания (коагуляции) более мелких частиц. Сочетание сильных вертикальных токов и переохлаждения обычно наблюдается в передней части движущихся грозовых кучево-дождевых облаков. Объем Г. о. обычно около 10—15 км³. Они оставляют градовую дорожку длиной в сотни и шириной в десятки км. А. Н. Кренке.

ГРАНИЦА ВЫБРОСА ЛАВИНЫ.

См. *дальность выброса лавины*.

ГРАНИЦА ОЛЕДЕНЕНИЯ. 1. Уровень, отделяющий покрытые снегом и льдом горные вершины от частей гор, не несущих на себе снега и льда (син. *порог оледенения, предел оледенения*). Обычно параллелен *снеговой линии*, но располагается на 100—300 м выше; характеризует высоту, на которую должны подниматься отдельные вершины, чтобы на них могли образоваться ледники. Термин введен Ф. Энkvистом и широко применяется в Скандинавии; в СССР употребляется редко. 2. Граница ма-

ксимального распространения ледников в прошлом (напр., граница валдайского оледенения).

В. М. Котляков.

ГРАНИЦА ПИТАНИЯ ЛЕДНИКА.

Линия, разделяющая области с положительным и отрицательным годовым балансом массы ледника, т.е. области питания и абляции. Г. п. л. может совпадать с фирновой линией, но часто лежит ниже нее (см. фото XXXI. 57), тогда между ними находится зона ледяного питания (см. *зоны льдообразования*) — полоса обнаженного льда, относящегося к области питания ледника. Иногда Г. п. л. называют линией равновесия, что является буквальным, не принятым у нас переводом соответствующего англоязычного термина.

В. М. Котляков.

ГРАНИЦА ПРИПАЯ. См. *припай*.

ГРАНИЦА СЕЗОННОГО СНЕГА

(син. *сезонная снеговая линия*). Самый низкий уровень залегания снежного покрова в каждый конкретный момент. В теплый период года Г. с. с. соответствует понятию *тыла снеготаяния* на равнинах. В горах Г. с. с. осенью и в начале зимы быстро опускается вниз, а весной и летом медленно поднимается вверх, причем ее поднятие нередко прерывается летними снегопадами, вновь опускающими эту границу. К концу лета Г. с. с. достигает самого высокого положения. На ледниках из-за их охлаждающего влияния она всегда располагается ниже, чем на свободной ото льда поверхности. В. М. Котляков.

ГРАНИЦА СНЕЖНИКОВ (син. *орографическая снеговая линия*). См. *снежник*.

ГРАНУЛИРОВАННЫЙ ЛЕД (син. *искусственный фирн*). Замерзшие капли воды, диспергированной в холодную атмосферу. При полном замерзании капель воды получается сухой Г. л. плотностью 450—600 кг/м³, внешне напоминающий снежный покров. В зарубежной литературе его называют искусственным снегом. В процессе метаморфизма происходит спекание отдельных гранул льда, благодаря чему плотность Г. л. со временем увеличивается. Применяется при сооружении лыжных трасс и как средство водно-тепловой мелиорации

почв и горных пород. Влажный Г. л. образуется в том случае, когда частично промерзшие капли воды осаждаются на твердое основание и там происходит их полная кристаллизация, сопровождающаяся раскалыванием ледяных сфер и излиянием из них незамерзшей воды. Плотность влажного Г. л. 500—800 кг/м³. После пропитки и промораживания превращается в монолит плотностью 850—900 кг/м³. Используется при наведении ледяных переправ, строительстве ледяных платформ, причалов, плотин, спортивных и других сооружений сложной конфигурации.

В. Р. Алексеев.

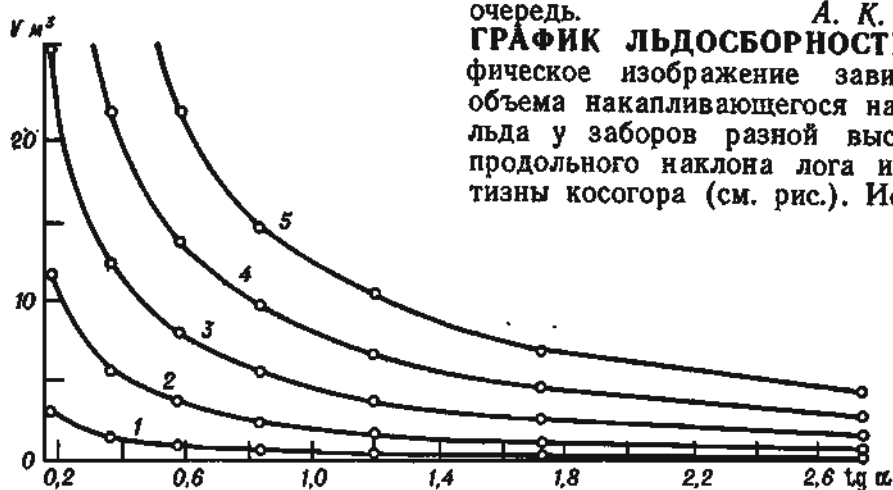


График для расчета объема льда V (на 1 м длины забора), задерживаемого при различном продольном уклоне или крутизне косогора α ; цифры у кривых — высота забора (в метрах).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СНЕГА. Анализ состава снега по содержанию в нем частиц или зерен различной крупности. Измеряется массовая доля частиц разных фракций в исследуемом образце. Применяются три способа Г. а. с.: путем непосредственного измерения размеров снежных зерен под микроскопом, по скорости осаждения частиц снега разных размеров в незамерзающей жидкости (метод Де-Кервена) и посредством ситового анализа, с учетом механического разрушения частиц в процессе просеивания, изученного А. К. Дюниным [67]. При ситовом анализе время просеивания не должно быть менее 10 мин, температура не выше -5°C , масса образца не более 50—100 г. Следует помнить, что масса образца в процессе Г. а. с. уменьшается вследствие межфазовых переходов. Результаты анализа изо-

бражаются с помощью логарифмических диаграмм по методу Р. Бегнолда [239].

В. М. Котляков.
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕГА. Соотношение частиц, составляющих снежный покров, в соответствии с их размерами. Гранулометрический состав свежавывающего и лежалого снега, не подвергнутого метелевому переносу, характеризуется большим диапазоном размеров частиц — от 0,01 до 3 мм и более. Метелевый снег значительно однороднее и состоит преимущественно из фракций от 0,2 до 0,3 мм, т. е. более мелкие частицы переходят во взвесь, а более крупные и тяжелые аккумулируются в первую очередь.

А. К. Дюнин.
ГРАФИК ЛЬДОСБОРНОСТИ. Графическое изображение зависимости объема накапливающегося наледного льда у заборов разной высоты от продольного наклона лога или крутизны косогора (см. рис.). Использо-

уется при разработке мероприятий по борьбе с наледями.

ГРУЗОПОДЪЕМНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА. См. *несущая способность ледяного покрова*.

ГРУНТОВАЯ ЛАВИНА. Влажная весенняя лавина, движущаяся по грунту или почве, как правило, содержащая различные включения — мелкозем, обломки, древесный материал (см. фото VIII. 14).

ГРУНТОВАЯ НАЛЕДЬ. См. *наледи подземных вод*.

ГРУППОВАЯ СКОРОСТЬ СНЕЖИНОК. См. *твердый расход снеговетрового потока*.

ГРЯДА ТОРОСОВ. См. *торос*.

ГРЯЗЕВОЙ КОНУС. См. *муравьиные кучи*.

ГРЯЗЕКАМЕННЫЙ ПОТОК. Наиболее распространенный вид связных селевых потоков, масса которых представляет собой пылевато-глинистую

среду в форме гидратных пленок и защемленной воды, смешанную с обломками горных пород разного размера. В Г. п. нередко превращаются *гляциальные сели*.

ГРЯЗНЫЕ ЛЕНТЫ ЛЬДА. См. *голубые ленты льда*.

ГУСТОТА ЛЕДОХОДА. См. *ледоход*.
ГУСТОТА ШУГОХОДА. См. *шугоход*.

ГЮНЦСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.



ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. Атмосферное плюс парциальное давление содержащихся в снеге паров воды. Парциальным давлением пара называется то давление, которое имел бы пар в порах снежного покрова, если бы он один занимал объем, равный объему смеси при той же температуре. Давление воздуха в снежном покрове и над ним обычно мало различается, за исключением областей возле выступающих над снежным покровом преград. В зоне снижения скоростей ветра, обтекающего преграду, давление над снежным покровом, в соответствии с законом Бернулли, больше, чем Д. в. в. с. п., а в зонах ускорения ветра — ниже. За счет этих разностей давления может происходить фильтрация воздуха в снеге, способствующая началу образования воронок размыва.

В. М. Котляков.

ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА ВО ЛЬДУ. Физический параметр, характеризующий интенсивность воздействия воздуха, замкнутого в изолированных льдом пузырьках, на стенки этих пузырьков. В момент замыкания пузырьков, т. е. при образовании льда из фирна, Д. в. в. л. примерно равно атмосферному давлению. Аккумуляция новых слоев фирна и льда ведет к увеличению нагрузки на нижележащие слои. После превышения этой нагрузки предела упругости льда воздух в пузырьках подвергается сжатию, которое идет до тех пор, пока давление на стенки пузырьков изнутри и извне не уравнивается.

Д. в. в. л. больших ледниковых щитов, судя по расчетам, достигает 15 МПа, воздушные пузырьки в глу-

бине щитов сжимаются и расплющиваются. Очень высоких значений это давление достигает в ядрах бугров пучения и ледяных лакколлитов, т. к. при промерзании замкнутых систем оно ограничено только сопротивлением жесткой оболочки. В областях абляции давление льда постепенно сокращается и пузырьки расширяются. В холодном льду это расширение тормозится сопротивлением внутреннего трения, поэтому даже после полного устранения внешней нагрузки давление воздуха в образцах может достигать 1 МПа. В теплом льду расширение пузырьков частично идет за счет таяния стенок, так что воздух оказывается окруженным водными оболочками и часть его переходит в растворенное состояние. Поэтому избыточное давление воздуха в таком льду не превышает 0,2 МПа.

Первые определения Д. в. в. л. были выполнены И. Кохом и А. Вегенером на леднике Сторстрем в Гренландии в 1913 г. В настоящее время используется метод, разработанный П. А. Шумским [220]. В принципе он аналогичен методу Коха — Вегенера и сводится к двум операциям: измерению объема замкнутых пузырьков и определению количества заключенного в них воздуха. Сначала проба взвешивается в воздухе и в керосине, что позволяет установить ее плотность. Затем она помещается в герметически закрытый сосуд с бюреткой, заполненный холодным керосином. Лед в сосуде растапливается, и воздух собирается в бюретку, после чего измеряется его объем с учетом температуры льда и атмосферного давления.

М. Г. Гросвальд.

ДАВЛЕНИЕ ПЛАВУЧЕГО ЛЬДА.

Силовое воздействие, оказываемое ледяным покровом или скоплением льдин на соприкасающиеся с ними берега, гидротехнические сооружения, суда и пр. Различают динамическое Д. п. л., возникающее за счет энергии движения ледяных масс, и статическое, создающееся за счет теплового расширения и сжатия льда. Динамическое давление зависит от массы, скорости движения льдин и физико-механических свойств льда [102]. В отдельных случаях оно достигает 10—15 МН/м² и приводит к разрушению плотин, мостовых опор, береговых сооружений. Давление, развиваемое при температурном расширении, превосходит предел упругости, и в области пластических деформаций плавучий лед может рассматриваться как вязкая жидкость. При интенсивном повышении температуры воздуха статическое давление льда от термического расширения 1 %-ной обеспеченности может достигать 2—3 МН/м².

Р. В. Донченко.

ДАВЛЕНИЕ СНЕГА ИЛИ ЛЬДА.

Силовое действие, оказываемое снежным или ледяным покровом на поверхность земли, берега и пр. Различают динамическое давление, возникающее за счет энергии движения снежных или ледяных масс, и статическое, возникающее за счет силы тяжести, теплового расширения или сжатия. См. также *снеговая нагрузка*.

ДАЛЬНОСТЬ ВЫБРОСА ЛАВИНЫ.

Расстояние от линии (точки) отрыва лавины до места остановки ее фронта, измеренное вдоль пути движения лавины. На практике часто измеряют не это расстояние, а горизонтальное проложение по прямой от линии (точки) отрыва до места остановки фронта лавины. Линию, фиксирующую место остановки фронта, называют *границей выброса лавины*. Максимальную границу выброса лавины образует наибольшая физически возможная лавина. Д. в. л. меняется в широком диапазоне — от первых десятков метров до первых десятков км. Наибольшую дальность выброса имела лавина Уаскаран в Перу, которая прошла расстояние в 16 км. Наибольшая Д. в. л. в СССР, равная 6,5 км, зафиксирована в бассейне р. Кзылча на Зап. Тянь-Шане. Для горных районов СССР характерна Д. в. л. от 0,5

до 1,5 км. Эта характеристика лавин определяется по теоретическим и эмпирическим формулам, а также на местности по следам воздействия лавин на окружающую среду и непосредственно по положениям фронта сошедших лавин. Она имеет большое значение при проектировании сооружений в горных районах, т. к. позволяет выделять лавиноопасные зоны, т. е. те участки местности, которые подвержены различным динамическим эффектам, сопровождающим движение лавины.

К. С. Лосев.

ДАЛЬНОСТЬ ПЕРЕНОСА СНЕГА.

Условная величина, характеризующая длину, на которую могут быть перенесены отдельные метелевые частицы, прежде чем они закрепятся в снежном покрове, разрушатся при столкновении с другими частицами или испарятся. Д. п. с. — это расстояние, на котором снеговетровой поток полностью обновляется поступающим (сверху и снизу) снегом. Она представляет собой среднее значение, характерное для условий данного места. Д. п. с. увеличивается с ростом скорости ветра и понижением температуры воздуха, дефицита насыщения воздуха и размеров переносимых частиц снега. Дальность переноса l используется при расчетах баланса переносимого снега. По А. А. Комарову [97],

$$l = \sum q\tau / (X\theta),$$

где $\sum q\tau$ — полный расход снега за определенный промежуток времени; X — количество выпавших за это время осадков; θ — коэф. снеготранспорта, или доля осадков, сносимых ветром. Эту формулу для Д. п. с. можно использовать, имея данные за весь период аккумуляции и за каждую метель. В случае низовой метели Д. п. с. равна отношению количества перенесенного за время метели снега к количеству снесенного снега. Д. п. с. обычно составляет сотни метров или несколько км. Существует предельная Д. п. с., т. е. расстояние, которое могут преодолеть метелевые частицы, прежде чем они совсем не испарятся; эта величина может достигать десятков км.

В. М. Котляков.

ДАНСГОР (Dansgaard) Вилли (род. 1922). Датский геофизик и гляциолог, специалист по изотопно-геохимическим методам исследований льда.

ДАТ — ДВИ

С 1951 г. работает в Копенгагенском университете, где в 1962 г. основал всемирно известную Геофизическую изотопную лабораторию. Одним из первых использовал сведения о содержании изотопов ^2H и ^{18}O во льду для анализа гляциологических проблем. В 1954 г. в Гренландской экспедиции под руководством П. Шоландера выполнил первое абс. датирование льда из айсбергов по ^{14}C . В 60-х и 70-х годах под руководством Д. проведены детальные изотопно-геохимические исследования ледяного керна из глубоких скважин на станциях Кемп Сенчури в Гренландии [245], Бэрд в Антарктиде, на о. Девон в Канадском Арктическом архипелаге и многих других, получившие разностороннюю палеогляциологическую интерпретацию. В 1976 г. Д. присуждена высшая награда Международного гляциологического общества „Кристалл Зелигмана“.

ДАТИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА. Определение абсолютного возраста льда, взятого из ледников. Толща, отложенная за последние 30 лет,

может быть датирована по общей β -активности продуктов ядерного деления, гл. обр. в виде изотопов ^{90}Sr и ^{137}Cs , и трития, причем основными реперными горизонтами в сев. полушарии служат 1953—1954 и 1961—1963 гг., а в южном — 1955 и 1965 гг. Горизонты полярных ледников возрастом в несколько сотен лет могут датироваться на основе обычных стратиграфических исследований, по повышенной концентрации растворимых микрочастиц вулканического происхождения и повышенной электропроводности этих слоев, что связано с крупными извержениями вулканов, а также путем анализа непрерывного вертикального профиля содержания в толще стабильных изотопов кислорода ^{18}O и водорода ^2H , показывающего последовательное чередование зимних и летних слоев. Для датирования толщи по аналогии с уже известными результатами можно использовать слои внутреннего радиолокационного отражения, совпадающие с *изохронными поверхностями* в ледниках, и резкие сдвиги на

МЕТОДЫ ДАТИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА

Метод	Диапазон возрастных определений в годах	Точность метода	Необходимое количество льда и примечания
Радиоактивные изотопы			
^2H и ^{18}O	100	10 %	1 кг
^{32}Si и ^{36}Ar	1 000	10 %	10^3 кг
„	25 000	5—20 %	10^4 кг
^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{53}Mn , ^{81}Kr в стадии развития	100 000?	?	10^5 кг
Динамика ледника			
теоретические модели растекания льда	10 000	3 %	Стационарные ледниковые покровы
вертикальные скорости льда	?	?	Стационарные ледниковые покровы
вдоль скважин			
Стратиграфия			
реперные горизонты продуктов деления	до 1954 г.	1 год	Продукты деления после ядерных испытаний
вулканические пепел и пыль	200	1 год	Датирование вулканических извержений
растворимые вулканические примеси	200	1 год	Датирование вулканических извержений
радиолокационные слои внутреннего отражения	10 000	?	Косвенное датирование
стабильные изотопы ^{18}O и ^2H	неск. сотен	?	Последовательное чередование зимних и летних слоев
классическая стратиграфия микрочастиц	200 10 000	10 % 10 %	Диапазон и точность возрастных определений неодинаковы в разных районах

профилях стабильных изотопов. Измерение концентрации естественного радиоактивного изотопа ^{210}Pb позволяет определять возраст льда до 100 лет, а изотопы ^{14}C , ^{32}Si , и ^{81}Ag в принципе дают возможность датировать очень древний лед — до 40 тыс. лет. Однако поскольку точность этих методов пока невысока, для определения возраста древнего льда сейчас в основном используют данные о скоростях аккумуляции льда и расчеты по моделям растекания. Сводка методов Д. л. л. приведена в таблице. В. М. Котляков.

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ. Перемещения льда в ледниках в виде вязкопластического течения по ложу или внутренним слоям под действием силы тяжести. Д. л. изучается с конца XVIII в. Согласно современным представлениям, оно обусловлено комбинацией двух основных механизмов: одного — вязкопластических деформаций, зависящих от температуры и вызываемых давлением вышележащего льда и всего поля сжимающих и растягивающих напряжений, и второго — скольжения по ложу, бортам и внутренним ослабленным поверхностям. Поле скоростей Д. л. за счет деформаций может быть рассчитано при некоторых допущениях для изотермических ледников; скорости скольжения пока не поддаются теоретическому расчету и определяются эмпирически вычитанием расчетных скоростей вязкопластического течения из измеренных суммарных. Скольжение наблюдается в изотермических ледниках, имеющих температуру плавления по всей толще, и отсутствует или мало в холодных, однако для расчета движения холодных ледников необходимо совместное решение уравнений теплопередачи и движения, пока не выполненное аналитически даже для двухмерного поля. Доля скольжения льда в суммарной скорости меняется от нуля до 90 %. Часто оба механизма вносят одинаковый вклад (рис. 1).

Скольжение по ложу и разрывам сильно зависит от давления воды в леднике, в связи с чем скорости движения возрастают летом, несмотря на утончение ледника. Максимум их приходится на начало лета, когда обильная талая вода собирается в еще узких трещинах, не обеспеченных дренажем. Этим же обусловлены

внутрисуточные изменения скорости движения ледников (рис. 2). У холодных ледников изменения скорости определяются ускорением деформаций с повышением температуры льда и толщины ледников.

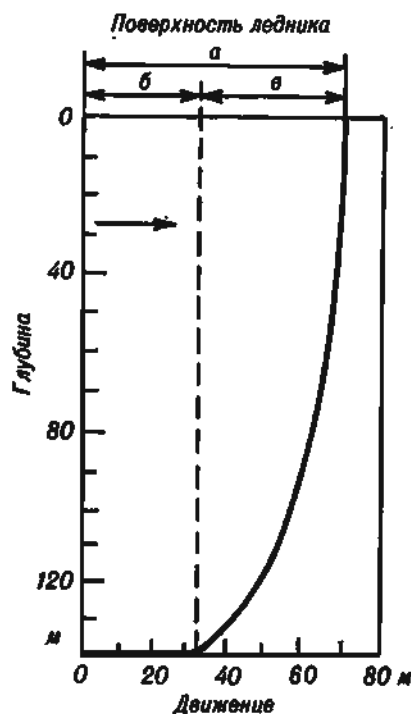


Рис. 1. Суммарное перемещение льда в области питания Аалечского ледника (Швейцарские Альпы) с августа 1948 г. по сентябрь 1950 г.: *a* — суммарное движение, *b* — движение за счет скольжения по ложу, *в* — движение за счет деформации льда.

Скорость движения льда в ледниках — величина векторная, определяемая в пространстве прямоугольных геодезических координат дирекционным углом (направлением) и модулем горизонтальной и вертикальной составляющих вектора скорости. Поле скоростей имеет особые точки — максимумы и особые линии — ледоразделы, стрежни. В продольном направлении максимум близок к границе питания и стрелю ледника. Скорости движения убывают к началу, концу и бортам ледника — постепенно при вязкопластическом движении или резко при глыбовом движении. На реальных ледниках эта картина усложняется из-за сложной морфологии ложа и отклонений ледника от стационарного состояния. Вектор скорости движения ледника только в среднем параллелен ложу и поверхности. В области питания он отклоняется

ДВИ — ДЕ-К

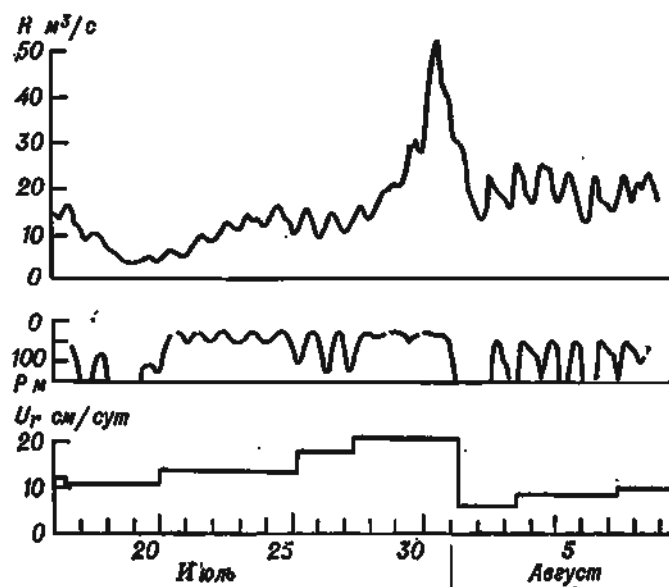


Рис. 2. Сток Q , пьезометрическое давление P под поверхностью льда и горизонтальная составляющая скорости движения U_x на леднике Горнер (Швейцарские Альпы) с 17 июля по 8 августа 1974 г.

вниз, так что линии тока входят в ледник, а в области абляции направлены вверх от ложа и линии тока выходят к поверхности ледника, поставляя материал для абляции. В плане линии движения льда расходятся от стрежня вследствие вращения льда из-за замедления скорости к бортам. В стационарном случае линии тока совпадают с траекторией частиц, что позволяет вычислить возраст льда.

Суммарные скорости движения льда возрастают от нескольких м/год на малых горных ледниках до 50—200 м/год на крупных горных ледниках. В ледниковых покровах из-за нарушений устойчивости вследствие экзарации ложа возникают струи выводных ледников, скорости движения льда в которых достигают сотен м/год в малых и км/год в больших выводных ледниках, тогда как на остальных краевых частях ледниковых покровов они не превышают десятков м/год. Из-за отсутствия трения о ложе велика скорость движения льда (от сотен м/год до 2 км/год) в шельфовых ледниках, находящихся на плаву. Постоянство скорости деформации с глубиной обеспечивает здесь линейное изменение вертикальной составляющей скорости с глубиной.

В пульсирующих ледниках, периодически теряющих устойчивость в процессе автоколебаний, скорости движения льда возрастают до сотен м/сут (десятки км/год) во время по-

движек, затухают после них и медленно увеличиваются до нормальных в стадию восстановления, чтобы вновь резко возрасти по всей длине ледника в стадию подвижки. Очевидно, во время подвижек ледников возникают особые механизмы движения при больших напряжениях, сопровождающиеся быстрыми деформациями влажного льда и его дроблением; возможно, что такие механизмы постоянно действуют в больших выводных ледниках. Лит. [86, 225, 291].

А. Н. Кренке.

ДВИЖЕНИЕ СНЕЖНОЙ ЛАВИНЫ.

Перемещение потерявших устойчивость масс снежного покрова со скоростью, превышающей 1 м/с. Может происходить как на обширной площади ровного склона, так и в узких лотках и руслах, т. е. быть канализованным или неканализованным. Движение может осуществляться по поверхности грунта или по поверхности снега, которую в этом случае называют поверхностью скольжения лавины. При быстром движении по снежной поверхности происходит ее оплавление. На перепадах и обрывах лавина нередко движется по воздуху. Формы Д. с. л. разнообразны: качение крупных снежных катышей; скользящее вращающееся и сальтирующее движение разноразмерных снежных комьев и обломков снежной доски; движение сплошной массой в соответствии с неровностями продольного

профиля и поворотами русла, похожее на движение жидкости; движение в виде пылевого облака, которое не всегда следует неровностям продольного профиля и поворотам русла. Эти формы нередко сочетаются и переходят одна в другую или наблюдаются на разных участках движения одной и той же лавины.

Д. с. л. моделируется как движение твердого тела, жидкости и аэрозоля. На основе этих моделей предлагаются формулы для расчета скорости движения лавины. Непрерывные наблюдения за Д. с. л. ведутся с помощью методов киносъемки и фототеодолитной съемки, обычно в условиях искусственного спуска лавин. Д. с. л. имитируется также в экспериментальных лотках. Скорость Д. с. л. изменяется в широком диапазоне: в зоне зарождения лавины она нарастает, в зоне транзита лавины достигает максимума, в зоне отложения лавины падает до нуля. Максимальная измеренная скорость Д. с. л. лежит в пределах 40—50 м/с. Имеются сведения о скоростях Д. с. л., достигающих и даже превышающих 100 м/с, однако эти данные не являются результатом точных измерений. Наибольшие скорости имеют пылевые лавины.

К. С. Лосев.

ДВОЙНОЕ ЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЕ ВО ЛЬДУ. См. *оптические свойства льда*.

ДВУХЛЕТНИЙ ЛЕД. См. *старые льды*.

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ. Процесс освобождения суши и морских акваторий от покрова налегающих и плавучих ледников. Последняя крупная Д., связанная с убыванием позднеплейстоценового оледенения, происходила примерно между 17 и 10 тыс. л. н.

В зависимости от характера лова Д. осуществляется разными способами. Она может быть: фронтальной, т. е. идти путем постепенного отступления краев активных ледниковых покровов и концов горных ледников; ареальной, заключающейся в омертвлении крупных частей ледниковых покровов или долинных ледников и их общем утончении (стаивании сверху, распаде на глыбы мертвого льда и т. п.); рассекающей, в механизме которой ведущая роль принадлежит спуску льда в океан через ледяные потоки (особенно ускоряющемуся при

их сёрджах), развитию бухт отела, их отступанию (пропагации) к верховьям подледниковых желобов и расчленению ледниковых покровов на системы изолированных остаточных ледников. Первый способ Д. характерен для равнинной суши и горных стран, второй — гл. обр. для площадей, на которых суша чередуется с внутренними морями, или суши со сложной горно-котловинной орографией, третий — для континентальных шельфов.

М. Г. Гросвальд.

ДЕГРАДАЦИОННАЯ ФАЗА. См. *аградационная фаза*.

ДЕГРАДАЦИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ. Процесс общего убывания и отмирания оледенения при длительном ухудшении гляциоклиматических условий. Проявляется в отступании краев ледников, снижении их поверхности и утончении льда, сокращении абсолютных и относительных площадей областей аккумуляции, замедлении движения и появлении участков *мертвого льда*. Те же явления имеют место при деградации „морских” ледников, однако ведущую роль в этом процессе играют отступление линии налегания ледяных потоков, их сёрджи, спуск льда в океан, формирование и отступление бухт отела и расчленение массивных ледниковых покровов на группы остаточных ледниковых комплексов. См. также *дегляциация*.

М. Г. Гросвальд.

ДЕ-КЕРВЕН (de Quervain) Марсель (род. 1915). Швейцарский гляциолог, специалист по физике и механике снежного покрова и лавин. Сын А. Де-Кервена, в 1909 г. пересекшего Гренландский ледниковый щит. С 1943 г. работает в Швейцарском федеральном институте снега и лавин в Давосе, в 1950—1980 гг. директор этого института. Один из авторов международной классификации снега [308], созданной во время исследований в Канаде в 1948—1949 гг. Изучал вязкопластические и термические свойства снега, испарение и таяние снежного покрова, открыл два типа метаморфизма в снегу — деструктивный и конструктивный. Возглавлял рабочую группу Международной комиссии снега и льда, создавшую Международную морфологическую классификацию и Атлас лавин. Президент Международного гляциологического общества в 1975—1978 гг.; в 1981 г. М. Де-Кервену присуждена высшая

награда этого общества „Кристалл Зелигмана”.

ДЕЛЬТОВО-ЛЕДНИКОВАЯ ТЕРРАСА. См. *камы*.

ДЕМИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ. Уменьшение содержания химических примесей в леднике вследствие выноса растворенных солей и аэрозолей талой воды. С глубиной и увеличением возраста фирна концентрация солей уменьшается экспоненциально, если отсутствует противоположный процесс обогащения из-за обмена с мореной. Особенно велика деминерализация льда в водоносных горизонтах, в монолитном льду она практически отсутствует.

ДЕНДРИТ. См. *классификация снежинок*.

ДЕНДРИТОВЫЙ ЛЕДНИК (син. *древовидный ледник*). Сложный долинный ледник, состоящий из ряда притоков разного порядка с самостоятельными областями питания, вливающихся в главный ледник (см. фото VII.12). В плане имеет облик ветвистого дерева, откуда и происходит название. К Д. л. относятся крупнейшие горные ледники: Хаббард на Аляске, Сиачен в Каракоруме, Федченко и Гармо на Памире, Иньльчек на Тянь-Шане.

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЯ. Метод определения абс. возраста геологически молодых отложений и форм рельефа путем подсчета годовых колец прироста на спилах стволов наиболее старых деревьев, произрастающих на этих отложениях и формах. Проведение коннексии колец по спилам ныне живущих и погребенных деревьев позволяет получать дендрохронологические датировки до нескольких тысяч лет. В залесенных районах с помощью Д. можно определять возраст моренных гряд, флювиогляциальных террас, лавинных и селевых конусов и прочее. Изучение колебаний годового прироста деревьев, переживших прямое и косвенное воздействие ледников, лавин и селей, позволяет прямо датировать различные гляциальные явления. Сопоставление вариаций годового прироста с колебаниями климата и ледников служит одной из основ хронологии ледниковых стадий позднего голоцена. Развитие Д. требует сбора данных о го-

дичном приросте разных древесных видов в различных районах для возможно более длительного времени, а также составления графиков осредненного прироста. Д. особенно эффективна, если применяется в комплексе с лихенометрическим и фитоценоотическим методами. Лит. [200].

М. Г. Гросвальд.
ДЕПРЕССИЯ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ. Снижение *снеговой линии* вследствие изменений климата, благоприятных для баланса массы ледников. Поскольку баланс массы — это функция аккумуляции и абляции, изменения высоты снеговой линии должны отражать суммарный эффект изменений температур и осадков. Можно также говорить о депрессии *границы питания ледников* и *границы оледенения*.

Значения Д. с. л. определяются как разности между высотами современной и древней снеговой линии; из них первая устанавливается путем специальных гляциологических наблюдений, а вторая вычисляется по следам древних ледников. Наибольшие амплитуды Д. с. л. были характерны для ледниковых эпох. Обобщение данных о Д. с. л. в максимум последнего оледенения Земли привело Ю. Бюделя к заключению, что поверхности современной и древней снеговой линии параллельны и отстоят друг от друга на 1000 м. По более тщательным исследованиям С. Портера, эта депрессия была примерно одинаковой и равной 900 ± 100 м, что, однако, верно лишь для горных стран умеренных широт. Существуют и другие оценки значений Д. с. л.; большой известностью пользуется гипотеза, по которой в районах с морским климатом она была существенно больше, чем в континентальных районах.

В ледниковые эпохи в результате большой Д. с. л. обширные площади гор и равнин оказывались выше снеговой линии, что создавало условия для их интенсивных оледенений. Снижение снеговой линии до уровня моря способствовало развитию оледенения континентальных шельфов (при благоприятных палеоокеанологических условиях) Лит. [266, 295].

М. Г. Гросвальд.
ДЕРЕВОЛЕД. Замороженная вода с добавлением древесно-стружечной

массы, хвороста или опилок. Используется при строительстве ледяных переправ, автозвоников, ледяных

платформ, лесовозных дорог и пр. Отличается повышенной механической прочностью:

Состав	Сопротивление, кН/м ²	
	сжатию	изгибу
Лед с добавкой древесно-стружечной массы (7 %)	3820	1370
опилок (7 %)	4460	1280
Лед без добавок	1750	690

ДЕСЕРПЦИЯ. См. крип.

ДЕСТРУКТИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. метаморфизм снега.

ДЕСТРУКЦИЯ ЛЬДА. Гравитационное дробление и окатывание обломков льда при ледяных обвалах и лавинах, обрушивающихся с концов висячих ледников. В результате смерзания таких обломков возникает ледяная брекчия или ледяной конгломерат, в которых роль цемента играет ледяная мука. Ледяные породы этого типа обычно слагают *возрожденные ледники*. В процессе движения последних глыбы и „валуны” льда превращаются в линзы, вытянутые в направлении движения. Образующиеся при этом текстуры подобны сланцеватости, однако голубые „ленты” весьма быстро выклиниваются. Деструкционные (брекчиевидные и конгломератоподобные) текстуры характерны также для снега аккумулятивных конусов некоторых видов сухих и мокрых лавин.

Иное толкование термина дается в классификации П. А. Шумского. В ней деструкционный лед отнесен к термометаморфическим льдам (*кора таяния* — продукт радиационного воздействия на лед). М. Г. Гросвальд.

ДЕФЛЯЦИОННАЯ МЕТЕЛЬ. См. низовая метель.

ДЕФЛЯЦИЯ СНЕГА. Разрушение ветром снежного покрова с выносом продуктов разрушения за пределы зоны дефляции. Различают четыре вида Д. с.: 1) свободную, вызванную непосредственным воздействием ветра на свободно лежащие частицы снежного покрова; 2) вынужденную, происходящую на участках снежного покрова, защищенных от прямого воздействия ветра прочным настом или коркой, вследствие их разрушения солятирующими частицами; 3) урав-

новешенную при насыщенной метели с циклическим чередованием аккумуляции и дефляции; 4) сосредоточенную, или выдувание снега в ямах, около отдельных препятствий и т. д. с образованием характерных воронок выдувания, сходных по форме с воронками размыва в речных руслах. Воронки выдувания образуются вследствие воздействия ветра на частицы снежного покрова, перепада статических давлений вне и внутри снежного покрова и появления вихревых течений. Д. с. иногда также называют выдуванием, или развеиванием снега.

А. К. Дюнин.

ДЕФОРМАЦИИ В ЛЕДНИКАХ. Изменения формы элементарных объемов в ледниках под действием напряжений. Под элементарным объемом подразумевается объем, превышающий объем кристаллов с их анизотропными свойствами, но достаточно малый, чтобы считать все компоненты тензоров напряжений и деформаций в нем однородными. Деформации подразделяются на вязкопластические и разрывные. Вязкопластические характеризуются тензорами, описывающими изменения всех компонент вектора скорости по трем ортогональным осям. Простейший вариант таких деформаций — простой сдвиг — наблюдается в точке максимума скоростей на вертикали у пересечения оси ледника с границей питания. Скорость движения здесь убывает от поверхности ледника к ложу, поперечных изменений скорости нет. Деформация сложного сдвига с параллельными линиями тока без продольного растяжения или сжатия, но с изменением скорости не только по вертикали, но и поперек ледника, наблюдается в сечении ледника у границы питания. Изменение скорости движения и расхода льда вдоль лед-

ДЕФ — ДИН

ника за счет аккумуляции и абляции приводит к деформациям растяжения вдоль линий тока и сжатия поперек них в области аккумуляции и деформациям сжатия вдоль линий тока и растяжения поперек них в области абляции. В продольном сечении вдоль оси ледника, где нет поперечных деформаций, наблюдается плоское напряженно-деформированное состояние. Продольное растяжение и сжатие меняется вдоль ледника вслед за изменениями рельефа ложа. Поверхность ледника и лед плавучих шельфовых ледников находятся в состоянии одноосных или двухосных горизонтальных растяжений или сжатий. Остальная масса льда, залегающая в долинных ледниках с переменным сечением или растекающаяся к краям покровных ледников, находится в состоянии сложных трехмерных деформаций, включающих и компоненты вращения (углового поворота).

В целом поле Д. в л. представлено совокупностью тензоров деформаций для всех элементарных объемов. Главные оси тензоров располагаются на биссектрисах между вектором скорости и градиентом его модуля, нормальным к изотактам. Линии главных осей двухосных тензоров на поверхности ледников образуют поля линий растяжения и сжатия, строящихся на основании карт линий тока и изотакт.

Для полевого определения нормальных e_{ii} и касательных e_{ij} компонент скорости деформаций (номера осей координат: $i = 1, 2, 3$; $j = 2, 3, 1$; $k = 3, 1, 2$; e_{ii} — изменение составляющей вектора скорости U_i по оси i , e_{ij} — изменение ее по оси j) на поверхности ледников повторно измеряются стороны и диагонали многоугольников $e_{ii} = (1/l'_i)(l'_i - l''_i)/\Delta t$, где l'_i и l''_i — начальные и конечные длины отрезков вдоль оси i , Δt — интервал времени между измерениями. Скорости главных сдвигов $e_{ik} = (e_i - e_k)/2$, их ориентация $\varphi_{ik} = (\varphi_i + \varphi_k)/2$. Вычисляются все компоненты тензоров в общей системе координат и их инварианты. Деформация по вертикали определяется либо непосредственно по измерениям оседания во льду или фирне, либо из уравнения неразрывности по

разности горизонтальных компонент растяжения с учетом уплотнения фирна вследствие внутреннего питания.

Характерные скорости Д. в л. $0,01 \text{ год}^{-1}$, на уступах они достигают $0,1 \text{ год}^{-1}$, а в момент ледниковых подвижек — даже нескольких единиц в год, однако такое состояние длится лишь 1—2 месяца. А. Н. Кренке.

ДЕФОРМАЦИЯ МОРСКОГО ЛЬДА.

Изменение рельефа нижней и верхней поверхностей плавучего льда в результате сжатия, сопровождающегося наслоением и торосообразованием. Процесс Д. м. л. подразделяют на взлом, наслоение и торошение льда, а также его сглаживание. Взлом льда — это процесс образования трещин, обычно в припае, сморозях или ледяных полях. Наслоение льда — процесс, при котором одна льдина надвигается на другую и обе сохраняют более или менее горизонтальное положение, что обычно происходит при сжатии молодых льдов, особенно ниласа и серого льда. Торошение льда — образование нагромождений из обломков льда, в результате чего возникает торосистый лед. Процесс торошения, приводящий к формированию торосов, называют грядообразованием. Выравнивание торосов и других неровностей на поверхности морского льда в результате абляции наиболее выступающих частей льда и его накопление в западинах вследствие стока и замерзания здесь талой воды определяют как сглаживание льда. Оно характерно в основном для старых, т. е. двухлетних и многолетних льдов.

В. Л. Цуриков.

ДЕЯТЕЛЬНЫЙ СЛОЙ. Верхний слой почв и горных пород, подвергающийся периодическому (сезонному) промерзанию и протаяванию, что связано соответственно с зимним охлаждением и летним прогреванием земной поверхности. Мощность Д. с. колеблется от 0,1 до 7 м и зависит от температуры воздуха и горных пород, ее амплитуды, состава и влажности грунтов, характера растительного покрова и других факторов. В широком понимании Д. с. — слой почв и горных пород, испытывающий сезонные или суточные колебания

температуры и не обязательно связанный с процессами промерзания и протаивания.

ДЕЯТЕЛЬНЫЙ СЛОЙ В ЛЕДНИКЕ. См. *активный слой в леднике*.

ДИАГЕНЕЗ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Преобразование снежного покрова без участия высокой температуры и давления, не ведущее к превращению снега в фирн. Основные процессы Д.с.п. — сублимационный метаморфизм и оседание. Они обусловлены высоким давлением насыщающих паров льда; большой начальной пористостью; обширной поверхностью раздела фаз и высокой газопроницаемостью снега; значительной структурной свободой кристаллов и большой их пластичностью; неустойчивостью скелетных форм роста кристаллов в пересыщенной среде; большими и часто меняющимися вертикальными температурными градиентами в снежной толще. На ранней стадии Д.с.п., длящейся несколько дней, происходит смерзание снега, интенсивное сублимационное округление снежных частиц и быстрое оседание снега, особенно рыхлого, в результате чего из скопления разобщенных снежных частиц возникает мелкозернистый снег со скрытой тонкой слоистостью. На следующей, поздней стадии Д.с.п., которая может длиться много недель, оседание снега замедляется, сублимационное округление снежных частиц заканчивается и сменяется собирательной перекристаллизацией; некоторую роль начинают играть внутренние деформации кристаллов.

В. М. Котляков.

ДИАФТОРЕЗ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Разрыхление снега в результате метаморфизма, один из видов регрессивного метаморфизма, по П. А. Шумскому [220]. Особенно ярко проявляется в горизонтах температурных скачков над почвой, близ границ разнородных слоев и корок. Сублимационный вынос части вещества при Д.с.п. приводит к развитию горизонтов разрыхления и формированию снега-пльвуна.

ДИВЕРГЕНЦИЯ ЛИНИЙ ДВИЖЕНИЯ. См. *линия тока в леднике*.

ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВ. Движение ледников под действием приложенных к ним сил. Изучается динамической гляциологией. Исследуются условия деформаций сплошной сре-

ды, образование разрывов и движение по ним. Задачи вычисления движения по известным силам и выявление сил по известному движению ставятся при стационарных и нестационарных условиях для одно-, двух- и трехмерных моделей.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ. Раздел гляциологии, посвященный взаимодействию полей сил (напряжений), деформаций, скоростей и распределения масс (формы) в нивально-гляциальных системах—ледниках, ледяном покрове водоемов, снежном покрове, лавинах. Термин введен П. А. Шумским [225] в узком смысле слова как раздел науки о ледниках. Согласно его определению, „динамическая гляциология — наука о ледниках как макроскопических физических системах. Она игнорирует дискретное строение льда, рассматривая ледник как среду или совокупность полей, характеризуемых осредненными значениями параметров”. Аналогичные определения возможны и в приложении к другим нивально-гляциальным системам.

Качественные теории движения ледников выдвигались с начала XVIII в. Они учитывали гравитационное скольжение льда по ложу (Альтман), гидростатическое давление воды в леднике (Соссюр [303]), расширение воды при замерзании. Рандю [298] и Форбс сформулировали представление о леднике как о вязкой жидкости и приписали движение ледников их растеканию. Представления о реологических свойствах ледникового льда в дальнейшем усложнялись. Решения о связи полей скоростей движения льда с толщиной ледников в отсутствии скольжения по ложу имеются в работах У. Хопкинса, А. Одена, Б. П. Вейнберга [31], Ч. Сомильяна, М. Лагалли и др. В них не принималась во внимание трехмерность поля напряжений. Это учел в гляциологии Дж. Най [286], применив тензорные представления о полях напряжений и деформаций. Для этого был использован закон Глена: $\dot{\epsilon} = k\dot{\sigma}^n$, где $\dot{\epsilon}$ и $\dot{\sigma}$ — вторые инварианты девiatorов тензоров деформаций и напряжений, k и n — опытные параметры, зависящие от температуры ледника.

В развитие указанного подхода П. А. Шумским [225] написана система уравнений, включающих законы

сохранения массы, количества движения и энергии, реологические уравнения и уравнения совместимости компонент тензора скорости и деформации. Эта система описывает лишь растекание льда и решается только в упрощенных вариантах.

Особую сложность вносит неоднородность температуры в холодных примерзших к ложу ледниках. В случае изотермических ледников, которые скользят по ложу, для расчета скорости и толщины льда необходимо знать условия этого скольжения. Весьма очевидна зависимость скольжения от поступления в ледник воды: силы плавучести и скорость ледника максимальны в начале лета, когда уровень стояния воды высок благодаря неразработанности дренажа. Дополнительное усложнение вносит ограниченная прочность льда, его разрывы, скольжение по сколам, приводящее к несовпадению реологических свойств льда в массиве и в образце. Движение льда вызывает его направленную перекристаллизацию и появление анизотропии реологических свойств. Наконец, проверка даже простых решений на устойчивость с учетом эрозии ложа, неравномерности питания или выделения внутреннего тепла трения приводит к возможности неустойчивых ситуаций, реализующихся в сколах, расслоении, выделении струй и выводных ледников внутри ледниковых покровов и, наконец, к периодическим быстрым подвигам ледников, которые лишь в общем виде характеризуются как автоколебательный процесс.

Динамическое лавиноведение изучает сходные процессы. Однако здесь трехмерность играет меньшую роль, но большее значение приобретает неоднородность прочностных и реологических свойств снега, наличие снежно-воздушной пульпы и воздушной волны в пылевых лавинах. До недавнего времени в расчете скорости и удара лавин преобладал гидравлично-эмпирический подход подбором параметров. В последние годы применяются частные гидродинамические решения (А. Н. Божинский и др.). Исследования динамики ледяного покрова водоемов касаются прежде всего прочностных свойств

морского или пресноводного льда и воздействия ветра на сжатие и растяжение ледяных полей.

Проблемы Д. г. разрабатываются в Советском Союзе в Москве, Ленинграде, Казани, Ташкенте, Нальчике, а за рубежом в США, Канаде, Англии, Франции, Швейцарии, Австралии.

А. Н. Кренке.
ДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ. Подразделение ледников в связи с особенностями их движения. Известна Д. к. л. П. А. Шумского [223], основанная на соотношении двух главных сил, вызывающих движение ледников: силы стока, обусловленной уклоном и кривизной ложа, и силы растекания, обусловленной наклоном поверхности ледника по отношению к его ложу. Сила стока вызывает преимущественно ламинарное течение ледников, а сила растекания — в основном глыбовое скольжение.

По соотношению сил стока и растекания ледники делят на четыре типа: ледники стока, или горные ледники, в которых сила стока ледника составляет 100 % его движущей силы, господствует ламинарное течение, форма ледников и их движение полностью определяются рельефом местности; горно-покровные ледники, в которых 50—100 % движущей силы составляет сила стока и преобладает ламинарное движение; покровные ледники, в которых 50—100 % движущей силы приходится на силу растекания и преобладает глыбовое скольжение; ледники растекания, где сила растекания является единственной движущей силой, господствует глыбовое движение, ледники полностью независимы от рельефа, их динамика и морфология определяются почти исключительно климатическими условиями. Два первых типа относятся к горному оледенению, а два последних — к покровному.

В. М. Котляков.
ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА. Преобразование петрографической структуры природных льдов в процессе их деформаций и движения, которые вызываются влиянием внешних динамических воздействий, колебаний температуры и собственной массой льда. Д. л. — главный процесс

метаморфизации льда ледников. Внешние динамические воздействия играют ведущую роль в Д. л. водоемов — его дроблении и торошении, а также в образовании метелевого снега с его обломочной пористой агломератной структурой. Под действием колебаний температуры могут возникать морозобойные трещины в озерных и морских льдах, в приповерхностных частях ледников и в мерзлых породах. С повторным растрескиванием последних связано формирование полигонально-жильных льдов. Под влиянием собственной массы лед движется, причем в зависимости от величины и скорости нарастания нагрузки, а также от температурного состояния льда он может подвергаться динамометаморфизму разного рода. П. А. Шумский [220] выделил: метаморфизм течения, метаморфизм давления и метаморфизм трения.

Под метаморфизмом течения понимаются петрографические изменения, происходящие во льду в процессе течения, т. е. вязкопластических деформаций сдвига. Подобные деформации происходят при умеренных напряжениях и ведут к паратектонической перекристаллизации льда — росту менее напряженных кристаллов за счет более напряженных, при котором структура становится ориентированной — оптические оси кристаллов выстраиваются перпендикулярно направлению движения, размер кристаллов увеличивается, их форма усложняется, отражая неравномерное вытягивание вдоль линий течения. Такую структуру П. А. Шумский назвал вторично-рекристаллизационной. Создающий ее процесс паратектонической перекристаллизации в разных температурных условиях идет по-разному: при температурах ниже -5°C — за счет рекристаллизации в твердой фазе, а при температуре плавления — в основном путем режеляционной перекристаллизации. При некотором усилении напряжений наряду с ростом кристаллов начинается их полигонизация — распад перенапряженных изогнутых кристаллов на более мелкие.

Основные формы метаморфизма давления — *катаклаз льда*, его преобразование при течении выдавливания и локальная режеляция. Катаклаз (дробление кристаллов) связан

с сильным ориентированным давлением во льду, в частности в клиновидных телах жильного льда. Им создаются катакlastические или псевдопорфировые структуры, в которых среди мелких раздробленных зерен сохраняются крупные первичные кристаллы. При выдавливании льда в результате избыточного одностороннего давления (в придонных слоях у препятствий, в шарнирах складок и т. д.) также образуются катакlastические структуры, тогда как текстуры приобретают полосчатый, микрофлюидальный, пльчатый вид. Локальная режеляция — частичное плавление льда под влиянием сильного ориентированного давления, как предполагается, происходит в придонных слоях ледников, которые перегружены мореной, затрудняющей боковое выдавливание льда. При этом возникает особая разновидность льда — компрессионно-режеляционная, которая обычно встречается в придонном льду в виде линз.

Метаморфизм трения происходит в сравнительно узких зонах особенно сильных сдвиговых напряжений в ледниках. Дифференциальное движение льда этих зон либо концентрируется по внутренним и краевым плоскостям разрыва, либо идет в зонах повышенной пластичности без нарушения сплошности льда. В первом случае лед подвергается дроблению и перетиранию, в результате чего образуются брекчии трения и милониты. Во втором случае процесс развивается гл. обр. в сторону режеляционного метаморфизма и ведет к образованию слоев прозрачного или обогащенного дисперсной мореной льда — „голубых” и „грязных” лент, которые, т. о., представляют собой прослойки фрикционно-режеляционного льда. Структура такого льда весьма крупнозернистая, ориентированная (главными осями перпендикулярно плоскости лент), аллотриоморфно-зернистая.

Особым видом Д. л. является гравитационное дробление и окатывание обломков льда во время ледяных обвалов и лавин. При этом возникают глыбовые ледяные брекчии и шаровые конгломераты, обычно сценитированные более мелкообломочными брекчиями и милонитом.

М. Г. Гросвальд

ДИС — ДОК

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА. См. *перекристаллизация льда*.

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. *метаморфизм снега*.

ДИСТАНЦИОННАЯ СНЕГОМЕРНАЯ РЕЙКА. См. *снегомерная рейка*.

ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕГА И ЛЬДА. Исследования свойств и морфологии нивально-гляциальных систем и их составляющих с некоторого расстояния по их изображениям в разных частях спектра волн, собственным излучениям и взаимодействию с естественными и искусственными полями и излучениями. Дистанционные исследования с воздуха и из космоса включают фотографирование снежного и ледяного покровов и ледников в видимых, ближних и дальних инфракрасных лучах. Обработка этих снимков дает возможность оценить распространение снега и льда, выявить такие явления, как подвижки ледников, угрозу прорыва ледниково-подпрудных озер, появление полыней в море и заторов на реках и т. д., оценить снегозапасы по тону снимков методом теплового проявления и по высоте границы питания на ледниках, определить альбедо по плотности снимка и пр. Измерение тепловых и других излучений позволяет оценить радиояркостную температуру, связанную со структурой льда, определить альбедо и т. д. Радиолокационная съемка с воздуха дает возможность рассчитать толщину льда, а спутниковые наблюдения с помощью геосиверов, размещенных на поверхности ледников, — измерить скорости движения и изменения высоты поверхности льда в областях, где отсутствует возможность привязки наземных геодезических съемок. К дистанционным методам могут быть отнесены и исследования глубоких слоев и ложа ледников с их поверхности методами геофизической разведки.

ДИФФЛЮЭНТНАЯ СТУПЕНЬ. См. *уступовая ступень*.

ДИФфуЗИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В СНЕГЕ. Перемещение водяного пара в снежном покрове в направлении

убывания его концентрации, обусловленное тепловым движением, что способствует равномерному распределению вещества по всему занимаемому им объему. Благодаря преобладанию в снежной толще вертикального градиента температуры Д. в. п. в с. направлена преимущественно по вертикали. Коэф. Д. в. п. в с. равен $0,85—0,90 \text{ см}^2/\text{с}$, что в 4 раза больше коэф. диффузии водяного пара в воздухе ($0,22 \text{ см}^2/\text{с}$ при 0°C и давлении 1 гПа). Это различие объясняется тем, что потоки водяного пара при диффузии в снеге совершают очень короткие пути через поры между соседними кристаллами, а затем как бы проходят через кристаллы путем конденсации на одной их стороне и испарения на противоположной. Диффузионный массообмен влияет на перенос тепла внутри снежной толщи и играет большую роль в *перекристаллизации снега*.

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛЬДА. См. *электрические свойства льда*.

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ СНЕГА. См. *электрические свойства снега*.

ДЛИНА РАЗГОНА МЕТЕЛИ. Длина участка, на котором происходит полное насыщение снегом снеговетрового потока. Это важнейшая характеристика *зоны разгона метели*, зависящая от скорости ветра, состояния снежного покрова и времени действия метели. Колеблется от нескольких метров до нескольких км. Д. р. м. сильно зависит от пересеченности рельефа и наличия небольших препятствий, которые ведут к выпадению части снега из метели и тем самым увеличивают длину ее разгона.

ДНЕВНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ. Поверхность снега или льда, непосредственно соприкасающаяся с воздухом и воспринимающая солнечную радиацию, а также отдающая излучение в атмосферу, чем регулируется термический режим снежного или ледяного покрова и прилегающих слоев воздуха.

ДНЕПРОВСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

ДОБРОВОЛЬСКИЙ (Dobrowolski) Антони Болеслав (1872—1954). Польский ученый, внес большой вклад в науку о льдах, предложил называть ее *криологией*. Д. первым взглянул на лед как на объект петрографических исследований, ввел понятие *криосферы* как оболочки, расположенной между зонами высоких температур верхней стратосферы и ионосферы, с одной стороны, и земной коры — с другой. В своей петрографической классификации льдов Д. выдвинул на первый план генетические признаки, а не условия залегания льда. Его классификация отражает не только виды ледяных пород, но и процессы, порождающие лед в атмосфере, гидросфере и литосфере. Автор классической монографии о льде [248].

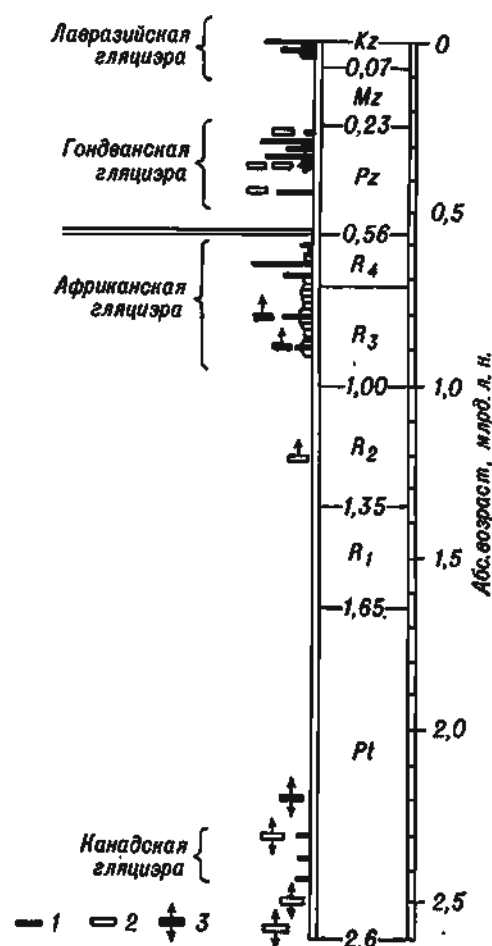
ДОЖДЬ СО СНЕГОМ. См. *снегопад*.

ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ. Древнейшие покровные оледенения с абсолютным возрастом в сотни миллионов — миллиарды лет, установленные по присутствию *тиллитов*, экзарационных форм, *отторженцев* и других ледниковых образований в разрезах докембрийских и палеозойских пород. Отложения Д. о. образуют три типа устойчивых сочетаний (геологических формаций): ледниковую формацию материков (материковую), ледниковую формацию континентальных шельфов (периферическую) и формацию ледниковых отложений, переработанных подводно-склоновыми процессами (аллохтонную). Первая формация представлена ортотиллитами, вторая — чередованием ортотиллитов и паратиллитов, третья — сочетанием пород подводно-оползневого, турбидного и ледникового генезиса. Очевидно, что полного развития эти формации могли достичь лишь при снижении снеговой линии до уровня океана.

Следы Д. о. выявлены на всех материках. Установлено большое число ледниковых горизонтов, т. е. ледниковых серий и свит, которые прослеживаются на площадях обширных регионов. Три или четыре горизонта присутствуют в нижнем протерозое (Юж. Африка, Канада, Австралия), значительно больше в верхнем рифее — венде (Африка, Австралия, Евразия, Сев. Америка), один-два в ордовике — силуре (Африка), столь-

ко же в девоне (Юж. Америка), особенно много в перми и карбоне (Гондванские материки), один или два в позднем кайнозое. Мощность этих горизонтов достигает десятков, сотен, иногда даже тысяч метров, они состоят из многих пластов тиллитов, которые часто имеют разный состав и разделены перерывами; по своей сложности их разрезы сравнимы с разрезом всего ледникового плейстоцена. Поэтому считается, что каждый из горизонтов соответствует целому ледниковому периоду, а входящие в его состав серии — отдельным ледниковым эпохам.

Распределение ледниковых событий в истории Земли (см. рис.) оказывается неравномерным: насыщен-



Ледниковые эры и крупнейшие ледниковые периоды в истории Земли (по Н. М. Чумакову [213]): 1 — установленные оледенения, 2 — предполагаемые оледенения, 3 — возможные возрастные пределы оледенений; длина линий пропорциональна числу материков, на которых известен ледниковый горизонт. Латинские буквы в колонке означают геологические эры: Kz — кайнозойская, Mz — мезозойская, Pz — палеозойская, R — рифейская, Pt — протерозойская.

ные ледниковыми событиями интервалы разделялись длительными отрезками времени, для которых оледенения неизвестны. Доказано существование четырех интервалов — раннепротерозойского, верхнерифейско-вендского, средне-верхнепалеозойского и позднекайнозойского, каждый из которых имел длительность от многих десятков до 200 млн. лет и вмещал по несколько ледниковых периодов; эти интервалы получили название *ледниковых эр* (гляциэр). Последние, в соответствии с областями наибольшего развития соответствующих тиллитов, именуются канадской, африканской, гондванской и лавразийской. Не исключено, что число гляциэр еще возрастет: ордовикско-силурийское оледенение Африки, которое считается начальным эпизодом гондванской гляциэры, может оказаться самостоятельной эрой; кроме того, геологи ожидают, что следы дополнительных Д. о. будут открыты в толщах протерозойских и архейских отложений, в которых известно много *тиллоидов*.

Геологические данные свидетельствуют, что Д. о. были временем не только похолоданий, но и контрастной климатической зональности, которая была подобна плейстоценовой, а климатические условия термоэр, т. е. промежутков времени, разделявших гляциэры, отличались не только теплом, но и слабовыраженной зональностью. Судя по возрасту тиллитов и длительности гляциэр, Д. о. не были кратковременными эпизодами, а играли важную роль в истории Земли, и они начались не позже конца архея. Это значит, что климатические условия, в общем сходные с современными, существуют уже более 2,5 млрд. лет и для всего этого времени нельзя предполагать направленного охлаждения планеты.

Все Д. о. были приурочены к полярным и умеренным широтам и лишь лапландское оледенение, имевшее место в венде, возможно, охватывало и сравнительно низкие широты. Поэтому можно считать, что древнейшие ледниковые покровы были подобны плейстоценовым ледниковым комплексам Арктики и Антарктиды. Данные о современном гео-

графическом распространении тиллитов разного возраста могут служить независимым критерием правильности геодинамических реконструкций. С отложениями Д. о. ассоциируются крупнейшие месторождения железа, золота, платины и других металлов. Поэтому их изучение имеет большое практическое значение. Лит. [213].

М. Г. Гросвальд.

ДОЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ. Реконструированный палеорельеф древнеледниковых областей, происхождение которого связано с действием неотектонических, эрозионно-денудационных, вулканических и прочих неледниковых процессов в период, предшествовавший оледенению. Д. р. учитывается при качественных и количественных оценках рельефообразующей роли ледников.

ДОЛИНА ЛЕДНИКОВОГО ПРОРЫВА. См. *троговые долины*.

ДОЛИННЫЙ ЛЕДНИК. Горный ледник, язык которого расположен в ледниковой долине, а фирновый бассейн — в чашеобразном расширении ее верховья (см. фото VI. 11). Среди Д. л. различают простые долинные, или *альпийский тип ледников*, состоящие из одного ледникового потока, а также *сложные долинные* и *дендритовые*, образованные разветвленной сетью потоков льда.

ДОЛЯ ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ. См. *ледниковый коэффициент*.

ДОННАЯ МОРЕНА (син. *основная морена*). См. *отложенные морены*.

ДОННЫЙ ЛЕД. Лед губчатого строения, образующийся на дне рек, а иногда и морей и скрепленный с грунтом. Накапливаясь в больших количествах, Д. л. может приобрести плавучесть, достаточную, чтобы оторваться от дна и всплыть на поверхность. В этом случае он превращается в *шугу*. Д. л. нередко образуется на погруженных в воду предметах, напр. на якорях, поэтому его называют иногда *якорным льдом*. Образование Д. л. происходит как в результате кристаллизации переохлажденной воды на твердых телах под водой, так и посредством примерзания к ним взвешенных в потоке кристаллов *внутриводного льда*. Наиболее интенсивно Д. л. образуется на небольших горных реках в периоды

сильных похолоданий, особенно часто на крупных валунах. Толщина донных отложений может превысить глубину реки. Строение скоплений Д. л., их форма и плотность зависят от скорости течения и морфологических особенностей участка реки. Лит. [12].

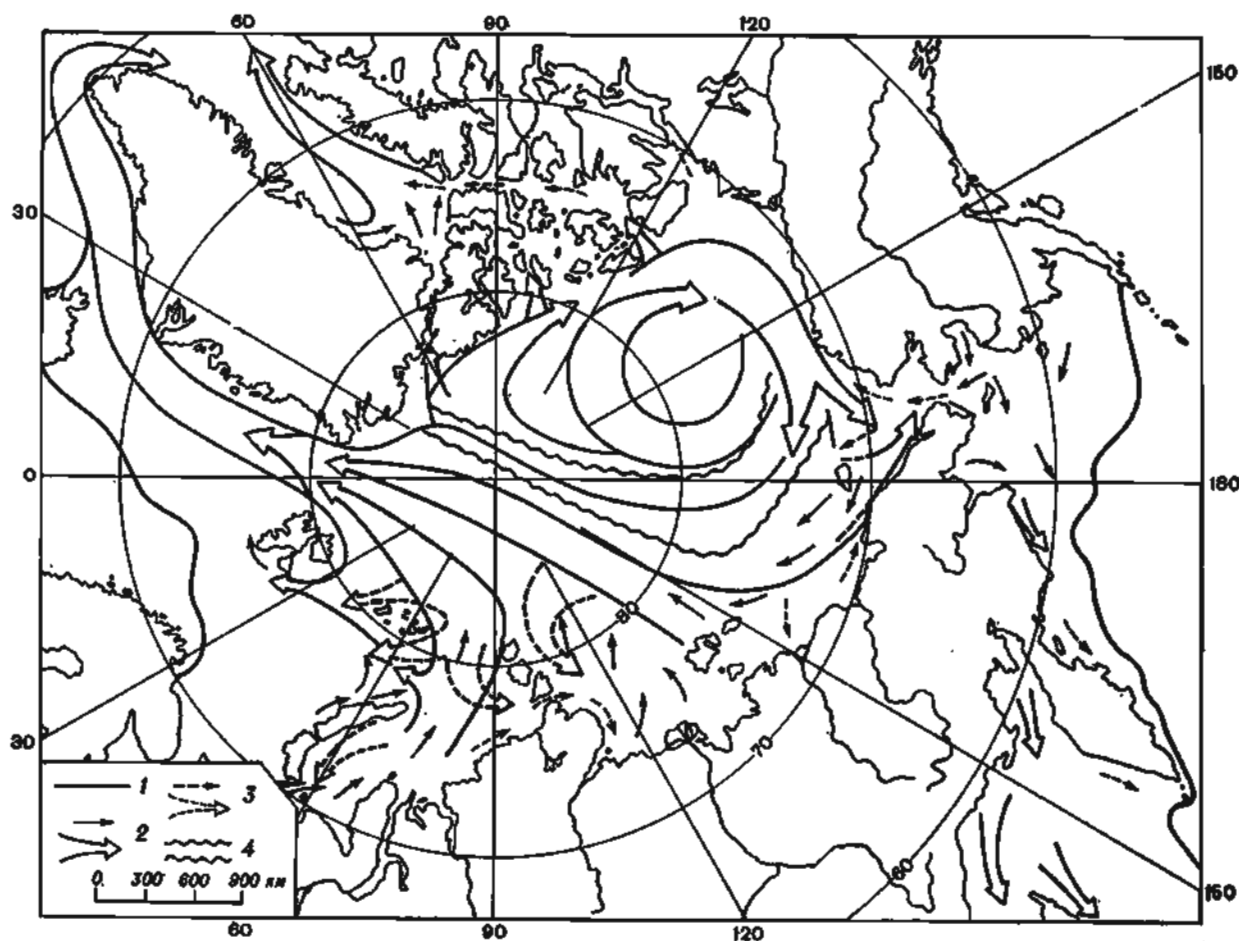
В. Л. Цуриков.

ДОННЫЙ ЩУП. Прибор для отбора проб грунта в реках, озерах и водохранилищах с целью определения состава грунтов и количества *донного льда*. Представляет собой пустотелый цилиндр, вдавливаемый в грунт.

ДРЕВОВИДНЫЙ ЛЕДНИК. См. дендритовый ледник.

ДРЕЙФ ЛЬДА. Поступательное движение льда, вызываемое ветрами и течениями. Под действием ветра возникает *ветровой Д. л.*, который после стихания ветра прекращается не сразу, т. к. дрейфующий лед вовлекает в движение верхние слои воды, способствующие его остаточному дрей-

фу. На озерах и водохранилищах скорость Д. л. при ветрах свыше 15 м/с достигает 0,5—0,8 м/с, но обычно не превышает 0,3 м/с. Скорость ветрового дрейфа морских льдов близка к $1/50$ скорости ветра. Под действием силы Кориолиса в арктических морях наблюдается отклонение направлений Д. л. от направления ветра вправо, а в антарктических — влево (на угол 28°). Постепенно направление Д. л. приближается к изобарам (*изобарический Д. л.*), хотя установлено, что в Арктическом бассейне и окраинных морях Д. л. может отклоняться от изобары на некоторый угол. Во многих районах океана, напр. в Белом, Баренцевом, Беринговом, Охотском морях, важную роль играет *приливный Д. л.*, обусловленный приливо-отливными течениями. В зависимости от характера прилива он бывает полусуточным или суточным. В первом случае направление дрейфа становится



Дрейф льда в Северном Ледовитом океане: 1 — граница наибольшего распространения плавучего льда, 2 — преобладающее направление дрейфа льда, 3 — отклонения от преобладающего дрейфа льда, характерные для летне-осеннего периода, 4 — дрейфодивел между трансарктическим и антициклоническим дрейфом льда.

ДРЕ — ДРУ

прежним через лунные полусутки (12 ч 25 мин), а во втором — через лунные сутки.

В природе Д. л. обычно происходит под действием сразу нескольких причин. На его направление большое влияние оказывают близость береговой линии материка, наличие островов, отмелей, характер рельефа дна. Чаще всего Д. л. бывает неравномерным в пространстве. Отдельные массивы или скопления льда дрейфуют в разных направлениях и с разной скоростью. Границы между ними называются дрейфоразделами, для которых характерна повышенная раздробленность льда, наличие полос *тертого льда* и *поясов торосов*; обычным здесь является *вращательное движение льда*.

В. Л. Цуриков.
ДРЕЙФРАЗДЕЛ. См. *дрейф льда*.
ДРЕЙФУЮЩАЯ АВТОМАТИЧЕСКАЯ РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ (ДАРМС). Установка на дрейфующих льдах, предназначенная для регулярных автоматических измерений температуры воздуха, атмосферного давления, скорости и направления ветра и других гидрометеорологических характеристик. Передача данных на береговые станции осуществляется в закодированном виде по радио или через спутники связи. Пеленгация этих передач позволяет определять координаты ДАРМС и следить за дрейфом льда.

ДРЕЙФУЮЩИЕ СТАНЦИИ. Научно-исследовательские станции, создаваемые на плавучих льдах Арктического бассейна, известные в СССР как станции „Северный полюс“. Для их создания используют самолеты, реже — ледоколы. Д. с. ведут регулярные метеорологические, гляциологические, океанографические и геофизические наблюдения в Арктическом бассейне. Большинство Д. с. организуется на полях многолетнего льда толщиной около 3—5 м и площадью в несколько км², реже на *ледяных островах*. Преимущество ледяных островов перед многолетним льдом заключается в высокой надежности станций благодаря большой прочности льдины.

Первая Д. с. СП была создана в районе Сев. Полюса в мае 1937 г. и

состояла из 4 человек во главе с И. Д. Папаниным. За 9 месяцев своего существования станция продрейфовала на юг 2050 км и в феврале 1938 г. была снята ледоколом „Мурман“ на широте о. Ян-Майен в Гренландском море. С 1950 г. Д. с. в СССР стали создаваться регулярно с таким расчетом, чтобы в Арктическом бассейне постоянно находилось две станции. Когда одна станция приближается к Гренландскому морю, ее закрывают, а в районе к северу от Чукотского моря открывают новую. Средняя продолжительность работы 24 советских станций СП за прошедшие 30 с лишним лет составляет 790 сут, максимальная — 2930 сут (СП-22), а средняя скорость их дрейфа равна 5,9 км/сут. Длина дрейфа станций колеблется от 950 до 2650 км в год.

Американские Д. с. начали работать с 1952 г., когда на ледяном острове Т-3 была высажена первая группа научных работников. Этот остров с 1952 г. совершил более четырех круговых циркуляций в Арктическом бассейне, и на нем периодически проводились научные исследования. В американском секторе Арктики создавались и другие станции преимущественно на ледяных островах.

Исследования Д. с. позволили собрать обширную информацию о природных процессах в Центральной Арктике; в частности, Д. с. СП-2 открыла обширную антициклоническую циркуляцию льдов в Американо-Азиатском суббассейне, а последующие станции позволили выявить основные характеристики трансарктического потока, берущего начало в Чукотском море и выходящего из Арктического бассейна через пролив Фрама между Шпицбергом и Гренландией.

Н. В. Волков.
ДРЕЙФУЮЩИЙ ЛЕД. Плавучий лед в океанах, морях, озерах и водохранилищах, находящийся в дрейфе или временно остановившийся, но не смерзшийся с *неподвижным льдом*. Д. л. может быть морского, озерного или речного происхождения, к нему относятся и айсберги. Д. л. характеризуется сплоченностью, формой и возрастом.

ДРЕНАЖ ЛЕДНИКОВ. Спуск жидкой воды из ледника по системе каналов, трещин и полостей по поверхности ледника, внутри него и под ним. Тип дренажа зависит от объема жидкой воды, существования и глубины трещин, таяния или примерзания на контакте ледника с ложем. Вода к ложу проникает либо по глубоким трещинам и ледниковым колодцам, либо оттекает сначала по системе косых трещин к бортам долины, а затем по ее днищу к центру в магистральный канал. Система тонких каналов собирается в магистральные из-за меньшего давления воды в последних. Иногда образуются два канала стока по краям ледникового языка, сливающиеся в один у самого его конца.

А. Н. Кренке.

ДРИГАЛЬСКИЙ (Drygalski) Эрих (1865—1949). Немецкий геофизик и полярный исследователь, с 1906 по 1935 г. профессор Мюнхенского университета. В 1891 и 1892—1893 гг. возглавлял две гляциологические экспедиции к зап. берегам Гренландии. В 1901—1903 гг. руководил Немецкой антарктической экспедицией на судне „Гаусс“, открывшей и обследовавшей в 1902 г. участок Антарктиды, названный Землей Вильгельма II. Основываясь на материалах своих полярных путешествий, Д. развил не устаревшую и ныне теорию движущихся льдов [249]. Он также связал слоистое строение обрывов айсбергов с величиной аккумуляции снега, а для происхождения шельфовых ледников предложил механизм присоединения к вост. части ледников отдельных айсбергов, дрейфующих вследствие зап. циркуляции морских вод. Именем Д. названы горы на Земле Королевы Мод, шельфовый ледник на Земле Виктории, остров-ледяная шапка в море Дейвиса.

ДРОПСТОН. Эратический обломок валунной или галечной размерности, выпавший из плавучего льда (айсберга, льдины) в тонкослоистые осадки дна океана, моря или озера. Для Д. характерна предпочтительно вертикальная ориентировка длинных осей. Нижележащие слои вмещающих осадков (илов) обычно несут следы механических нарушений (разрывов, смятий), тогда как вышележащие слои плавно облекают Д. Сами Д.—продукты *рафтинга*, их

включения — один из признаков *ледниково-морских отложений*.

М. Г. Гросвальд.

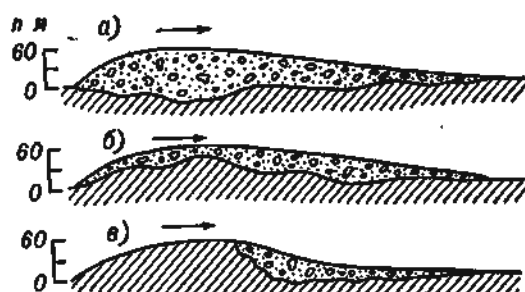
ДРУМЛИНОИДЫ. См. *друмлины*.

ДРУМЛИНЫ. Удлиненные холмы обтекаемой эллиптической формы, сложенные основной мореной — сильно уплотненными, несортированными валунными глинами и суглинками, реже песками, имеющими гляциодинамические текстуры и предпочтительно продольную ориентировку. Тупыми, сравнительно высокими и крутыми концами Д. обращены навстречу движению льда, более пологими и узкими концами — в противоположном направлении. Установлено, что, как у большинства тел идеальной обтекаемости, участки их максимальной ширины удалены от тупых концов на $\frac{2}{10}$ общей длины. Высота холмов варьирует от 8 до 60 м (средняя 30 м), длина — от 400 до 2500 м (средняя 1500 м), ширина — от 150 до 700 м (средняя 500 м), хотя известно и много отступлений от этих размеров.

Длинные оси Д. ориентированы параллельно реконструированному направлению движения льда. Большинство гипотез связывает происхождение Д. с процессами подледной аккумуляции и ледниковой эрозии, идущими в условиях их неустойчивого равновесия. Предполагается, что часть Д. возникла при неравномерном выпахивании и переотложении ранее сформированной основной морены, а часть связана с неравномерной моренной аккумуляцией, которую объясняют вторичными токами льда в ледниках, особенностями распределения морены во льду, пятнистым расположением мерзлоты на ложе и т. п. Д. обычно встречаются большими группами, образующими друмлинные поля (см. фото VIII.15), в самом крупном из которых (штат Нью-Йорк, США) их количество достигает 10 000. Единичные Д. редки.

По классификации Р. Флинта, Д. принадлежат к обширному семейству обтекаемых холмистых форм ледникового рельефа, являясь одним из его конечных членов (100 % мореного материала). Другим конечным членом Флинт считает бараньи лбы (100 % скального материала). Промежуточное место в этой классификации отведено друмлиноидам (т. е.

друмлинам со скальным ядром) и крег-эн-тейл-формам (т. е. небольшим бараньим лбам с „хвостами” из морены). Очевидно, что в тот же ряд следует включать широкий спектр ложбин и гряд, ориентированных



Продольные разрезы типичных обтекаемых холмистых форм ледникового рельефа: а — друмлины, б — друмлиноиды, в — крег-эн-тейл-формы; стрелкой показано направление движения льда.

вдоль линий движения льда — от желобчатых морен (флютинга) до друмлинизированных поверхностей Канадского щита и арктических островов,

созданных линейной аккумуляцией и экзарацией. Лит. [165, 250, 254].

М. Г. Гросвальд.

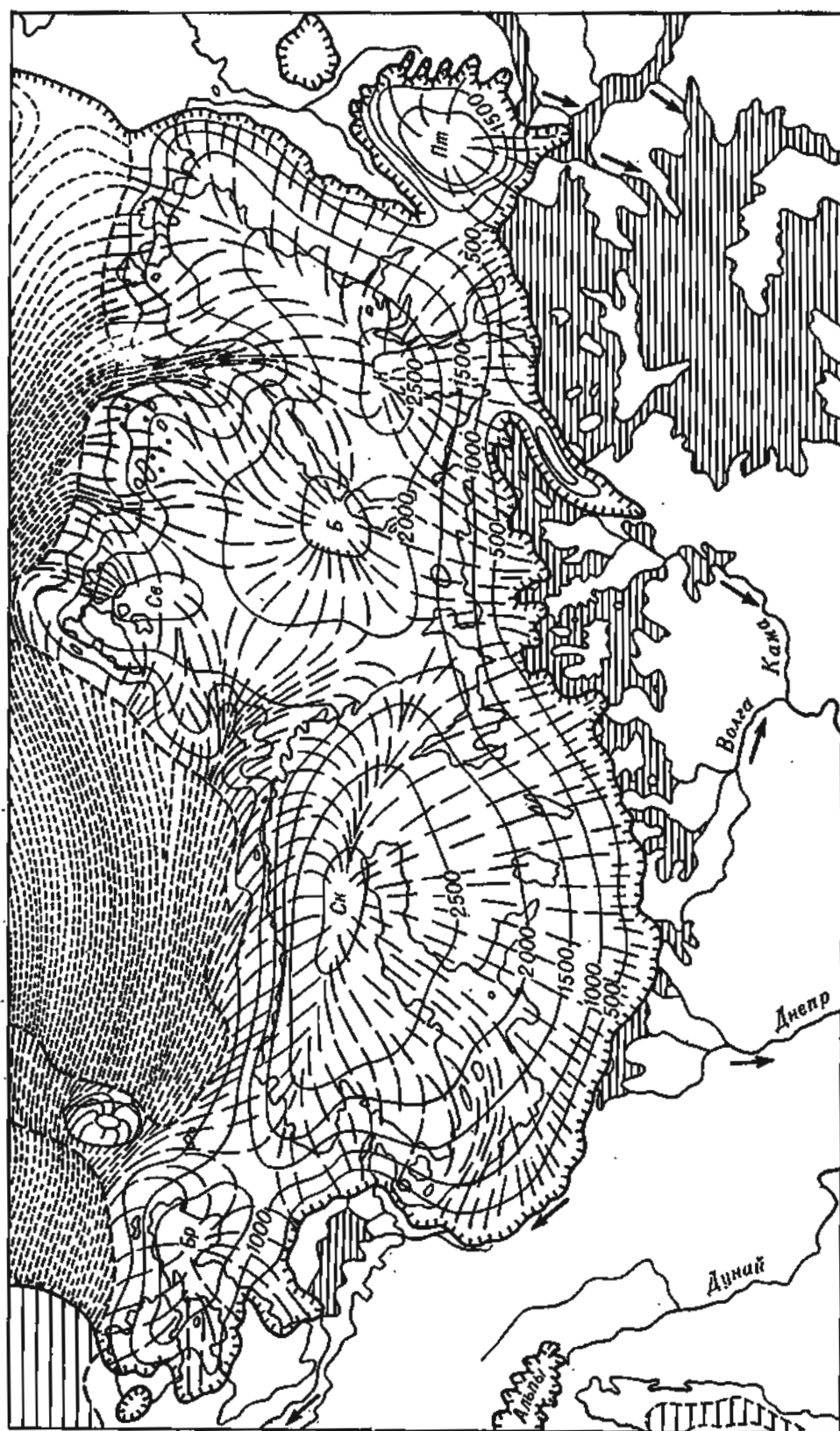
ДЮНИН Аркадий Константинович (род. 1913). Советский гляциолог, инженер-путеец, профессор, зав. кафедрой „Изыскания, проектирование и постройка железных дорог” и руководитель лаборатории заносов и лавин Новосибирского института инженеров железнодорожного транспорта. Основные работы Д. касаются проблемы снегорегулирования и защиты железных дорог от снежных заносов и лавин. Под его руководством проводятся обширные исследования метелей и лавин в Хибинах, Кузнецком Алатау, Зап. Сибири, на Алтае, Сахалине и Камчатке, а также детальные эксперименты по изучению структуры метелевого потока и физических изменений, испытываемых снегом при метелевом переносе. Автор известных монографий [66, 67]. Исследуя дефляцию снега и аэродинамику средств снегорегулирования, Д. развивает общую теорию многокомпонентных потоков.



ЕВРАЗИЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. Крупный и сложно построенный ледниковый покров, который многократно возникал на сев.-зап. окраине Евразии в плейстоцене и, возможно, в позднем плиоцене. Последний Е. л. п. достигал своего максимума между 17 и 21 тыс. л. н. одновременно с другими ледниковыми покровами позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Судя по расположению краевых ледниковых образований и другим следам, Е. л. п. занимал большие площади не только в Европе, но и в Сибири, поэтому прежнее название — **Европейский ледниковый покров** — следует считать устаревшим. Он простирался на 6000 км от юго-зап. Ирландии до сев.-вост. оконечности Таймыра и имел площадь 8,37 млн. км², половина которой приходилась на области континенталь-

ного шельфа и еще четверть — на низменности, которые изостатически прогибались ниже ур. м. Т. о., Е. л. п. был преимущественно „морским”.

По одной из реконструкций [53], главными элементами покрова были: Британский, Скандинавский, Баренцев, Карский и Путоранский ледниковые щиты, вершины которых имели отметки от 1,9 до 3,3 км, а разделяющие их седловины поднимались до 1,5 км; при максимальном развитии этих щитов их центры располагались над глубоко прогнутыми участками шельфов и приморских низменностей, тогда как горные центры (Полярный Урал, Бырранга) играли лишь второстепенную роль (см. рис.); общий объем льда покрова достигал 14 млн. км³. По другим реконструкциям (А. А. Величко, Г. Г. Матишов и др.), Е. л. п. пред-



Последний Евразийский ледниковый покров и связанные с ним ледниково-подпрудные озера. Ледниковые щиты: Бр — Британский, Сх — Скапдинавский, Б — Баренцев, К — Карский, Пт — Путоранский; 1 — свободный от ледников океан, 2 — ледниково-подпрудные озера, 3 — локальные ледниковые комплексы гор и возвышенностей, 4 — ледниковый покров (а — шельфовые ледники, б — ледниковые щиты), 5 — направление стока талых вод. Изолинии — толщина ледникового покрова (в метрах).

ставлял собой агломерацию большого числа сравнительно мелких ледниковых куполов, центры которых лежали над участками возвышенной суши.

Е. л. п. препятствовал северному стоку рек, принадлежавших бассейнам Балтийского моря и Сев. Ледовитого океана, вызывая образование прadolин на низменностях Средней Европы и больших ледниково-подпрудных озер на Русской равнине и в Зап. Сибири. При максимуме оледенения сток этих озер был направлен на Ю и ЮЗ, в Черное море и Арало-Каспийскую впадину и далее

через систему бассейнов и спиллвеев в Средиземное море.

М. Г. Гросвальд.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. См. *Евразийский ледниковый покров.*

ЕЖ. См. *классификация снежинок.*

ЕСТЕСТВЕННАЯ КАМЕННАЯ МОСТОВАЯ. Выровненный бечевник, образованный отшлифованным валунно-галечным и глыбовым материалом, обработанным речным льдом во время половодья и весеннего ледохода; характерен также для *наледных полей.*



ЖАНДАРМ. См. *кар.*

ЖЕЛОБА ВЫДУВАНИЯ. Желобовидные понижения снежной поверхности около одиночных препятствий (крупных камней, стогов сена, отдельных строений, заборов и пр.), возникающие в результате ускорения и завихрений ветра при обтекании таких препятствий.

ЖЕЛОБА-ТРОГИ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ. Подводные желоба континентальных шельфов, испытавших покровные оледенения. По своей геоморфологии близки троговым долинам суши: имеют корытообразные поперечные и ступенчатые продольные профили, в них четко выражено чередование бассейнов выпавивания, которые обычно имеют характер конфлюэнтных ступеней, и ригелей; другие ригели перегораживают устья. Все желоба-притоки имеют характер подводных висячих долин. Эти особенности, а также строгая приуроченность желобов-трогов к гляциальным шельфам и их расположение на продолжении фьордов доказывают, что эти желоба являются экзарационными формами, связанными с ледниковыми покровами „морского” типа. К устьям желобов-трогов приключаются мощные конусы ледниково-морских турбидитов,

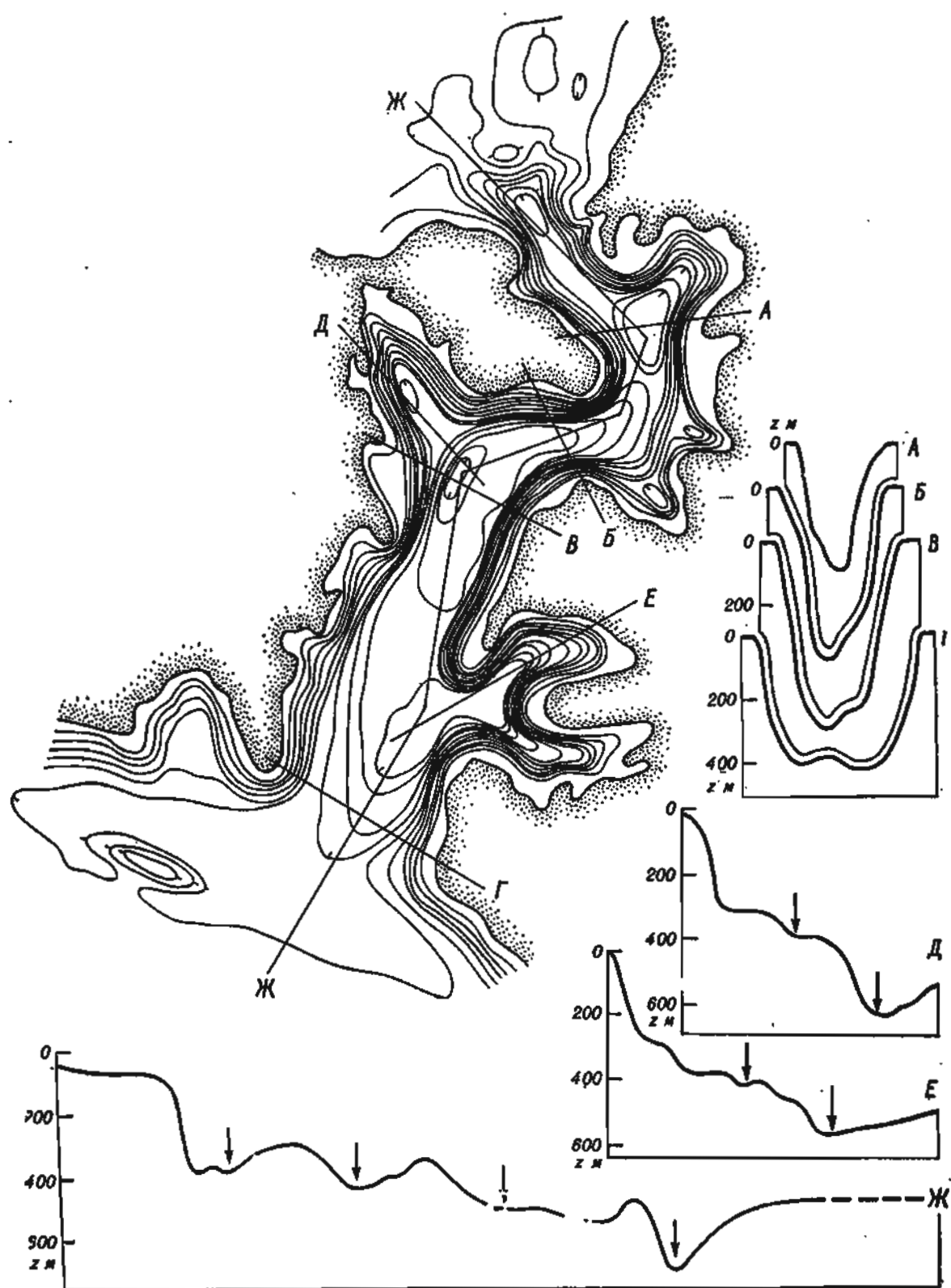
которые налегают на материковые склоны и соседнее глубокое дно.

По своим размерам подводные Ж.-т. г. ш. принадлежат к числу крупнейших форм планетарного рельефа Земли. Самые крупные из них находятся в Баренцевом и Карском морях (см. рис. на с. 133), морях Росса и Уэдделла в Антарктике, а также в Канадском Арктическом архипелаге. Средняя их длина 400—500 км, ширина — десятки км, глубина 600—1000 м, максимальная глубина (2287 м) отмечена в желобе Вандерфорд в Антарктике.

М. Г. Гросвальд.

ЖЕСТКОСТЬ СНЕГА. Способность снега противостоять деформациям. В пределах действия закона Гука Ж. с. при сжатии равна произведению модуля упругости снега на площадь поперечного сечения образца. Коэф. Ж. с. связывает величину нагрузки с деформациями снега под действием этой нагрузки, для разных типов снега он колеблется в пределах $(0,1—700) \cdot 10^4 \text{ Н/м}^2$.

ЖИВАЯ ЗАЩИТА. Принятое на железных дорогах общее название полос древесных и кустарниковых *снегозащитных насаждений*, расположенных вдоль пути для его защиты от снежных, а также песчаных заносов.



Геоморфология желоба-трога Баренцева моря (план и профиль). Вертикальные стрелки на профилях показывают места впадения притоков.

ЖИД — ЗАЖ

ЖИДКАЯ ФАЗА ВО ЛЬДУ. Включения жидкой воды в толще ледяных пород. По происхождению могут быть: 1) первичные (сингенетические), т. е. образовавшиеся одновременно со льдом, в т. ч. автогенные — из маточного расплава или пара, и ксеногенные (посторонние); 2) вторичные (эпигенетические), возникшие после образования льда, в т. ч. гипогенные — внедрившиеся по трещинам и порам и в дальнейшем изолированные, и гипергенные — заполняющие поры и трещины, сообщающиеся с поверхностью льда.

Главными причинами формирования Ж. ф. в. л. служат: 1) приток к поверхности льда тепла или другого вида энергии, преобразующейся в тепловую, 2) повышение давления, вызывающего плавление льда, 3) концентрация солей, снижающих температуру перехода вещества в жидкое состояние. В первом случае включения жидкой воды возникают в приповерхностном слое льда, вначале преимущественно в виде тонких пленок между ледяными кристаллами или в форме *цветов Тиндала*. Повышение теплопритока увеличивает количество талой воды, которая нарушает связь между зернами и кристаллами льда, изменяет их ориентировку, приводит к всплыванию и в конечном итоге обеспечивает образование *снежной каши*. Внедрение талой воды в более глубокие слои приводит к возникновению долго не промерзающих водяных жил, карманов и линз. Иногда аналогичные по форме скопления водных масс встречаются в толще наледного льда. Их развитие связано с напором, обусловленным промерзанием водоносных систем. Второй случай определяет

формирование жидкой воды лишь на больших глубинах. При повышении давления на 1 гПа температура плавления чистого льда снижается всего на 0,00752 °С, поэтому количество жидкой воды может быть ощутимо только в толще крупных ледников. По расчетам, на глубине 750 м в 1 дм³ льда, находящегося на точке плавления, содержится 3,6 г жидкой воды, на глубине 1500 м — 7,2 г. Третья причина обуславливает присутствие во льду преимущественно ячеек с рассолом. Они образуются вследствие вымораживания маточного расплава, располагаются хаотически или ориентированными рядами в зависимости от условий льдообразования и времени существования твердой фазы. Наибольшее число включений встречается в морском, соленом и рассоловодном льду. Локально они образуются также в толще пресноводного наледного льда.

Ж. ф. в. л., особенно присутствие рассолов, определяет физико-механические, физико-химические, электрические и другие свойства ледяных толщ, в ряде случаев служит генетическим признаком.

В. Р. Алексеев.

ЖИЛЬНО-НАТЕЧНЫЙ ЛЕД. Корки и массивы льда, формирующиеся при тонкослойном намораживании воды в трещинах горных пород, ледников, наледей или льда другого происхождения. Обычно образуются при затекании талой воды в теплый период года.

ЖИЛЬНЫЙ ЛЕД. Вид подземного льда, выделяемый по форме залегания в горной породе; по типу льдообразования преимущественно цементный, реже инъекционный. См. *классификацию подземных льдов*.



ЗАБЕРЕГИ. Полосы льда, смерзшиеся с берегами рек, морей, озер и водохранилищ при незамерзшей основной части водного пространства. Различают 3. первичные, образующиеся

при замерзании воды у берегов; наносные, возникающие в результате примерзания к берегу льда и шуги во время ледохода или дрейфа льда; остаточные, оставшиеся у берегов вес-

ной при разрушении ледяного покрова.

Р. В. Донченко.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ЛЬДА. Содержание во льду минеральных примесей, поступающих из атмосферы сухим осаждением, с осадками или в виде абсорбированных газов. Около 90 % примесей приходит с осадками, приносящими их на аэрозолях (ядра конденсации и примеси, захваченные при падении капель и снежинок) и в растворе. По происхождению примеси можно подразделить на талассогенные — подхваченные ветром брызги морских волн, терригенные — поднятые ветром с поверхности суши, вулканические — поступившие из недр Земли во время извержений, космогенные — космическая пыль, биогенные — принесенные ветром организмы, пыльца, споры и антропогенные — отходы производства, мелкие фракции распыляемых с воздухом удобрений, инсектицидов, дефолиантов.

Происхождение примесей устанавливается по химическому составу, соотношению элементов и морфологии микрочастиц. Морскими преимущественно являются ионы натрия, магния, хлора. Для морской воды характерны отношения $Cl^-/Mg^{2+} = 14,9$, $SO_4^{2-}/Cl^- = 0,14$; $SO_4^{2-}/Mg^{2+} = 2,04$. Доля морских аэрозолей быстро сокращается при поднятии вверх и удалении от берега. Терригенные элементы — алюминий, кремний, титан, железо, ванадий, марганец, калий, аммоний, карбонаты, сульфаты. Вулканогенные включения — сульфаты и аммониевые соединения H_2SO_4 , NH_4Cl , $(NH_4)_2SO_4$, а также HCl , HF , H_2SiF_6 повышают электропроводность слоев снега и льда. Космогенные включения — это сферические частицы, содержащие никель, осмий, иридий, платину, железо, магний, марганец. Доля их мала даже в Антарктиде. Антропогенными загрязнениями льда могут быть многие элементы.

Идентификация З. л. осложняется разнообразием источников загрязнений и неодинаковыми пропорциями терригенных загрязнений в разных районах. Интенсивность выпадающих из атмосферы примесей в Антарктиде порядка 50 мг/(м²·год), на горных ледниках в условиях морских климатов (Кавказ, Альпы) по-

рядка 20—60 г/(м²·год), в условиях континентальных климатов Средней и Центральной Азии до 100 г/(м²·год). Количество природных примесей растет в холодные периоды из-за усиления циркуляции атмосферы.

А. Н. Кренке.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Содержание в снежном покрове включений и примесей антропогенного происхождения. Наиболее распространенными загрязнителями являются: растворимые или слабо-растворимые окислы органических и неорганических веществ и металлов, которые при таянии снежного покрова нередко образуют соединения с водой, напр., кислоты; сажа и строительная пыль, минеральные удобрения и химикаты, применяемые в сельском хозяйстве; радиоактивные вещества, поваренная соль и т. д. Загрязнители попадают в снежный покров в основном из атмосферы и по своему генезису могут быть как первичными, так и вторичными. Исследования вблизи крупных промышленных центров показали, что снежный покров может быть хорошим индикатором локального загрязнения атмосферы. Исследования включений в снежном покрове Антарктиды и Гренландии позволяют делать выводы о динамике глобального изменения загрязнения атмосферы и организовывать на основе таких наблюдений мониторинг глобального загрязнения атмосферы.

К. С. Лосев.

ЗАЖОР. Скопление шуги с включением мелкобитого льда, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с ним подъем уровня воды непосредственно на участке З. и выше по течению. Ниже З. в период его образования уровни понижаются. З. образуются на шугоносных реках осенью, в период формирования ледяного покрова в местах, где большой уклон реки сменяется малым и продвижение кромки льда вверх по течению задерживается, а также вследствие закупорки русла шуговыми скоплениями в местах стеснения его островами, валунами и пр. З. формируются также при ледоставе ниже крупных полыней в результате заноса шуги под ледяной покров. В нижних бьефах ГЭС из-за сохраняющейся в течение всей зимы полыньи образование З. происходит в процессе перемещения кромки льда

на участках с повышенными скоростями течения.

Нижняя (по течению) часть З. (голова З.) формируется непосредственно у кромки ледяного покрова после многократных подвижек, сопровождающихся торошением и увеличением мощности зажорных скоплений. В результате стеснения русла создается подпор, снижаются скорости течения и подплывающие шуговые скопления останавливаются без торошения и смерзаются. З. на реках нередко формируются цепочкой. Толщина зажорных скоплений в зависимости от формы поперечного профиля русла может превышать 10 м, а длина скоплений — достигать 10—20 км. Объем шуги в З. бывает равен 30—100 млн. м³. Поверхность З. торосистая с высотой торосов до 3 м. Отмечаются навалы льда на берегах высотой 3—4 м.

Длительность образования З. зависит от расхода и физических характеристик льда, поступающего к кромке, быстроты его смерзания, а также гидравлических свойств потока на участке. Высота подъема уровня, обусловленная образованием З. (зажорный уровень), в значительной мере зависит от длины участка с большим падением. Зажорные подъемы уровня часто достигают 3—4 м. При неустойчивой погоде, особенно при потеплении, зажорные массы легко размываются потоком. З. могут существовать только в состоянии динамического равновесия, т. е. в период *шугохода*, когда отложения шуги, приносимые потоком под З., компенсируют его размыв. Хотя З. и формируются при малой водности реки и, как правило, не вызывают опасных наводнений, они создают затруднения для водоснабжения и работы ГЭС. На крупных реках с быстрым течением зажорные подъемы уровня воды могут быть очень высокими и вызывать значительные затопления. Они особенно велики и иногда носят катастрофический характер на реках с большой водностью зимой, зарегулированных озерами и водохранилищами, таких, как Ангара, Нева и др. Лит. [57, 63, 178]. Р. В. Донченко.

ЗАЖОРНЫЙ УРОВЕНЬ. См. *зажор*.

ЗАИНЕВЕНИЕ. Образование на по-

верхности охлажденного предмета путем сублимации мелких кристаллов льда (*иней*) или образование на поверхности снежинок мелких ледяных кристаллов разнообразной формы, растущих под углом к плоскости снежинок. Быстрый рост сублимационных кристаллов происходит в условиях сильного пересыщения воздуха водяным паром. При сублимационном росте ледяных зародышей без изменения формы возникает лишь несколько простых форм кристаллов, которые, видоизменяясь под влиянием З., дают многочисленные формы снежинок. Формы заиневелых снежинок встречаются в три раза чаще простых, обычно они выпадают при слабых снегопадах и с ростом З. увеличиваются. В. М. Котляков.

ЗАКОН ГЛЕНА. Экспериментально полученная в начале 50-х годов английским физиком Дж. Гленом [258] степенная зависимость скорости деформации льда $\dot{\epsilon}$ от напряжения σ :

$$\dot{\epsilon} = k\sigma^n.$$

Параметр k зависит от температуры и структуры льда, а также характера приложенной нагрузки; показатель степени n меняется от 1,5 до 4,5. З. Г. служит базовым уравнением во многих теориях движения ледников. См. также *реологические свойства льда*.

В. М. Котляков.

ЗАКОН ЗОРГЕ. Выведенная в 30-х годах Э. Зорге на основе исследований в глубоком шурфе на станции Айсмитте в Гренландии зависимость уплотнения снега и фирна в ледниках от глубины, согласно которой плотность снега или фирна в данном месте и на данной глубине не изменяется со временем. Однако это положение справедливо лишь при малой изменчивости величин снегонакопления и таяния. В. М. Котляков.

ЗАКРАИНА. Полоса открытой воды между ледяным покровом и берегом, образующаяся перед вскрытием реки либо взломом припая на озере или в море в результате отхода льда от берега или сквозного протавания льда, а на реках и озерах также вследствие усиливающегося притока грунтовых вод.

ЗАЛЕЖЕОБРАЗУЮЩИЙ ЛЕД. Внутригрунтовый и первичноповерх-

ностный погребенный лед различного генезиса, образующий крупные ледяные тела: залежи, жилы, ядра и пр. См. *классификацию природных льдов*. **ЗАЛИВ ВО ЛЬДУ.** Обширный изгиб *кромки льда*, когда чистая вода вклинивается на занятую льдом акваторию. З. в. л. часто имеет полукруглую форму и образуется из-за неравномерности полей ветра и течений.

ЗАМЕРЗАНИЕ. Естественное охлаждение жидких веществ ниже температуры их кристаллизации с образованием льда или льдосодержащей смеси. При искусственно вызываемом подобном процессе применяется термин *замораживание*.

ЗАМЕРЗАНИЕ ВОДЫ. Переход воды из жидкого состояния в твердое в результате *кристаллизации*. Температура замерзания равна температуре плавления (таяния льда) или ниже нее. Она снижается с увеличением всестороннего давления на $0,00752^\circ\text{C}$ на 1 ГПа, а также с возрастанием содержания растворенных солей (в морской воде на $0,054^\circ\text{C}$ на 1‰). Из-за малой вероятности спонтанной кристаллизации вблизи температуры плавления З. в. происходит в результате влияния инородных твердых тел, способствующих образованию зародышей кристаллов на их поверхности. Эффективность различных веществ в качестве центров кристаллизации не одинакова. Характер кристаллизации зависит от интенсивности отвода тепла от воды и от скорости ее перемешивания. При З. в. выделяется 333,6 кДж/кг. Плотность льда на 9 % меньше жидкой воды, что приводит к ее расширению при замерзании.

ЗАМЕРЗАНИЕ РЕК И ВОДОЕМОВ. Фаза *ледового режима*, характеризующаяся образованием ледяного покрова. В зависимости от интенсивности ледообразования, гидравлических свойств и морфологических особенностей водного объекта формирование ледяного покрова происходит либо путем роста и смыкания *заберегов* (первый тип замерзания), либо за счет накопления льда и *шуги* в поверхностном слое воды (второй тип замерзания). Первый тип замерзания наблюдается на малых и некоторых средних реках с незначительной водностью в осенне-зимний период. Продолжительность периода

замерзания определяется исключительно интенсивностью теплообмена водных масс с атмосферой и обычно составляет 2—3 дня. Второй тип замерзания распространен на многих равнинных реках. Вначале появляются забереги, затем первичные формы плавучего льда (ледяное сало, шуга), а еще через 2—3 дня начинается ледоход. Формирование ледяного покрова происходит путем образования отдельных перемычек в местах малой ледопропускной способности русла и последующего заполнения водной поверхности льдом, образующимся на каждом участке между ними, а затем замерзания остающихся полыней. Продолжительность периода замерзания в этом случае определяется не только теплообменом воды и льда с атмосферой, но и скоростью течения, и составляет на крупных реках 20—25 дней, а на средних 10—15 дней. *Ледовый режим* реки (интенсивность нарастания толщины ледяного покрова, условия вскрытия, образование заторов льда, а также водопропускная способность русла в зимний период) складывается в зависимости от типа замерзания. Лит. [217].

Р. В. Донченко.

ЗАМЕРЗШАЯ ВОДА. Дождевая или талая вода, замерзшая на земной поверхности или на наземных предметах. Различают *замерзшие капли*, *гололедицу* и *ледяные натеки*.

ЗАМЕРЗШАЯ РОСА. Мелкие ледяные полупрозрачные „капли” диаметром от 1 до 5 мм, образующиеся при замерзании росы с переходом температуры через 0°C ночью или при внезапном ночном похолодании до отрицательных температур с облачностью и ветром, препятствующими образованию *иней*.

ЗАМЕРЗШИЕ КАПЛИ. Прозрачные стекловидные ледяные „капли”, свисающие с проводов, ветвей и пр., образовавшиеся при замерзании воды, дождя, мороси, тумана. Генетически относятся к *замерзшей воде*.

ЗАМЕРЗШИЙ ВОДОПАД. Массив льда на крутых и обрывистых склонах гор, образующийся в результате замерзания падающих водяных струй. Представляет собой систему ледяных каскадов белого или голубого цвета, привлекающих внимание туристов. Лазание по З. в. — особый вид спорта, получивший развитие в последнее время в ряде стран.

ЗАМЕРЗШИЙ ДОЖДЬ. См. *ледяной дождь*.

ЗАМОК ЗАТОРА. См. *затор*.

ЗАМОРАЖИВАНИЕ. 1. Искусственно вызываемое охлаждение жидких веществ ниже температуры их кристаллизации с целью получения льда или льдосодержащих веществ (в отличие от термина *замерзание*, применяемого при описании природных процессов образования льда). 2. Упрочнение влагонасыщенных грунтов, используемых в качестве основания сооружений, водоупорных экранов или в других инженерно-строительных целях. Основан на способности замерзающей воды цементировать вмещающие ее горные породы.

В. Р. Алексеев.

ЗАМОРЕНЕННОСТЬ ЛЕДНИКА. Степень суммарного покрытия области абляции ледника всеми видами поверхностной морены. Определяется путем планиметрирования участков моренного покрова, дешифрованных на аэрофотоснимках или материалах наземной стереофотограмметрической съемки. На горных ледниках З. л. выражается в процентах от площадей языков.

ЗАНДРОВЫЕ ТЕРРАСЫ. См. *флювиогляциальные террасы*.

ЗАНДРЫ. См. *ледниково-речные отложения*.

ЗАПАС ВОДЫ В ЛЕДНИКЕ. Количество жидкой воды в леднике, обычно составляющее 1—2 % всей его массы. Различают квазипостоянные запасы, не влияющие на сток с ледника, и динамические запасы, определяемые таянием на леднике и изменяющиеся в течение года. Квазипостоянные запасы концентрируются преимущественно в толще ледника, основная часть динамических запасов находится в снежно-фирновой толще. Динамические запасы составляют 10—30 % всех З. в. в л., причем с увеличением площади ледника доля их в общих запасах уменьшается. Изменение динамических запасов в целом за балансовый год весьма близко к нулю. Большая масса воды находится в многочисленных полостях внутри ледника. Неожиданный прорыв вод из этих полостей приводит к резким колебаниям стока с ледников.

В. М. Котляков.

ЗАПАС ВОДЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. См. *снегозапас*.

ЗАПАС ХОЛОДА ВО ЛЬДУ. Количество тепла, необходимое для нагревания данного объема льда или ледяной породы до температуры плавления, т. е. изменение теплосодержания или энтальпии χ_0 льда при нагреве от температуры t до температуры плавления $t_{пл}$:

$$\Delta\chi_0 = \int_t^{t_{пл}} c dt,$$

где c — теплоемкость, зависящая от температуры. Запас холода в колонке ледяной породы глубиной z определяется из уравнения

$$\Delta\chi_0 = \int_{z=0}^z \int_t^{t_{пл}} c\rho(z) t(z) dt dz,$$

где $\rho(z)$ — плотность ледяной породы. Для оценки З. х. в. л. в целях борьбы с нагревом окружающей среды в уравнение может быть включена также удельная теплота плавления льда и затраты тепла на нагрев полученной талой воды до комфортной температуры 20 °С. А. Н. Кренке.

ЗАПОНКА. См. *классификация снежинок*.

ЗАПРИПАЯНАЯ ПОЛЫНЯ. См. *полынья*.

ЗАПРИПАЯНАЯ ПРОГАЛИНА. См. *прогалина*.

ЗАПЫЛЕННОСТЬ СНЕГА. Загрязнение снега твердыми пылеватыми частицами, особенно интенсивное при пыльных бурях. Наибольшая З. с. в Европейской части СССР наблюдается в Юж. Заволжье, в бассейне среднего Дона, Днепра, Юж. Буга и рек Приазовья. З. с. играет большую роль в снеготаянии из-за влияния на альбедо снега. Определяется по массе осадка в фильтре талой воды данного объема или путем подсчета пылинок в единице объема при микроскопическом исследовании снега.

В. М. Котляков.

ЗАСЕВ ОБЛАКОВ. Искусственное внесение в облако посторонних примесей с целью вызывания или увеличения осадков, предотвращения или

прекращения крупного града, нагрева (внесенном саж) для подъема облака вверх или рассеяния тумана. Засев может выполняться изнутри облака из самолета выпуском струи дыма или испарением брикетов хладореагента, сбросом примеси сверху в пиротехнических генераторах, выпуском струи примеси из самолета непосредственно под облаком, а в горной местности с восходящими токами — также путем выпуска струи дыма из наземного генератора, при помощи взрыва в облаке ракет или зенитных снарядов. Нормы засева определяются из условия: один ледяной зародыш на 1000 жидких капель в облаке. Избыточный засев реагентом создает конкуренцию ядер кристаллизации, и рост каждого кристалла может быть недостаточным для выпадения осадков.

А. Н. Кренке.
ЗАСНЕЖЕННЫЙ ЛЕД. Морской или пресноводный лед, полностью или пятнами покрытый снегом. Снег на льду может залегать равномерно или образовывать заструги и сугробы.

ЗАСТРУГИ. Неподвижные, вытянутые по ветру узкие и твердые гребни длиной до нескольких метров и высотой иногда до 1,5 м (обычно 20—30 см), перемежающиеся с *ветровыми бороздами*. Формируются путем дефляции плотных сугробов снега, имеют крутые наветренные и пологие подветренные склоны. При дефляции *ветровой доски* в наветренной части З. образуется небольшой карниз („клюв“ З.). Максимального развития З. достигают на обширных выровненных пространствах, отличающихся сильными ветрами. Из-за строгого совпадения длинной оси З. с господствующими ветрами они используются для определения преобладающего направления ветров на ледниковых покровах и снежных равнинах и помогают ориентироваться при движении по снежной целине в условиях плохой видимости. **В. М. Котляков.**

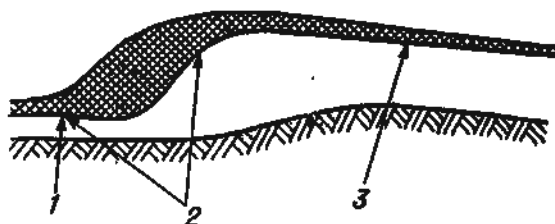
ЗАТЕНЕННОСТЬ. Продолжительность периода, когда данный участок поверхности находится в тени окружающих склонов или других предметов. Рассчитывается с помощью графика З., показывающего угол, под которым виден фактический горизонт из данной точки по разным азимутам. З. оценивается по продолжи-

тельности пребывания солнца между астрономическими восходом и заходом на высотах, меньших высоты горизонта, по соответствующим азимутам. З. сильно сокращает абляцию ледников и снежного покрова.

А. Н. Кренке.
ЗАТОПЛЕННЫЙ ЛЕД. Лед на морях, озерах, водохранилищах и реках, покрытый сплошным слоем талой воды, образовавшейся вследствие таяния самого льда и снега на нем или стекшей с ближайшей суши. Наблюдается в нижних бьефах при пусках ГЭС, в период вскрытия на отдельных участках рек при интенсивном поступлении воды из притоков, а также при перегрузках ледяного покрова снегом и в случаях быстрого стаивания снежного покрова при внезапных резких потеплениях. Несущая способность такого льда очень мала из-за большой нагрузки на него талой воды и мокрого снега.

Р. В. Донченко.
ЗАТОР. Многослойное скопление льдин в русле, стесняющее живое сечение и вызывающее подъем уровня воды на заторможенном участке реки. З. формируются в местах, где задерживается вскрытие реки из-за повышенной толщины и прочности ледяного покрова (в местах зазора во время замерзания), а также вследствие заклинивания русла ледяными полями в местах перегиба уклона (с большого на малый) или стеснения его специфическими русловыми формами (поворотами, островами и т. п.).

По длине З. имеют неоднородное строение. Выделяют три основные части заторможенного скопления: 1) замок З.,



Продольный профиль затора льда: 1 — замок затора, 2 — голова затора, 3 — хвост затора.

представляющий собой покрытый трещинами ледяной покров или перемычку из ледяных полей, заклинивших русло; 2) собственно З., или голова З., — участок многослойного скопления хаотически расположенных льдин, подвергшихся интенсив-

ному торошению; на этом участке продольный уклон З. превышает уклон при открытой водной поверхности; 3) **хвост З.** — примыкающее к З. однослойное скопление льдин в зоне подпора. На участках шлейфа продольный уклон водной поверхности меньше, чем при свободном русле. На крупных реках шлейф может достигать десятков км.

Наиболее распространенный механизм образования З. — разрушение ледяного покрова в процессе торошения и сжатия льдин, т. н. **З. торошения**. Заторные скопления, формирующиеся путем увлечения льдин под кромку, — **З. подныривания** — наблюдаются сравнительно редко и главным образом на зарегулированных участках рек. З. различаются также по месту их образования на определенном участке реки [161]. Выделяют: **русовые З.**, образующиеся у кромки ледяного покрова или в местах стеснения русла; **устьевые**, формирующиеся в рукавах дельты и на устьевых участках рек, впадающих в озера или в более поздно вскрывающиеся реки; **подпорные** — в зонах выклинивания подпора уровня воды водохранилищ. Русовые З., за исключением З. на отдельных участках перегиба продольного профиля реки или с особо значительными русловыми препятствиями, не формируются в одних и тех же местах. Два других типа З. образуются в определенных, заранее известных местах.

Механизм и физика образования З. еще до конца не выяснены. Предполагают [199], что З. не являются просто механической закупоркой русла льдом, а имеют также теплофизическую природу. Они связаны со смерзанием льда, вызванным тем, что толстый лед может сохранять внутри температуру несколько ниже нуля, а переохлаждение воды в реке во время весеннего ледохода возможно при похолоданиях, часто случающихся во время З. Количество льда в З. вычисляется по данным о расходах льда, поступающего за период заторообразования с верхних участков, с учетом льда, находящегося на заторном участке до вскрытия. Количество льда в З. можно также рассчитывать гидравлическим методом с по-

мощью опорных кривых либо модулей расхода по данным уровенных наблюдений на верхнем и нижнем створах с учетом морфологических характеристик [164]. На заторных участках крупных рек сосредоточивается от 50 до 200 млн. м³ льда.

Заторный подъем уровня воды — **заторный уровень**, обусловленный стеснением русла реки заторными скоплениями, является косвенной характеристикой мощности З. При формировании сильных З. заторный уровень поднимается на 5—10 м, средних — от 3 до 5 м, слабых — до 3 м. Наибольшей устойчивостью (более 3 сут) и высокими заторными подъемами уровня воды отличаются З., образующиеся выше участка с ненарушенным ледяным покровом при дружном формировании весеннего половодья и расходах воды, близких к максимальным. З., формирующиеся при заклинивании русла реки ледяными полями на подъеме или пике невысокого паводка, характеризуются слабой устойчивостью (менее 1 сут).

Большая повторяемость З. льда и заторные подъемы уровня на 5—10 м наблюдаются на крупных реках, текущих с Ю на С, а также на реках, верховья которых находятся в горах, а низовья — на равнине. На этих реках максимальные заторные уровни превышают максимальные уровни весеннего половодья. З. представляют серьезную опасность, вызывая катастрофические наводнения.

Разрушение З. происходит как под действием силы потока воды, так и под влиянием тепла солнечной радиации и паводочных вод, способствующих снижению прочности льда в З. и размыву заторных скоплений. Прорыв З., т. е. возобновление движения льда на заторном участке, сопровождается перемещением больших масс льда со скоростью более 1,5 м/с и образованием навалов льда на берегах высотой более 3 м. Лит. [64, 211].

ЗАТОР ПОДНЫРИВАНИЯ. См. *затор*.

ЗАТОР ТОРОШЕНИЯ. См. *затор*.

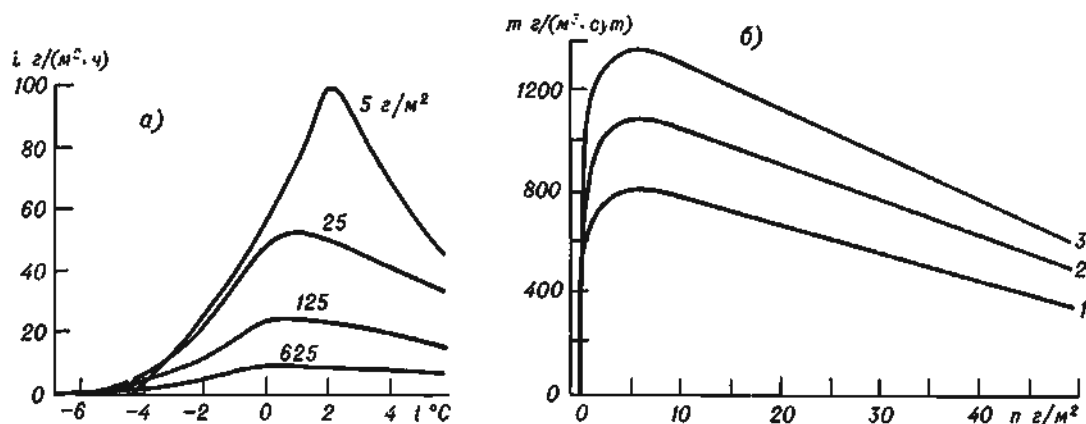
ЗАТОРНЫЙ УРОВЕНЬ. См. *затор*.

ЗАЧЕРНЕНИЕ ЛЕДНИКОВ. Искусственное добавление пыли на лед-

ники с целью уменьшения альбедо их поверхности и соответственно усиления таяния льда и увеличения стока. Впервые исследовано Г. А. Авсюком [3] на леднике Карабаткак на Тянь-Шане, где получено 4,5 кг воды на 1 г угля при норме зачернения 5 г/м². Впоследствии проводились эксперименты в лаборатории, на ледниковых площадках, а в КНР также на больших участках ледников.

На основе проведенных в СССР полевых и лабораторных опытов сформулированы основные требования к частице зачерняющего материала: малое альбедо, способность тонуть в воде, хорошая смачиваемость и такие размеры, которые позволили бы этой частице погрузиться под поверхность тающего снега или льда, но в то же время долго оставаться в пределах их верхнего горизонта. В качестве за-

же с ростом нормы зачернения до 5 г/м²; дальнейший рост нормы вызывает увеличение объема дополнительной воды, но эффективность каждого грамма пыли падает из-за перекрытия частичек друг другом, соединения в агрегаты и слияния водяных капель. Увеличение нормы зачернения до 35 г/м² на снежной и 150 г/м² на ледяной поверхности не приводит к заметному росту объема дополнительного таяния. Эффект зачернения растет от первого к третьему дню после зачернения вследствие увеличения шероховатости поверхности, что усиливает турбулентный обмен и снижает ее альбедо. После зачернения на поверхности возникают мелкие *кающиеся снега и льды* — их периодический рост и разрушение вызывает циклические колебания таяния. Пыль от зачернения вымывается с ледника через 10—30 дней, но часто допол-



Влияние зачернения ледников на дополнительное таяние льда: а — зависимость интенсивности дополнительного таяния i , получаемого от каждого грамма зачерняющего материала при разных нормах зачернения, от температуры воздуха t ; б — зависимость дополнительного количества талой воды m на 1 г шлака от нормы запыления n — результаты на первый (1), второй (2) и третий (3) дни после начала опыта.

черняющего материала наиболее эффективны угольные частицы диаметром около 0,2 мм, особенно предварительно обезжиренные для улучшения смачиваемости. Механизм уменьшения альбедо состоит не только в поглощении радиационного тепла пылью, но и в таянии снега или льда вокруг частиц. С этим связано нарастание эффективности зачернения при увеличении температуры воздуха до 2°C и последующее снижение этой эффективности в случае существования естественной водяной пленки (см. рис.) Эффективность зачернения нарастает так-

же с ростом нормы зачернения прерывают летние снегопады, хотя свежий снег над пылью сходит быстрее.

Эффективность З.л. зависит от типа климата (растет с ростом континентальности), абс. высоты и типа льдообразования. Зачернение увеличивает поглощение радиационного тепла в холодной фирновой зоне втрое (от 0,2 до 0,6 суммарного тепла при падении альбедо от 0,8 до 0,4), в теплой фирновой зоне вдвое (от 0,3 до 0,6 при уменьшении альбедо от 0,7 до 0,4), в зоне ледяного питания на 50 % (при падении аль-

бедо от 0,5 до 0,25), в области абляции на 25 % (с уменьшением альбедо от 0,35 до 0,18). Однако в холодной фирновой зоне около половины полученной талой воды замерзает в толще. Расчеты эффективности зачернения, учитывающие движение границы сезонного снега, выполненные для бассейна р. Пскем, показали, что на 1 г зачерняющей пыли на льду может быть получен 1 кг воды, а на снегу — 12 кг воды. В КНР на 1 г угольной пыли получено 18 кг воды. Теоретически ресурсы дополнительного таяния от зачернения ледников Средней Азии составляют 6—8 км³/год, что лишь частично может покрыть дефицит воды в сухие годы.

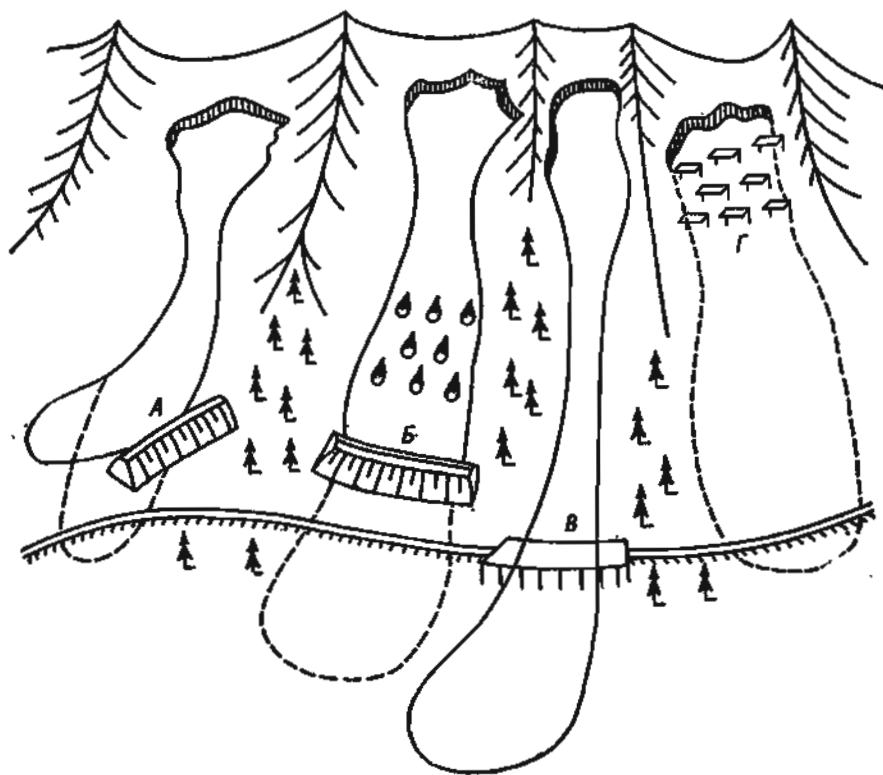
Проблема З. л. должна решаться путем экспериментов полупроизводственного характера на одном или нескольких ледниках для отработки методики и аппаратуры, уточнения эффективности метода с экономической точки зрения, выявления влияния зачернения всего ледника на его естественную эволюцию и при-

родные процессы в ледниковом бассейне (сели, оползни и т. п.). Однако следует помнить, что зачернение областей питания ледников может привести к их необратимой деградации из-за смены типов льдообразования и появления значительной межгодовой автокорреляции таяния. Необходимо также учитывать возможность разноса зачерняющей пыли ветром.

Метод распыления мелкодисперсных материалов — угольной пыли, золы, сажи, шлака и др. — применяется для регулирования стока с наледей, а также при создании радиационных каналов в озерном и морском льду для проводки судов

А. Н. Кренке.

ЗАЩИТА ОТ ЛАВИН. Комплекс мероприятий, направленных на защиту населения и народнохозяйственных объектов и снижение ущерба от лавин. Включает: а) изыскания, предусматривающие выбор безопасных в лавинном отношении площадей народнохозяйственного освоения; б) оперативные меры,



Комплексная система защиты дороги от лавин: А — дамба, отклоняющая лавину; Б — бугры, тормозящие лавину, и лавиноотбойная дамба; В — противолавинная галерея; Г — снегоудерживающие сооружения.

обеспечивающие безопасную деятельность в зоне возможного схода лавин путем оповещения и предупреждения населения и организаций; в) профилактические действия по искусственному устранению лавинной угрозы (см. *искусственный спуск лавин*) или стабилизацию снега на склоне; г) инженерную защиту, предусматривающую постройку специальных *противолавинных сооружений*. Основой оперативных и профилактических мер по З.о.л. служит *прогноз схода лавин*.

З.о.л. имеет давнюю историю. Самым старым средством противолавинной защиты были лесопосадки, затем появились лавинозадерживающие и лавиноотклоняющие сооружения, а в XX в. — сооружения, предназначенные для предотвращения схода лавин, а также способы их искусственного спуска. Первые оперативные мероприятия по З.о.л. в 30-х годах стали проводиться в Швейцарских Альпах и Хибинах, а с конца 40-х годов такие службы начали создаваться в Австрии, Чехословакии, США, Канаде, Японии и других странах. В настоящее время в СССР действует более 40 *снеголавинных станций*, размещенных в Карпатах, Закавказье, Средней Азии, на Алтае, Сахалине, Чукотке; такие станции организуются на трассе БАМ.

В разных странах З.о.л. осуществляется по-разному, что обуславливается социально-экономическими факторами и опытом исследования лавин. В Швейцарии, Австрии, Канаде большое внимание уделяется инженерной защите, в США и Японии преобладают профилактические меры защиты. В СССР основными способами З.о.л. служат оперативные, сочетающиеся с профилактическими, а в отдельных районах (Сахалин, Хибин, Тянь-Шань) и с инженерными.

Л. А. Канаев.

ЗВЕЗДА. См. *классификация снежинок*.

ЗВУКОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА. См. *акустические свойства снега*.

ЗЕБРОВЫЙ ЛАНДШАФТ (син. *пестрый ландшафт*). См. *покрытость местности снегом*.

ЗЕЛИГМАН (Seligman) Джералд (1886—1973). Английский гляциолог, один из основоположников современного снеговедения. С 1931 г. провел

в Альпах массовые исследования снежного покрова и лавин и результаты изложил в классической книге „Структура снега и лыжные поля” [304], где создал стройную картину перекристаллизации снега. Во второй половине 30-х годов вместе с М. Перутцем и Г. Бадером изучал процессы перекристаллизации и льдообразования на Алетском леднике и в его области питания, на Юнгфрауях. Основатель (1947) и первый президент (до 1963 г.) Британского (впоследствии Международного) гляциологического общества. В 1951—1954 гг. Президент Международной комиссии снега и льда. В 1963 г. удостоен высшей награды Международного гляциологического общества, носящей его имя — „Кристалла Зелигмана”.

ЗЕМЛЯНЫЕ ПИРАМИДЫ. Эрозионные останцы, имеющие форму колонн и узких конусов высотой до 12—15 м, с крупными валунами на вершинах, образованные при размыве дождевыми и тальми снеговыми водами толщ рыхлого несортированного материала — чаще всего морены и горного пролювия (селевых конусов и др.).

ЗЕРКАЛО ВНУТРИЛЕДНИКОВЫХ ВОД (син. *поверхность напора внутриледниковых вод*). См. *внутриледниковые воды*.

ЗЕРНИСТАЯ ИЗМОРОЗЬ. См. *изморозь*.

ЗЕРНИСТОСТЬ СНЕГА. См. *структура снежного покрова*.

ЗЕРНИСТЫЙ НАЛЕТ. См. *твердый налет*.

ЗИМНИЙ БАЛАНС МАССЫ. См. *баланс массы ледника*.

ЗИМОВЕДЕНИЕ. Научное направление, объединяющее, по предложению И. М. Осокина, все „зимние” проблемы, связанные прежде всего с существованием снежного покрова. Однако зима как время года в разных местах земного шара совершенно различна и далеко не всегда сопровождается снежным покровом. Поэтому употреблять термин З. не имеет смысла, а все проблемы снежного покрова должны рассматриваться *снеговедением*.

В. М. Котляков.

ЗОНА АККУМУЛЯЦИИ СЕЛЯ (син. *конус выноса селя*). См. *селевой бассейн*.

ЗОН

ЗОНА АКТИВИЗАЦИИ. См. *пульсирующий ледник*.

ЗОНА ВЫНОСА. См. *пульсирующий ледник*.

ЗОНА ДЕГРАДАЦИИ. См. *пульсирующий ледник*.

ЗОНА ЗАРОЖДЕНИЯ ЛАВИНЫ. См. *лавиновый очаг*.

ЗОНА ЗАРОЖДЕНИЯ СЕЛЯ. См. *селевой бассейн*.

ЗОНА ЛЕДЯНОГО ПИТАНИЯ (син. *инфильтрационно-конжеляционная зона*). См. *зоны льдообразования*.

ЗОНА ОТЛОЖЕНИЯ ЛАВИНЫ. См. *конус выноса лавины*.

ЗОНА ОТТОКА. См. *пульсирующий ледник*.

ЗОНА РАЗВОДИЙ. См. *разводье*.

ЗОНА РАЗГОНА МЕТЕЛИ. Зона усиленной дефляции снега с наветренной стороны *снегосборного бассейна*; ее должен миновать метелевый поток, чтобы достигнуть стадии уравновешенной дефляции, когда средний общий твердый расход метели имеет максимальное значение. В З. р. м. метелевый поток ненасыщен, поэтому он захватывает все новые частицы снега, и аккумулятивные формы микро-рельефа здесь образоваться не могут. З. р. м. характеризуется *длиной разгона метели*.

При продолжительных сильных ветрах и малых запасах рыхлого снега на поверхности может случиться, что в некоторых местах З. р. м. будет снесен весь снег. Образуется фронт сдувания снега, представляющий собой подветренную границу участков, на которых весь снег снесен. С продолжением метели фронт сдувания, а вместе с ним и З. р. м. перемещаются в направлении ветра, захватывая все новые участки, на которых ранее сдувания снега не происходило. Для ровной местности без препятствий скорость перемещения фронта сдувания $U_{сд}$ можно вычислить по формуле [121]:

$$U_{сд} = q / [(h - h_1) \rho \theta],$$

где q — твердый расход снеговетрового потока, h — высота рыхлого и сдуваемого снега, h_1 — высота слоя снега, задерживаемого микро-рельефом, ρ — плотность сдуваемого снега, θ — коэф. снегопереноса, равный от-

ношению количества переносимого снега к количеству выпадающего, при полном сдувании он равен единице. Во время интенсивной метели фронт сдувания снега может продвинуться на десятки и сотни метров, соответственно увеличивается и З. р. м.

В. М. Котляков.

ЗОНА РАЗРЕЖЕНИЯ ЛЬДА. См. *разрежение плавучего льда*.

ЗОНА СЖАТИЯ ЛЬДА. См. *сжатие плавучего льда*.

ЗОНА ТРАНЗИТА ЛАВИНЫ. См. *лавиновый лоток*.

ЗОНА ТРАНЗИТА СЕЛЯ. См. *селевой бассейн*.

ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ.

Участки на ледниках, где интенсивность и ход льдообразования разные, что приводит к неодинаковому строению фирново-ледяной толщи и разной скорости превращения фирна в лед. Являются отражением высотной поясности в ледниковых условиях. В СССР принята система З. л., предложенная в 1955 г. П. А. Шумским [220], давшим названия зонам по преобладающим в них процессам льдообразования. В 1962 г. П. А. Шумским и Е. Н. Цыкиным [228] введена параллельная номенклатура З. л. по структуре верхней толщи и дополнительно выделена зона с малой толщиной промачиваемого фирна над холодным льдом. А. Н. Кренке [114] показал нестационарную природу этой зоны и предложил количественные оценки смены З. л. в пространстве и времени в нестационарных условиях. Г. Н. Голубев [51] выделил дополнительную подзону со стоком из холодного фирна.

За рубежом известны классификации З. л. А. Коурта [311], Ч. Бенсона [240] и Ф. Мюллера [281]. Первая из них основана на опыте изучения ледников Сев. Америки, вторая создана на основе исследований в Гренландии, а третья — на ледниках Канадского Арктического архипелага. Сопоставление всех названных систем З. л. приведено в таблице.

Ниже дается характеристика З. л., принятых в СССР. Буквенные символы, применяемые при характеристике зон: X — годовая сумма осадков; $X_{ж}$ и $X_{т}$ — количества жидких и твердых осадков; m — величина тая-

ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

По П. А. Шумскому	По А. Коурту	По Ч. Бенсону	По Ф. Мюллеру
Снежная зона	Ледники без таяния	Фашии сухого снега	Зона сухого снега
Снежно-фирновая зона	Ледники с поверхностным таянием и последующим замерзанием талых вод	Фашии просачивания	Инфильтрационная зона А (зона просачивания)
Холодная фирновая зона	Ледники с распространением талых вод по всей толще	Фашии пропитывания	Инфильтрационная зона Б (зона снежной слякоти)
Теплая фирновая зона		Водно-фирновая подзона со стоком	Зона наложенного льда
Фирново-ледяная зона			
Зона ледяного питания			
Область абляции		Фашии абляции	

ния; T_x — запас холода в леднике, выраженный эквивалентным слоем воды, которая может замерзнуть за счет этого запаса; M_p , M_n , $M_{рж}$ и M_x — количества рекристаллизационного, инфильтрационного, режеляционного и конжеляционного льда, образующиеся за год; p — объем пор нестывшего остатка снега.

1. Рекристаллизационная (снежная) зона. Здесь $X = M_p$; $X_{ж} + m = 0$. Таяние отсутствует, льдообразование происходит целиком путем оседания и рекристаллизации. Толщина фирна 50—150 м. Нижняя граница, которую Бенсон называет линией сухого снега, соответствует средней летней температуре воздуха около -9°C и средней годовой температуре около -25°C . Распространена во всей внутренней Антарктиде выше 900—1350 м над ур. м., в сев. половине Гренландского ледникового покрова (выше 2000—3000 м) и на высочайших горных пиках (на Памире выше 6200 м).

2. Рекристаллизационно-режеляционная (снежно-фирновая) зона. Здесь $X = M_p + M_{рж}$; $X_{ж} + m \ll p$ и $X_{ж} + m \ll T_x$. Таяние захватывает менее 0,1 отложенного за год снега.

Талая вода целиком замерзает внутри годового слоя, и льдообразование идет в основном путем оседания и рекристаллизации. Толща фирна 20—100 м. Нижнюю границу Бенсон назвал линией насыщения, т. к. на ней происходит промачивание водой всего годового слоя снега. Встречается на периферии Антарктического ледникового покрова (между 500 и 1100 м над ур. м.), в юж. части и на периферии Гренландского ледникового покрова (на высотах 2000—3000 м на Ю и 1000—2000 м на С), на отдельных островных ледниковых покровах и горных пиках (на Памире выше 5800 м).

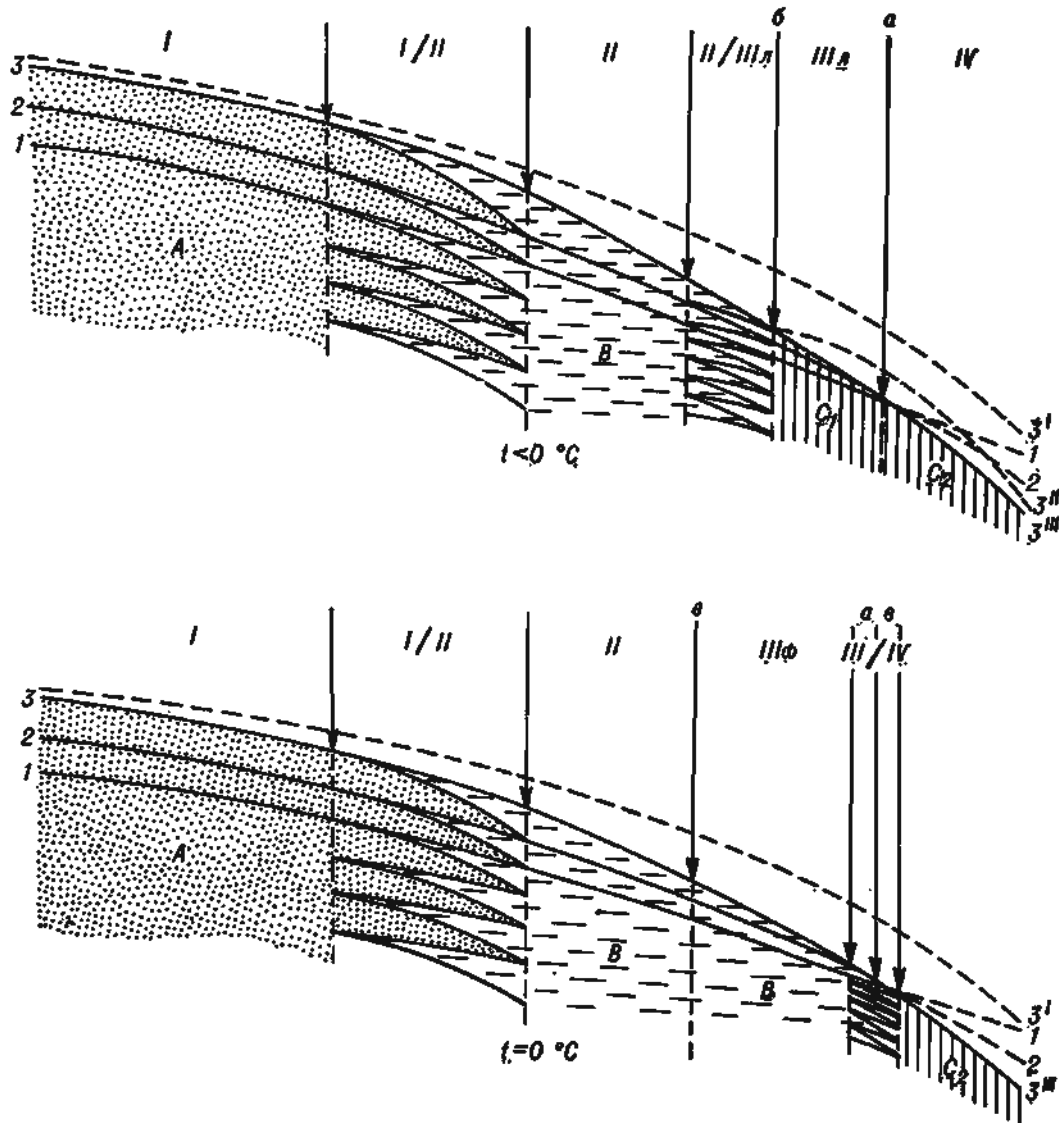
3. Холодная инфильтрационно-рекристаллизационная (холодная фирновая) зона. Здесь $X = M_n + M_p$; $X_{ж} + m < p$ и $X_{ж} + m < T_x$. Талой воды достаточно для водоотдачи из годового слоя. Она идет в нижние слои, где замерзает, а при больших уклонах частично идет в сток (субхолодная подзона). В целом таяние захватывает от 0,1 до 0,5 годовой аккумуляции. Толщина фирна с крупными ледяными прослойками только 10—20 м, температура ледника отрицательна. Льдообразование происхо-

ЗОН — ИДИ

дит на $\frac{2}{3}$ за счет инфильтрации и лишь на $\frac{1}{3}$ за счет оседания и рекристаллизации. Широко распространена в горах с континентальным климатом и на островных ледниковых покровах, а на материковых ледниковых покровах занимает тонкую окраинную полосу.

4. Теплая инфильтрационно-рекристаллизационная (теплая фирно-

вая) зона. Здесь $X \geq M_n + M_p$; $X_{ж} + m \geq T_x$. Запаса холода не хватает для замерзания талой воды, объем которой равен 0,4—0,7 годовой аккумуляции. Происходит интенсивный сток, а льдообразование идет в равной степени за счет инфильтрационного замерзания и оседания с рекристаллизацией. Толщина фирна с тонкими ледяными прослойками 20—



Зоны льдообразования и строение поверхностного слоя стационарного ледника (по П. А. Шумскому) в сухих холодных районах (вверху) и в сравнительно теплых влажных районах (внизу): I — рекристаллизационная зона, II — холодная инфильтрационная, IIIA — инфильтрационно-конжеляционная, IIIФ — теплая инфильтрационная, IV — область абляции. Границы: а — питания, б — фирновая, в — изотермы 0 °C на глубине затухания годовых колебаний температуры. Строение поверхностного слоя: А — снег, рекристаллизационный фирн и лед, В — инфильтрационный фирн и лед, С₁ — наложенный лед, С₂ — глубинный лед. Границы слоев: 1, 2, 3''' — трех последних лет накопления (стаивания — штриховая линия) в конце лета, 3' — наибольшая высота поверхности снега последнего года, 3'' — наибольшая высота поверхности наложенного льда последнего года. Толщина слоев на схеме дана приблизительно; масштаб по вертикали в зонах I—IV различен.

40 м, температура ледника нулевая. Широко распространена в горах и на островных ледниковых покровах с морским ледниковым климатом.

5. Инфильтрационная (фирново-ледяная) зона. Здесь талой воды более 0,5 годового накопления, т. е. объема пор в годовом остатке, но фирн сохраняется за счет накоплений предыдущих лет в вышележащей зоне ледника или в прошлые более холодные и снежные годы. Толщина фирна менее 10 м, часто менее 5 м, льдообразование в основном инфильтрационное. Зона всегда окаймляет снизу другие фирновые зоны или существует самостоятельно вследствие изменений климата в период образования или исчезновения этих зон. Широко распространена в настоящее время, может опуститься ниже границы питания ледника в область абляции в случае большой начальной толщины фирна, значительной скорости движения и больших уклонов льда, в особенности при интенсивной аккумуляции.

6. Инфильтрационно-конжеляционная зона, или зона ледяного питания. Здесь $X > M_n + M_k$ и $m < T_k + X_t$. Все поры годового остатка заполняются инфильтрационным льдом. Таяние превышает 0,5 аккумуляции, запас холода больше нужного для

инфильтрационного замерзания во всем объеме пор годового остатка, льдообразование происходит целиком инфильтрационным путем. Располагается между фирновой линией и границей питания ледника. Зона существует при малых уклонах поверхности, малой аккумуляции, малых скоростях движения льда, т. е. в континентальных ледниковых климатах.

На больших ледниках и ледниковых покровах встречается несколько З. л., образующих закономерные наборы в зависимости от степени континентальности климата.

В. М. Котляков, А. Н. Кренке.
ЗУБОВ Николай Николаевич (1885—1960). Советский океанолог и гляциолог, создатель и руководитель кафедры океанологии МГУ. Руководитель экспедиций на Новую Землю, вокруг Земли Франца-Иосифа и высокоширотной 1935 г. на пароходе „Садко“. Занимался исследованиями морских льдов, выдвинул и разработал проблему ледовых прогнозов в арктических морях [77, 78], предложил первую модель температурного поля в ледниковых покровах.

ЗУБЧАТОЕ НАСЛОЕНИЕ ЛЬДА.

См. *наслоение льда*.

ЗЫРЯНСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.



ИГЛА. См. *классификация снежинок*.

ИГЛУ. См. *сооружения из снега*.

ИГОЛЬЧАТЫЙ ЛЕД (син. *ледяная трава, ледяные стебельки*). Приповерхностные образования *сегрегационного льда* до 10—12 см в виде отдельных или групп вертикально удлиненных столбчатых кристаллов под тонким слоем дернины, грунта, камней (до размера гальки), имеющих высоту И. л. Наличие И. л. — одно из условий проявления таких склоновых процессов, как криогенный крип, или десерпция, и формирования различных видов криоструктурного микро рельефа (каменных многоугольников, колец, полос и др.). *В. Р. Алексеев.*
ИДИОМОРФИЗМ ЛЬДА. Способ-

ность льда принимать при кристаллизации из воды или водяного пара, а также в процессе метаморфизма кристаллографические очертания, которые соответствуют типу его пространственной решетки: форму гексагональных звездочек, призм, пирамид и т. д. Идиоморфные кристаллы наиболее характерны для льда сублимационного происхождения, который образуется при низких температурах в облаках, на стенках пещер или ледниковых трещин. Они сохраняются в пушистом снегу и образуются в процессе диагенеза старого снега. Идиоморфизм также характерен для первых кристаллов, возникающих в переохлажденных движущихся потоках.

М. Г. Гросвальд.

ИЗБЫТОЧНОЕ ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ. См. *льдообразование в горных породах.*

ИЗЛУЧАТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ СНЕГА. См. *радиационные свойства снега.*

ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ В ЛЕДЯНЫХ ПОРОДАХ. Измерение доли жидкой воды в толще снега, фирна или льда. В снегу и фирне, где влажность достигает нескольких процентов, она может быть определена калориметрированием по затратам тепла на таяние образца ледяной породы с известной массой, центрифугированием воды, по диэлектрической проницаемости при таких частотах, когда эта проницаемость мало зависит от формы включений воды, но сильно зависит от ее количества. Во льду, влажность которого обычно составляет доли процента, все перечисленные методы неприменимы из-за недостаточной точности. Перспективно применение метода ядерно-магнитного резонанса (ЯМР), учитывающего соотношения подвижных (жидких) и малоподвижных (связанных в кристаллах льда) молекул. *А. Н. Кренке.*

ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕГА И ЛЬДА. Измерения температуры в снежной толще и в ледниках выполнялись с начала XIX в. ртутными термометрами. В 1935 г. Х. Свердруп на Шпицбергене использовал термопары, в 1947 г. Г. А. Авсюк на Тянь-Шане применил медные и платиновые термометры сопротивления, в 1950 г. У. Уорд на Баффиновой Земле, а в 1955 г. Е. Н. Цыкин на Земле Франца-Иосифа использовали термисторы. Примененная в СССР марка термистора ММТ-4 имеет температурный коэф. 3—6 % на 1 °C — сопротивление, намного превышающее сопротивление проводов, что позволяет иметь расстояние к регистратору до 2 км и стабильность после предварительного старения и отбраковки в пределах $\pm 0,03$ °C в год. В настоящее время применяются новые марки термисторов, но их выбор не унифицирован. Термисторы изготавливаются в виде точечных шариков, покрытых двойной (эластичной и жесткой) эпоксидной изоляцией, для вмораживания в лед на косах проводов при стационарных из-

мерениях либо в виде переносных термозондов — забивных конических или прижимных лепестковых.

Для грубых измерений в верхних 10—15 м возможно применение залегиваемых ртутных почвенно-глубинных термометров. В более глубоких скважинах обязательно применение электротермометров, с помощью которых проводится термометрия скважин. Она требует учета времени восстановления температурного режима, нарушенного при бурении. Помимо измерения в глубоких скважинах, на ледоразделе и вниз по линии движения льда проводятся **термометрические съемки ледников** до нижней границы активного слоя, выявляющие влияние на температуру ледника типов льдообразования, близости потоков талой воды и пр. Термометрические съемки могут быть выполнены с помощью ручного бурения.

В снежном покрове применяются термометры сопротивления, термопары и ртутные термометры в шурфах для измерений температурного градиента, от которого зависит темп метаморфизма снежной толщи и устойчивость снега на склоне, т. е. возможность схода лавин. В настоящее время разрабатываются методы оценки температуры ледников по условиям прохождения и отражения радиолучей и по скорости замерзания воды в скважинах. *А. Н. Кренке.*

ИЗМОРОЗЬ. Рыхлые отложения ледяных кристаллов, покрывающие ветви деревьев, провода, выступы предметов при тумане в морозную погоду (см. фото IX. 16). В отличие от *иней*, И. осаждается гл. обр. на вертикальных и наклонных, преимущественно нитевидных предметах; при ветре она сильнее образуется с наветренной стороны. При намерзании капель переохлажденного тумана возникает **зернистая И.**; при сублимации водяного пара в тумане или густой дымке образуется **кристаллическая И.**; если же она формируется в сильном морозе при отсутствии тумана, то И. называется **сибирской**.

Кристаллическая И. состоит из кристаллов льда, нарастающих гл. обр. на наветренной стороне при слабом ветре и температуре ниже —15 °C. Она легко осыпается при

встряивании. Длина кристаллов обычно не превышает 1 см, но может достигать и нескольких см. Зернистая И. — снеговидный, рыхлый лед, нарастающий с наветренной стороны предметов в туманную, преимущественно ветреную погоду, особенно в горах. Она имеет аморфное строение и по структуре занимает промежуточное положение между гололедом и кристаллической И. От гололеда отличается снежно-белым цветом и меньшей плотностью (100—400 кг/м³). При плотности около 400 кг/м³ зернистая И. напоминает гололед: осадок принимает стекловидную форму, но крошится при изломе. Иногда наблюдается попеременное (послойное) образование гололеда и И. или И. зернистой и кристаллической. Такие отложения называют сложными; они образуются при чередовании отложений крупных и мелких капель переохлажденного дождя, мороси, тумана. Значительная часть И. входит в состав снежного покрова, однако в некоторых случаях она образуется за счет сублимации влаги, поступающей из снежного покрова. Под тяжестью И. нередко рвутся провода и обламываются ветви деревьев.

В. М. Котляков.

ИЗОБАЗЫ. Линии на географической карте, соединяющие пункты, которые испытали за некоторый определенный период времени вертикальное перемещение одинаковой величины и знака (направления). Особенно широко применяются в четвертичной геологии и палеогляциологии для показа последледниковых гляциоизостатических движений земной коры. Материалом для построения И. обычно служат результаты измерений высот морских и озерных террас и определений их абсолютного возраста (варвохронологическим, радиоуглеродным и другими методами), а также наблюдения за продольными наклонами береговых линий. Карты И. последледникового поднятия, методика составления которых разработана шведскими исследователями, сыграли большую роль в реконструкции границ и мощностей льда последнего оледенения Скандинавии и Канады, а в последние десятилетия — арктических континентальных шельфов Евразии и Сев. Америки.

М. Г. Гросвальд.

ИЗОБАРИЧЕСКИЙ ДРЕЙФ ЛЬДА. См. дрейф льда.

ИЗОБАРИЧЕСКИЙ КОЭФФИЦИЕНТ. Параметр k в формуле Н. Н. Зубова [78] $U = k\Delta P/\Delta n$, позволяющей рассчитывать скорость дрейфа льда U в зависимости от градиента атмосферного давления $\Delta P/\Delta n$. Предполагается, что вдали от искажающего влияния берегов направление дрейфа льда в среднем соответствует направлению изобар. Для Арктического бассейна И. к. увеличивается с 95 в феврале — марте до 170 в июле — августе.

Н. В. Волков.

ИЗОГЛЯЦИГИПСЫ. Линии равных высот границы оледенения (предела или порога оледенения), полученной методом вершин. Термин предложен в 1933 г. Х. Альманом.

ИЗОЛИРУЮЩИЕ СНЕГОЗАЩИТНЫЕ СООРУЖЕНИЯ. Сооружения, полностью закрывающие ограждаемый объект от попадания на него снега как при метелях, так и при снегопадах, — арочные, балочно-консольные железобетонные галереи и др. Строятся на горных дорогах, когда другие средства не эффективны. В настоящее время разрабатываются проекты создания легких И. с. с. из гофрированной стали.

А. К. Дюнин.

ИЗОМОРФНЫЕ ЛЬДУ РЕАГЕНТЫ.

Реагенты, играющие при засеве их в облаке роль искусственных ядер кристаллизации. К группе веществ, имеющих сходную со льдом кристаллическую структуру и размеры элементарных ячеек, относятся йодистое серебро AgJ , йодистый свинец PbJ_2 и др. Размеры ячейки AgJ 4,6–7,5 Å, PbJ_2 4,5–6,7 Å, льда 4,5–7,3 Å. В облаке на частицах AgJ и PbJ_2 либо кристаллизуются капли, либо сублимируется пар. Для введения реагентов в облака используются наземные, самолетные или включаемые в заданное время ракетные генераторы. Генераторами реагентов обычно служат керосиновые, пропановые, водородные горелки, в пламени которых под давлением расплавляется раствор реагента (для AgJ — 2 %-ный раствор в ацетоне). Самолетный генератор выделяет из 1 г AgJ 10^{14} частиц радиусом в 0,01–0,05 мкм. Пиротехнические составы с PbJ_2 обеспечивают выход $(2 \div 4) \cdot 10^{12}$ частиц на 1 г PbJ_2 . Применение наземных генераторов ограничивается снижением активности реагентов под действием света на порядок за 1 ч.

А. Н. Кренке.

ИЗОТАХИ СКОРОСТЕЙ ЛЬДА. Линии, соединяющие точки с равными значениями модулей векторов скорости движения льда. В объеме ледника такие точки объединены изотактическими поверхностями. Изотаксы отмечают пересечение этих поверхностей с поверхностью ледника или другим его срезом.

ИЗОТЕРМИЧЕСКИЙ ЛЕДНИК. См. *теплый ледник*.

ИЗОТЕРМИЧЕСКИЙ СЛОЙ ЛЬДА. См. *теплообмен во льду*.

ИЗОТОПНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ. Отрасль гляциологии, изучающая химический, газовый, пылевой и изотопный состав снежно-ледовых образований, изменчивость этого состава во времени, его взаимосвязи с внешней средой. В основе И. и г. г. лежит использование изотопных и геохимических методов изучения снега и льда, прежде всего полученного из глубоких ледниковых скважин. Анализ изотопного и газового содержания снега и льда дает информацию об условиях среды в период их формирования, о процессах в фирново-ледяной толще, составе осадков и древней атмосфере. Сезонные, межгодовые и вековые вариации стабильных изотопов кислорода и дейтерия, микрочастиц и концентраций ряда химических элементов, сохраняющиеся даже в глубоких слоях ледников, несут важную палеоклиматическую информацию. С помощью изотопной геохронологии может быть определен возраст льда.

Изотопно-геохимический анализ помогает в изучении настоящих и прошлых скоростей питания ледников, динамики льда, баланса массы ледников, процессов таяния, фильтрации талых вод и ледникового стока. Особенно важно это для изучения высокополярных ледниковых покровов, содержащих непрерывную и детальную информацию о природных условиях прошлого. Изотопный, химический и газовый состав ледников, наряду с содержащимися в них микрочастицами пыли, способствует выяснению закономерностей переноса влаги, солей и аэрозолей в атмосфере Земли и оценке природных и антропогенных примесей, что имеет особое значение в проблеме мониторинга

природной среды и прогноза ее будущего развития.

Начало И. и г. г. относится к 50-м годам XX в., когда В. Дансгор и С. Элстейн начали исследовать вариации изотопов кислорода и водорода в снеге и льду как индикаторов палеотемператур конденсации осадков, а Х. Эшгер сделал первые попытки определить содержание трития в ледниках. В 60-х годах стали широко применять датирование снежно-фирновой толщи по измерению общей β -активности в слоях. Резким толчком к развитию И. и г. г. послужило успешное внедрение в конце 50-х годов техники глубокого кернового бурения льда. На базе изучения глубинного ледяного керна были развиты методы анализа газового содержания льда, а французские ученые во главе с К. Лорнусом в начале 70-х годов предложили метод вычисления абсолютной высоты первичного места формирования льда по известному объему пор при переходе фирна в лед. В эти же годы в Дании была разработана методика исследования микрочастиц в толще ледников.

В настоящее время серьезные работы по И. и г. г. ведутся в лабораториях Дании, Франции, Швейцарии, США, Бельгии, ФРГ, Австрии, Канады, Австралии, Японии. В Советском Союзе изотопно-геохимические исследования снега и льда проводятся в Москве, Таллине и Ленинграде. Лит. [108].

ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ЛЬДА. Метод исследования строения, свойств и истории формирования льда путем изучения его изотопного состава в образцах с поверхности и в кернах из ледниковых скважин. Исследуются стабильные изотопы кислорода ^{18}O и водорода ^2H , естественные радиоактивные изотопы ^3H , ^{10}Be , ^{14}C , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{53}Mn , ^{81}Kr , ^{210}Pb и искусственные радиоактивные изотопы, образованные в результате термоядерных испытаний, гл. обр. ^{90}Sr и ^{137}Cs . И. а. л. позволяет провести датирование льда, определение прошлых скоростей питания и температур, характера движения льда. Это один из важнейших методов изотопной и геохимической гляциологии.

В. М. Котляков.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЛЬДА. Содержание стабильных и радиоактивных изотопов в толще льда, обусловленное естественными и антропогенными процессами. В состав молекул воды, а следовательно, и льда, входят стабильные изотопы ^2H , ^{17}O и ^{18}O , содержание которых по отношению к наиболее распространенным изотопам H и ^{16}O составляет: $^2\text{H} - 1,38 \cdot 10^{-4}$, $^{17}\text{O} - 4,2 \cdot 10^{-4}$ и $^{18}\text{O} - 19,8 \cdot 10^{-4}$. При исследованиях льда принимают во внимание отношения $^2\text{H}/\text{H}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, выражая их величиной δ в промилле (‰) в сравнении со „стандартом средней океанической воды“ (SMOW).

Содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода во льду присущи временные и пространственные вариации, обусловленные изменчивыми условиями окружающей среды. Главные среди них — сезонные и долгопериодические колебания, связанные с изменением климата. Основным фактором, вызывающим эти изменения, служит температура конденсации осадков. Географическим выражением температурной зависимости вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ являются широтный, высотный и континентальный эффекты. Низкие температуры образования осадков приводят к низким значениям δ и наоборот, а увеличение широты, высоты выпадения осадков и расстояния от источника влаги вызывает уменьшение значений δ .

В процессе метаморфизма снега и льда первоначальный И. с. л. претерпевает сильные изменения; происходит изотопная гомогенизация, постепенно стирающая сезонные различия изотопного состава слоев. В отсутствии таяния быстрота этого процесса обратно пропорциональна скорости питания ледника. Внутрисезонные колебания $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ обычно быстро исчезают, а сезонные вариации в благоприятных условиях на полярных ледниках могут быть обнаружены на протяжении последних нескольких тысяч лет. Долгопериодические изменения содержания стабильных изотопов в ледниках могут служить инструментом при изучении прошлого природной среды.

В ледниковом льду всегда присутствуют естественные радиоактивные изотопы: тритий ^3H входит в состав молекул воды, ^{14}C , ^{39}Ar , ^{81}Kr , ^{85}Kr входят в состав газов, другие

элементы содержатся в частицах и растворимых примесях. Периоды полураспада основных радиоактивных изотопов во льду таковы (в годах): $^{85}\text{Kr} - 10,4$; $^3\text{H} - 12,3$; $^{210}\text{Pb} - 21,4$; $^{39}\text{Ar} - 270$; $^{32}\text{Si} - \text{около } 330$; $^{14}\text{C} - 5730$; $^{59}\text{Ni} - 8 \cdot 10^4$; $^{81}\text{Kr} - 2,1 \cdot 10^5$; $^{26}\text{Al} - 7,4 \cdot 10^5$; $^{53}\text{Mn} - 3,7 \cdot 10^6$. Многие из этих изотопов перспективны для определения абс. возраста льда. С этой целью уже успешно применяются изотопы ^{210}Pb , ^{32}Si и ^{14}C .

В верхней части фирново-ледяной толщи распространены искусственные радиоактивные изотопы, образованные термоядерными взрывами. Главными среди них являются изотопы ^3H , ^{90}Sr и ^{137}Cs , используемые для нахождения в ледниковой толще реперных горизонтов повышенной радиоактивности, связанных с термоядерными испытаниями в атмосфере: 1953—1954 и 1961—1963 гг. для сев. полушария, 1955 и 1965 гг. для южного. Физико-химические процессы, протекающие в теплых ледниках, непрерывно изменяют концентрацию радиоактивных изотопов, тогда как в полярных ледниковых покровах их концентрация более устойчива и может быть использована при детальных анализах ледяного керна. Лит. [108].

В. М. Котляков.
ИЗОХИОНЫ. Линии равной высоты снеговой линии. Однако по сравнению со снеговой линией более информативна граница питания ледников, которая обычно и показывается на картах. Поэтому в настоящее время И. чаще называют линии равной высоты границы питания.

ИЗОХРОННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ Ледниковая поверхность единого времени образования, рассматриваемая в любой последующий момент времени. Она объединяет точки со льдом, происходящим из слоя аккумуляции одного возраста. Абс. скорость И. п. равна скорости ее перемещения за счет движения льда. И. п. погребены льдом последующих лет аккумуляции и в области питания располагаются под углом к поверхности ледника. В области абляции И. п. пересекаются поверхностью ледника. И. п. начала балансового года, от которой в текущем году ведется отсчет аккумуляции и абляции, называется *летней поверхностью*.

В. М. Котляков.
ИЗОХРОНЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ. Линии, соединяющие на географиче-

ской карте места, характеризующиеся одновременными сроками *замерзания* или *вскрытия рек и водоемов*. Карты И. л. я. служат климатическими картами сроков наступления этих явлений. На картах СССР распределение средних многолетних сроков осеннего ледохода, ледостава, весеннего ледохода на реках характеризуется широтной направленностью изохрон в пределах Вост. Сибири и небольшим отклонением в районе Приморского края. И. л. я. отклоняются от широтного направления в Зап. Сибири, а в Европейской части СССР они идут с ЮВ на СЗ. Различие в распределении сроков начала ледостава в Азиатской и Европейской частях СССР наиболее резко проявляется на картах поздних и сглаживается на картах ранних сроков замерзания, где изохроны располагаются почти по широте. На картах ранних сроков вскрытия, наоборот, отмечается заметное отклонение изолиний от широтного направления не только в Европейской части СССР, но и в районах Зап. Сибири и Дальнего Востока. В пределах Вост. Сибири направление изохрон остается близким к широтному. На картах поздних сроков вскрытия изохроны вытянуты по широте на всей территории СССР. В этом проявляется влияние асимметрии распределения сроков ледовых явлений в областях морского климата. В Сев. Америке изохроны средних сроков ледовых явлений также преимущественно имеют широтное направление, резко нарушаемое вдоль зап. побережья континента, где они почти параллельны этому побережью.

Р. В. Донченко.

ИЛЛИНОЙСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

ИМПУЛЬСНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА СНЕГ. Воздействие на снег сейсмических толчков и взрывов. При импульсном воздействии создаются благоприятные условия для разрушения структуры снега. Механическое давление, испытываемое снегом при взрыве, обратно пропорционально кубическому корню из расстояния до эпицентра взрыва. Вблизи от эпицентра снег интенсивно тает и испаряется. По М. Меллору, при взрыве килотон-

ного атомного заряда над снежным покровом может быть испарено до 500 т снега. Снег как система ослабляет ударную волну быстрее, чем составляющие его компоненты порознь. Поэтому взрывы над снежным покровом имеют большую дальность действия. При таком взрыве в снежном покрове образуются воронки с тремя зонами разрушения: 1) полного разрушения, 2) раздавливания, 3) трещин и сдвигов. Если заряд погружен в снег, то при одной и той же величине заряда размеры воронки увеличиваются с его заглублением до некоторого предела, когда вся энергия затрачивается на деформации внутри снежного покрова без нарушений его поверхности.

И. в. н. с. может способствовать сходу лавин как в результате прямого воздействия на лавиноактивный склон, так и вследствие вызванного им сотрясения соседних склонов. Импульсные воздействия используются для профилактических сбросов лавин, снежных карнизов, для ликвидации опасных снежных мостов, прикрывающих трещины на ледниках, в строительных целях. Лит. [60, 134, 278].

А. К. Дюнин.

ИНДЕКС АКТИВНОСТИ ЛЕДНИКА. См. *энергия оледенения*.

ИНДИКАТОРНАЯ ПЛОЩАДКА. Участок на поверхности наледи размером 20×20, 50×50 или 100×100 м с закрепленными точками наблюдений, расположенными в углах прямоугольной сетки с шагом 5, 10 или 20 м. Используется в теплое время года для измерения интенсивности стайвания льда за короткие интервалы времени. Измерения высоты закрепленных точек производятся с помощью нивелира или теодолита. При использовании подобных И. п. на ледниках обязателен контроль по рейкам для того, чтобы исключить изменения высоты поверхности льда за счет его движения. *В. Р. Алексеев.*

ИНДИКАТОРНЫЙ ТВЕРДОМЕР. См. *твердомер*.

ИНДИКАТОРЫ ПАДЕНИЯ СНЕЖИНОК. Приборы для определения скоростей падения снежинок в лабораторных и естественных условиях. С этой целью используется киносъемка, стробоскопическая съемка

через равные интервалы времени перед черным экраном, специальные приборы с равномерно вращающимися дисками, покрытыми радомпином.

ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ СВЕТА ВО ЛЬДУ. См. *оптические свойства льда*.

ИНДИКАТРИСА ЯРКОСТИ СНЕГА. См. *оптические свойства снега*.

ИНДИКАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Признаки, по которым можно судить об условиях формирования снежного покрова, особенностях погоды зимой, загрязнении окружающей среды и пр. И. с. с. проявляются в его кристалломорфологии, микрорельефе снежного покрова, текстуре, слоистости, запыленности, изотопном составе снега. Кристалломорфология снега, отражающая историю его метаморфизма, обнаруживает ландшафтно-индикационные свойства, зависит от температурно-влажностного режима зимы [95]. Типы микрорельефа снежного покрова удовлетворительно согласуются с ветровым режимом предшествовавших метелей. Составлена шкала оценки скоростей и направления сильнейших метелей по снежному микрорельефу. Слоистость снежного покрова отражает периоды снегопадов. По запыленности снега можно судить о загрязнении атмосферы даже на больших расстояниях от источников загрязнения. Изотопный анализ снега дает информацию о средних температурах снегопадов.

А. К. Дюнин.

ИНДИКАЦИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ЛЕДНИКАХ. Восстановление химического состава атмосферы прошлых лет по химическому составу снега, фирна и льда в ледниках. К числу наиболее важных загрязнителей атмосферы относятся: сернистый газ, окись углерода, углекислый газ, окись азота, ртуть, свинец, кадмий. Анализ ледникового льда позволяет получить химический состав атмосферы, соответствующий времени отложения данного слоя на леднике. В то же время газовый состав льда в леднике соответствует моменту замыкания пор во льду, что на холодных полярных ледниках происходит через сотни и тысячи лет после отложения снега на ледниковой поверхности. В холодных ледниках доказана адекватность химического состава отложенного снега и аэрозолей атмосферы; здесь следует иметь

в виду лишь горизонтальную адвекцию льда по линиям тока. В теплых ледниках с фазовыми переходами изменение химического состава ледника от слоя к слою может быть связано не столько с изменениями в атмосфере, сколько с процессами деминерализации в самом леднике. В материковых ледниковых покровах решающую роль играют глобальные источники загрязнения, а в горных ледниках наряду с этим велика роль региональных источников.

А. Н. Кренке.

ИНЕЕВЫЕ ЦВЕТЫ. См. *инея*.

ИНЕЯ. Тонкий неравномерный слой кристаллического льда, образующийся путем сублимации водяного пара из воздуха на поверхности почвы, травы, снежного покрова и на верхних поверхностях предметов в результате их радиационного охлаждения до отрицательных температур, более низких, чем температура воздуха. Кристаллы И. при слабых морозах имеют форму шестиугольных призм, при умеренных — пластинок, при сильных — тупоконечных игл. Наиболее благоприятными для образования И. являются ясные тихие ночи и шероховатые поверхности тел, обладающих малой температуропроводностью. Сильный ветер препятствует образованию инея, но слабый ветер, приводящий в соприкосновение с холодной поверхностью все новые массы влажного воздуха, способствует его образованию. В народе и художественной литературе *кристаллическую изморозь* часто называют И. Чтобы не путать эти понятия, следует помнить, что И. на нитевидных поверхностях не образуется. Для отложений сублимационного льда, вызванных радиационным охлаждением поверхности ниже 0°C и ниже температуры воздуха, А. Д. Заморский [71] предложил название *радиационный И.*, по существу являющееся синонимом И. Особым видом И. служат *инеевые цветы* — отложение мелких кристаллов льда, группирующихся пятнами, напоминающими по форме листья или цветы. Они образуются на теплой почве при резком похолодании после длительного потепления, преимущественно осенью. Чаще всего они возникают на рыхлой обнаженной почве и вообще в местах выхода теплого почвенного воздуха, а также на ледяном покрове водоемов вдоль тре-

щин и полыней. Отложения И. формируются очень часто и входят в состав снежного покрова.

В. М. Котляков.

ИНЕРЦИЯ СОХРАНЕНИЯ ЛЕДНИКА. Замедленная реакция ледника на неблагоприятные изменения климата, его способность к длительному сохранению размеров (площади, объема), не соответствующих изменившимся условиям аккумуляции и абляции. Одна из главных причин И. с. л. состоит в низких абс. скоростях субэдральной абляции, в связи с чем сокращение ледников, особенно больших, не успевает за изменениями климата. Это отставание заметно усиливается в условиях неблагоприятной для таяния экспозиции, на покрытых абляционной мореной языках, а также на массивных ледниковых образованиях, имеющих малую поверхность относительно объема. По некоторым расчетам, исходящим из количества энергии, поступавшей к позднеледниковым ледниковым покровам умеренных широт через атмосферу, скорость абляции этих покровов была недостаточна для их полного таяния за те 10 тыс. лет, которые „отведены” для этого геохронологией позднеледникового времени. Предполагается, что в данном случае И. с. л. была преодолена благодаря массовым сбросам наземного льда в окружающие моря (позднеледниковым сёрдхам) и ускорению его таяния за счет океанских источников энергии.

Другая причина И. с. л. заключается в том, что образование ледников приводит к существенному изменению рельефа и теплофизических характеристик земной поверхности, способствующему усилению снегопадов и снижению таяния [195]. Поэтому значительная часть современных ледников, в т. ч. многие ледниковые щиты и купола Арктики, которые устойчиво существуют в настоящее время и испытывают колебания в соответствии с климатом, не могла бы заново возникнуть в современных условиях.

М. Г. Гросвальд.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ. Отрасль гляциологии, изыскивающая принципы, методы и средства для использования полезных и борьбы с

вредным влиянием нивально-гляциальных процессов на человеческую деятельность. Представляет собой связующее звено между общей гляциологией, комплексом технических наук и хозяйственной деятельностью людей. Главные задачи И. г. заключаются в нахождении новых путей и способов целенаправленного воздействия на гляциальную среду, в изучении влияния этой среды на хозяйственные объекты и в установлении географических закономерностей того и другого. Объектами И. г. служат снежный покров, снежники, ледники, льды водоемов и водотоков, подземные льды и наледи, антропогенные массивы снега и льда. Разработки И. г. исходят из трех принципов — механического, теплофизического, химического, а также их сочетания. К И. г. примыкают *ледотехника* и *снеготехника*.

Проблемы И. г. особенно активно разрабатываются с середины XX в. За рубежом они широко исследуются в США, Японии, Канаде, Швеции, Швейцарии, Франции, Китае и др. В СССР вопросы И. г. изучаются в Москве, Ленинграде, Ташкенте, Новосибирске, Якутске, Кировске. Лит. [23, 81, 111].

В. М. Котляков.

ИНКЛИНОМЕТРИЯ ЛЕДНИКОВЫХ СКВАЖИН. Измерение угла и азимута искривления скважин в ледниках при помощи инклинометра, фиксирующего углы и азимут отклонения скважины от вертикали по смещению указателей на реохордах. Диаметр применяемого инклинометра ИК-2 — 58 мм. В результате измерений вычерчивается проекция скважины на горизонтальную и вертикальную плоскости. Повторная инклинометрия позволяет измерить деформацию и скорости движения льда во внутренних слоях ледника.

ИНСОЛЯЦИОННАЯ ЛАВИНА. Предложенное В. Н. Аккуратовым название лавин, возникающих в результате таяния снега при радиационных оттепелях на склонах юж. экспозиции. См. *генетическая классификация лавин*.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ПЕРЕНОСА СНЕГА. См. *твердый расход снеговетрового потока*.

ИНТЕРГЛЯЦИАЛЫ. См. *межледниковые эпохи*.

ИНТЕРСТАДИАЛЫ (син. *межстадиальные интервалы*). См. *межледниковые эпохи*.

ИНТРУЗИВНЫЙ ЛЕД. См. *инъекционный лед*.

ИНФИЛЬТРАЦИОННАЯ ЗОНА (син. *фирново-ледяная зона*). См. *зоны льдообразования*.

ИНФИЛЬТРАЦИОННОЕ УПЛОТНЕНИЕ СНЕГА. См. *уплотнение снежного покрова*.

ИНФИЛЬТРАЦИОННО-КОНЖЕЛЯЦИОННАЯ ЗОНА (син. *ледяная зона*). См. *зоны льдообразования*.

ИНФИЛЬТРАЦИОННО-КОНЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД. Разновидность льда, формирующегося при замерзании талой или дождевой воды, поступающей в снежный покров, когда количество воды превышает объем пор тающего снега. Наиболее ярким примером И.-к. л. может служить *наложенный лед*.

ИНФИЛЬТРАЦИОННО - РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ ЛЕД. Разновидность льда, формирующегося в глубинных слоях центральных частей областей питания горных ледников и полярных ледниковых покровов в результате инфильтрационного уплотнения и роста зерен, оседания и парагенетической перекристаллизации.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЙ ЛЕД. Тип льда, формирующегося в результате инфильтрации в снег и фирн талой или дождевой воды с последующим ее замерзанием. В зависимости от температуры и соотношения объема воды и вмещающего ее фирна или снега образуются разновидности И. л., отличающиеся размерами, формой и ориентировкой кристаллов льда (см. *классификацию природных льдов*).

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЙ ФИРН. См. *фирн*.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В ЛЕД. Проникновение воды в толщу льда по порам („венам“) между кристаллами льда. Из-за наличия пузырьков воздуха в порах, деформации и рекристаллизации льда ледник в целом практически водонепроницаем. Исключение составляет радиационная *кора таяния*, в которую вода просачивается на глубину до 15 см в чистом льду, до 10 см в слабо загрязненном и до 5 см в значительно загрязненном. Опыты с красителями свидетель-

ствуют об инфильтрации в лед не глубже 20 см.

А. Н. Кренке.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В СНЕГ. Начальная стадия просачивания воды в снежный покров, когда вода поступает в заполненные воздухом поры в основном под действием капиллярных сил.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В ФИРН. Просачивание воды в толщу фирна по порам. Глубина инфильтрации определяется количеством талой и дождевой воды и мощностью фирна. Если ежегодный объем воды превышает сумму запаса холода, пересчитанного в объем замерзающей воды и вододерживающую способность (4—5 %) колонки фирна, то толща фирна промачивается полностью, в противном случае происходит лишь частичное промачивание — вода проникает только в верхние слои и несколько глубже в отдельные водопроницаемые вертикальные жилы. Средняя скорость инфильтрации в холодной фирновой зоне льдообразования равна 5—6 см/сут, в теплой фирновой зоне 15—20 см/сут. Опыты и балансовые оценки показывают, что при таянии на поверхности с интенсивностью 2 мм/ч скорость впитывания превосходит скорость таяния, лишь 3—6 % сечения пор занято эффективным потоком воды вниз, около 15—20 % сечения пор занято застойной водой (капиллярная вода в тонких порах, пленка смачивания на стенках широких пор, тупиковые каналы, защемленная вода) и до 75 % сечения пор остается свободным от воды [116]. Скорость фильтрации воды в уже промоченной фирновой толще составляет 20—40 см/ч, что соответствует коэф. фильтрации фирновой толщи $5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-4}$ м/с. Тот же коэф. фильтрации получен путем откачки воды из линзы над ледяным водопором, подстилающим фирн [290].

А. Н. Кренке.

ИНЪЕКЦИОННОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ. См. *льдообразование в горных породах*.

ИНЪЕКЦИОННО-НАЛЕДНЫЙ ЛЕД. Пласты, линзы и прослои конжеляционного льда массивной структуры, сформировавшиеся при напорном внедрении воды между слоями наледного льда. Образуется при промерзании внутриналедных вод, ледяных бугров пучения, небольших озерков на поверхности наледей или

льда другого происхождения. Массивы И.-н. л. достигают 50 м в длину и 1—2 м в толщину.

ИНЪЕКЦИОННЫЙ ЛЕД (син. *интрузивный лед*). Внутригрунтовый подземный лед, образовавшийся при кристаллизации свободных подземных вод, внедрившихся под напором извне. Образует залежи пластовой линзовидной, штоковой формы, реже проявляется в виде шлиров (см. фото IX.17). См. *классификацию подземных льдов*.

ИОСИДА (Yosida) Дзунго (род. 1908). Японский физик, специалист по физико-механическим свойствам снега. С 1938 г. работает вместе с У. Накайя в Хоккайдском университете, с 1943 г., после организации в Саппоро Института низких температур — в этом институте, с 1953 г. его директор. Исследовал электрические свойства выпадающих снежных кристаллов, физические свойства отложенного снега, механические свойства снежных лавин.

ИСКАПАЕМАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. См. *погребенная ледяная жила*.

ИСКАПАЕМАЯ НАЛЕДЬ. Массив наледного льда, сформировавшийся в прежние климатические эпохи. Может быть собственно подземным, образовавшимся в крупных полостях горных пород, и погребенным толщами рыхлых отложений во время прохождения горных обвалов, селевых паводков и оползней.

ИСКАПАЕМЫЙ ЛЕД (уст.). Крупные массивы подземного льда (ледникового, повторножильного, инъекционного), сформировавшегося в прежние климатические эпохи. Термин употреблялся в XIX и начале XX в. исследователями, работавшими в Сибири, Канаде и на Аляске.

ИСКРИСТОСТЬ СНЕГА. См. *оптические свойства снега*.

ИСКУССТВЕННАЯ НАЛЕДЬ. Наледь, созданная деятельностью человека. Послойное намораживание в этом случае является следствием трех основных причин: 1) нарушения естественного режима поверхностных и подземных вод, 2) сознательного или аварийного сброса воды из водопроводных систем и хранилищ, 3) искусственного намораживания воды на специальных площадках или устрой-

ствах. Первые две группы причин обуславливают формирование техногенных наледей. Их развитие связано с прокладкой железных и автомобильных дорог, строительством трубопроводов, углублением или спрямлением русел рек, снятием или уплотнением почвенно-растительного и снежного покрова, бурением скважин, устройством карьеров, выемок и туннелей, попусками из водохранилищ, утечкой воды из водопроводных и канализационных труб и пр. Техногенные наледы обычно возникают внезапно и приносят большой вред хозяйству. В ряде случаев И.н. создаются по воле человека в целях их рационального использования, при этом бывает послойное, брызговое или смешанное намораживание воды. Такие наледы создаются для регулирования стока рек, защиты грунтов от промерзания, увлажнения сельскохозяйственных угодий, при решении ряда транспортных, водохозяйственных и технических проблем.

В. Р. Алексеев.

ИСКУССТВЕННОЕ ВЫЗЫВАНИЕ ОСАДКОВ. Воздействия на конвективные или слоистые облака с целью вызвать из них осадки для предотвращения градобитий, локального рассеяния тумана или облачности (например, над аэродромами), гашения лесных пожаров, улучшения водного баланса гидрологических бассейнов. Предотвращение градобитий может быть достигнуто за счет выпадения осадков прежде достижения градинами критических размеров. Мелкие градины остаются взвешенными в облаке или тают на пути к земле.

Исследования возможности предупреждения града обстрелом облаков для своевременного выпадения из них осадков начаты в XIX в. в Европе, а с 1921 г. в СССР (работы В. И. Виткевича и Б. П. Вейнберга). Искусственный дождь при помощи сброса твердой углекислоты с самолета вызвал в 1931 г. голландец Фераарт. В СССР работы продолжены под руководством В. Н. Оболенского, Е. К. Федорова, Г. К. Сулаквелидзе. Начиная с 50-х годов достигнуты практические результаты в борьбе с градом. В США получены дополни-

тельные осадки в горных речных бассейнах.

Воздействие оказывается как на переохлажденные облака, содержащие капли воды при отрицательных температурах, так и на облака при положительных температурах. При отрицательных температурах в облака вводятся *хладореагенты* (напр., твердая углекислота CO_2) или вещества с кристаллической структурой, изоморфной льду, — *изоморфные льду реагенты*. Испарение хладореагентов поглощает тепло и приводит к охлаждению воздуха вблизи частиц реагента до температур ниже -40°C , при которых начинается спонтанная кристаллизация капель воды даже в отсутствии ядер кристаллизации. Изоморфные льду кристаллы становятся ядрами кристаллизации, на которых замерзают капли воды, а возможно, даже сублимируют пар. Испарение 1 г CO_2 или возгонка 1 г AgI дает около 10^{14} и более ледяных частиц в первом случае или изоморфных льду ядер кристаллизации во втором. Положительный эффект при засеве AgI наблюдался при температурах ниже -4°C , а при засеве RbJ_2 — ниже -7°C . При температуре ниже -12°C и толщине мощного кучевого облака больше 3,6 км эффект достигается почти в любом случае. Эффект воздействия на слоистые или конвективные облака в холодный период года оценивается в 10—15 %.

При положительных температурах ускорение роста капель и выпадение осадков достигается введением в облако гигроскопических веществ, напр. NH_4Cl , или крупных капель воды. Конденсация на гигроскопических ядрах может начинаться при относительной влажности 75 %. Усиление осадков может быть также достигнуто путем усиления конвекции в облаке в результате нагрева тепловой струей из метеотрона или от пожара, нагревания солнцем поверхности с искусственно сниженным альбедо или облака, засеянного сажей.

А. Н. Кренке.

ИСКУССТВЕННЫЙ ДРЕНАЖ ЛЕДНИКОВ. Создание искусственных каналов во льду с целью спуска внутриледниковых скоплений воды, усиления таяния стенок каналов и предотвращения тем самым подвижек пульсирующих ледников, вызываемых недостаточной абляцией в спокойной

фазе пульсации. Проходка таких каналов затруднена смыканием их стенок в результате деформаций.

ИСКУССТВЕННЫЙ ЛАВИННЫЙ ЛОТОК. Устройство для физического моделирования динамических характеристик снежных лавин. Обычно состоит из искусственного металлического или деревянного желоба с изменяемым или постоянным наклоном и системы датчиков, позволяющих фиксировать характеристики движущегося по желобу образца снега. В нижней части желоба устанавливается устройство для определения и записи давления. Первый И. л. л. был построен Швейцарским федеральным институтом снега и лавин в Вейсфлюйхе (Альпы). В СССР работы на И. л. л. выполняются на Кавказе и Сахалине.

К. С. Лосев.

ИСКУССТВЕННЫЙ ОТЕЛ ЛЕДНИКОВ. Откалывание айсбергов на плавающих языках ледников и шельфовых ледниках путем направленных взрывов в трещинах мористее линии налегания. Может привести к ускорению движения подпруженной плавучим льдом части ледника и к увеличению его суммарной абляции. И. о. л. целесообразен при оборудовании ледовых причалов и транспортировке айсбергов.

А. Н. Кренке.

ИСКУССТВЕННЫЙ СЕЛЕВОЙ ПОТОК. Селевой поток, созданный в естественных условиях для исследовательских или практических целей. И. с. п. создается попусками воды из водохранилища или водоприемника, причем сохраняется возможность управления его параметрами. Такие потоки позволяют изучать их динамику и взаимодействие с препятствиями, характеристики селевой массы и трансформацию русла, а также использовать их для проходки геологоразведочных канав на склонах.

В. Ф. Перов.

ИСКУССТВЕННЫЙ СПУСК ЛАВИН. Способы сброса снежных лавин со склонов в нужное время и в нужном месте путем целенаправленного воздействия на них для защиты населения и объектов и предотвращения ущерба. И. с. л. вызывается разными способами: а) обстрелом лавиносборов из орудий, минометов, ракетных установок и др., б) взрывом специальных зарядов, заложенных на лавиноопасном склоне или вне его, в) подпиливанием снежных карнизов; г) ин-

женерными способами — установкой вибростендов, постоянных взрывных камер, надувных подушек, укладкой пленки и т. п. Возможность И. с. л. определяют путем оценки коэф. устойчивости снега на склоне с учетом снежно-метеорологических условий. Эффективность принятых мер зависит от правильного учета лавиноопасной ситуации. Зона воздействия выбирается так, чтобы она была приурочена к местам наибольших растягивающих напряжений в верхней части лавинных очагов. Все виды И. с. л. выполняются со строжайшим соблюдением правил техники безопасности.

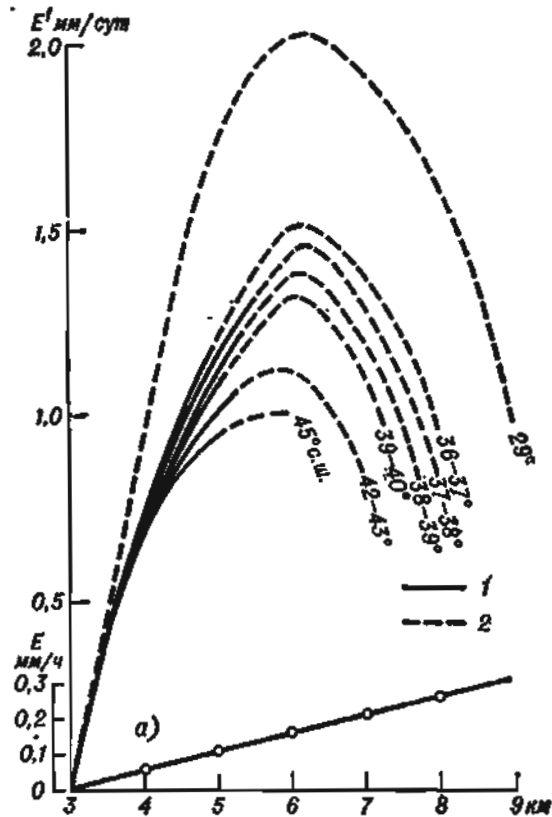
Л. А. Канаев.

ИСКУССТВЕННЫЙ ФИРН. См. гранулированный лед.

ИСПАРЕНИЕ И КОНДЕНСАЦИЯ НА ЛЕДНИКАХ. Потеря массы ледников вследствие испарения льда и снега или ее увеличение в результате конденсации водяных паров на поверхности. В областях питания покровных ледников преобладает конденсация, иногда в форме зернистой изморози, до нескольких мм в сутки. Однако суммарная за год конденсация не превышает 50—100 мм и во всех случаях, кроме Центральной Антарктиды, играет подчиненную роль в питании ледников по сравнению с атмосферными осадками. Конденсация преобладает над испарением также на периферии ледниковых покровов и на горных ледниках с морским типом климата (зап. часть о. Зап. Шпицберген, зап. склон Новоземельского ледникового щита, Зап. Альпы, Зап. Кавказ). На периферии ледниковых покровов и на горных ледниках континентального климата преобладает испарение. Существует переходная зона (вост. часть о. Зап. Шпицберген, Центральный Кавказ, зап. части Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая), где в областях питания преобладает испарение, а на ледниковых языках — конденсация. Здесь ледниковый ветер переносит влагу из области питания в область абляции.

Испарение — конденсация, будучи важными составляющими теплового баланса ледников, обычно второстепенны в их вещественном балансе, хотя косвенно влияют на него — испарение снижает, а конденсация уве-

личивает таяние. Сами величины испарения не превышают 100—120 мм в год. Они соизмеримы с таянием лишь в континентальных высокогорных районах, где таяние также снижается до 100—200 мм. Из-за большого испарения таяние в таких условиях происходит лишь в полуденные часы, что приводит к образованию *кающихся снегов и льдов*. Интенсивность испарения с ледников умеренных и субтропических широт зависит от абс. высоты (см. рис.). Испаре-



Зависимость интенсивности испарения E (мм/ч) при максимальной упругости водяного пара вблизи поверхности 610 Па от абс. высоты (а) и распределение интенсивности среднесуточного испарения E' (мм/сут) по высоте и геогр. широте ледниковой зоны (б); продолжительность периода, когда $E = 610$ Па, определена: 1 — по данным наблюдений, 2 — косвенным расчетом и экстраполяцией.

ние — конденсация определяются весовым методом — с помощью испарителей или косвенно — по потокам влаги вблизи ледниковой поверхности, рассчитанным по градиентам влажности и скорости ветра. А. Н. Кренке. **ИСПАРЕНИЕ ЛЬДА.** Переход льда в газообразное состояние (пар), ми-

ную стадию таяния. В гляциологии в этом значении употребляется также термин *возгонка льда*. Это единственный вид фазовых переходов при отрицательных температурах и давлении, близком к атмосферному. На возгонку 1 г льда затрачивается 2834 Дж тепла, идущего на разрыв всех водородных связей между молекулами H_2O . Возгонка исследована в 1915 г. в опытах В. В. Петрова и в 50-е годы в опытах А. К. Дюнина [66]. Опытные данные с весовыми испарителями свидетельствуют о росте испарения с ростом скорости ветра и дефицита влажности. На стенках углублений испарение обычно компенсируется конденсацией. А. Н. Кренке. **ИСПАРЕНИЕ СНЕГА** (снн. *возгонка снега*). Переход снега из твердого состояния в газообразное. Обычно термин испарение соответствует переходу жидкости в пар. Переход твердого тела в газ, минуя жидкую фазу, в физике называют возгонкой или сублимацией. Но при влажном снеге и во время снеготаяния со снежной поверхности одновременно происходит испарение жидкости и возгонка ледяных частиц. Термин И. с. часто используют для обозначения совокупности обоих процессов.

Массовое накопление экспериментальных и полевых данных по И. с. в СССР и за рубежом началось со второй половины XX в. Теория И. с. очень сложна по ряду причин: сразу испаряется множество частиц, влияющих друг на друга; процесс испарения существенно нестационарен; температура и концентрация пара в среде распределяются неравномерно; теплообмен осуществляется одновременно разными механизмами — теплопроводностью, конвекцией, радиацией; температура среды и самих частиц зависит от затрат и возвращения теплоты возгонки снега.

Различают метелевое И. с., внутреннее испарение частиц снежного покрова и испарение с поверхности снежного покрова. Наиболее интенсивное — метелевое испарение, т. к. испаряются снежинки, летящие в метелевом потоке. И. с. возможно лишь в воздухе, не насыщенном паром. Оно требует значительных затрат энергии. Внутри сухого снежного покрова обычно соблюдается равновесие возгонки и кристаллизации. Пар переносится от участков с более вы-

сокими температурами, соответствующими большим давлениям насыщенного пара, к охлажденным участкам, где происходит кристаллизация. Мелкие снежинки испаряются быстрее крупных, т. к. время их полного испарения пропорционально квадрату их линейного размера. За счет испарения мелких частиц снега в порах снежного покрова создается режим перенасыщения паром с кристаллизацией на поверхностях крупных частиц и на вогнутых поверхностях между соприкасающимися частицами. Так осуществляется односторонний массоперенос в снежном покрове от мелких частиц к крупным, от выпуклых поверхностей к вогнутым, от более теплых участков к холодным.

Испарение с единицы площади поверхности снежного покрова E_n ($г/(м^2 \cdot с)$) определяется выражением

$$E_n = \frac{d}{h} (\Delta e) \xi f,$$

где d — коэф. диффузии пара в спокойной воздушной среде, h — высота приземного слоя атмосферы, выше которого концентрация пара в воздухе мало изменяется, Δe — дефицит насыщения, ξ — безразмерный коэф., учитывающий затраты тепла на испарение, f — безразмерный ветровой коэф., зависящий от чисел Рейнольдса и Шмидта. Предложено много эмпирических выражений для оценки И. с., зависящих только от дефицита влажности воздуха и скорости ветра. Формулами не учитывается метелевое испарение, которое абсолютно преобладает в ветреных районах. Поэтому имеющиеся формулы плохо количественно согласуются, и расчетные методы определения И. с. требуют усовершенствования. Лит. [66, 314].

А. К. Дюнин.

ИСПАРИТЕЛЬ. Прибор для измерения испарения с различных поверхностей, основанный на периодическом взвешивании образца, находящегося в цилиндрическом сосуде вровень с поверхностью. Для измерения испарения с поверхности снега употребляют сосуды из органического стекла, т. к. теплопроводность плексигласа $0,721 \text{ Вт}/(м \cdot ^\circ\text{C})$ близка к теплопроводности снега ($0,465$). Обычно используют сосуд цилиндрической формы площадью 200 см^2 и высотой 5 см . На расстоянии $1,5 \text{ см}$ от дна И. по-

мешают сетчатый фильтр для отделения снега от талой воды при таянии. Взвешивание с точностью до 0,01 г производят не реже двух раз в сутки (около 7 и 19 ч). *В. М. Котляков.*

ИСПОЛИНОВЫЕ КОТЛЫ (син. *эвортонские ванны*). Полусферические углубления в скальных породах ледникового ложа или бортов долин сброса талых вод, глубины и поперечники которых достигают 10 м и более. И. к. образуются в результате эвортонии, т. е. локального разрушения горных пород особо быстрыми водными потоками в местах сильных водоворотов или у оснований водопадов. Предполагается, что в выработке И. к. участвуют воды, несущие обломочный материал. В образовании наиболее крупных форм данного типа важную роль играют процессы гидродинамической кавитации. Такие формы обычно рассматриваются как следы прорывов ледниково-подпрудных озер. Мелкие котлы могут возникать на дне ледниковых мельниц.

М. Г. Гросвальд.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЙСБЕРГОВ.

Идея транспортировки айсбергов из Антарктики к берегам Юж. Америки, Австралии, Ближнего Востока для получения больших количеств пресной воды. Наиболее удобны для транспортировки сравнительно небольшие столовые айсберги. Для их буксировки из антарктических вод на север требуется мощность, лишь в несколько раз превышающая мощность самого сильного из существующих буксиров. При этом значительная доля работы придется на холодные океанические течения, которые будут использованы при прокладке путей перемещения айсбергов, а устойчивый ветер сможет обеспечить движение айсбергов в воде со скоростью, достигающей 1,6 % скорости ветра.

На пути решения этой проблемы стоит ряд технических трудностей, но некоторые из них, как, напр., техника обвязки и крепления айсберга к буксирам, уже разрешимы. При удачном „захвате” айсберга и использовании благоприятных ветров и течений он может быть доставлен к месту назначения менее чем за год. Однако требуются серьезные исследования по предохранению айсберга от интенсив-

ного таяния в пути и возможного разрушения от морского волнения, по маневрированию и швартовке айсберга на месте назначения, по управлению превращению огромной массы льда в воду. Большое значение имеет использование значительного запаса холода, содержащегося в айсберге.

Проблема И. а., очевидно, будет решена в 90-х годах XX в. и скорее всего на основе международного сотрудничества. Уже состоялось несколько международных конференций по научным и практическим аспектам И. а.: в 1977 г. во Франции и США, в 1980 г. в Англии.

В. М. Котляков.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ СКВАЖИН. Комплекс работ в глубоких скважинах с целью определения строения и возраста льда, массо-энергообмена в толще ледников. Включает отбор образцов для микроскопии и изотопного анализа льда, измерение температуры льда и инклинометрию скважин, т. е. определение угла и азимута ее искривления, по которому судят о движении ледника.

ИСТИННАЯ СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ.

См. *снеговая линия*.

ЙОКУЛЬЛАУП (син. *вулканогенный ледниковый паводок*). Мощный паводок и наводнение в результате извержения вулкана под ледником или около ледника. Чаще всего случается в Исландии, откуда и произошло это название; изучен здесь наиболее подробно. Особенно велики И. с ледникового покрова Ватнайёкудль, под которым находится вулкан Гримсвотн. Талые воды ледника, образующиеся вследствие воздействия вулканического тепла и поверхностной абляции, накапливаются в гигантской депрессии площадью 35—40 км² и раз в 5—20 лет прорываются с максимальными расходами порядка 10—50 тыс. м³/с. Снижение гидростатического давления приводит к извержению вулкана, что в свою очередь способствует новому накоплению воды в депрессии. Нередко за рубежом И. называют прорыв любого ледниково-подпрудного озера, что нельзя признать терминологически правильным.

А. Н. Кренке.

Фото 1—2



1. 1. Мелкобугристая поверхность абляционного микрорельефа в области питания ледника на южном склоне Эльбруса.

1. 2. Ледяные кружева на высоко расположенном леднике Акбайтал на Восточном Памире.

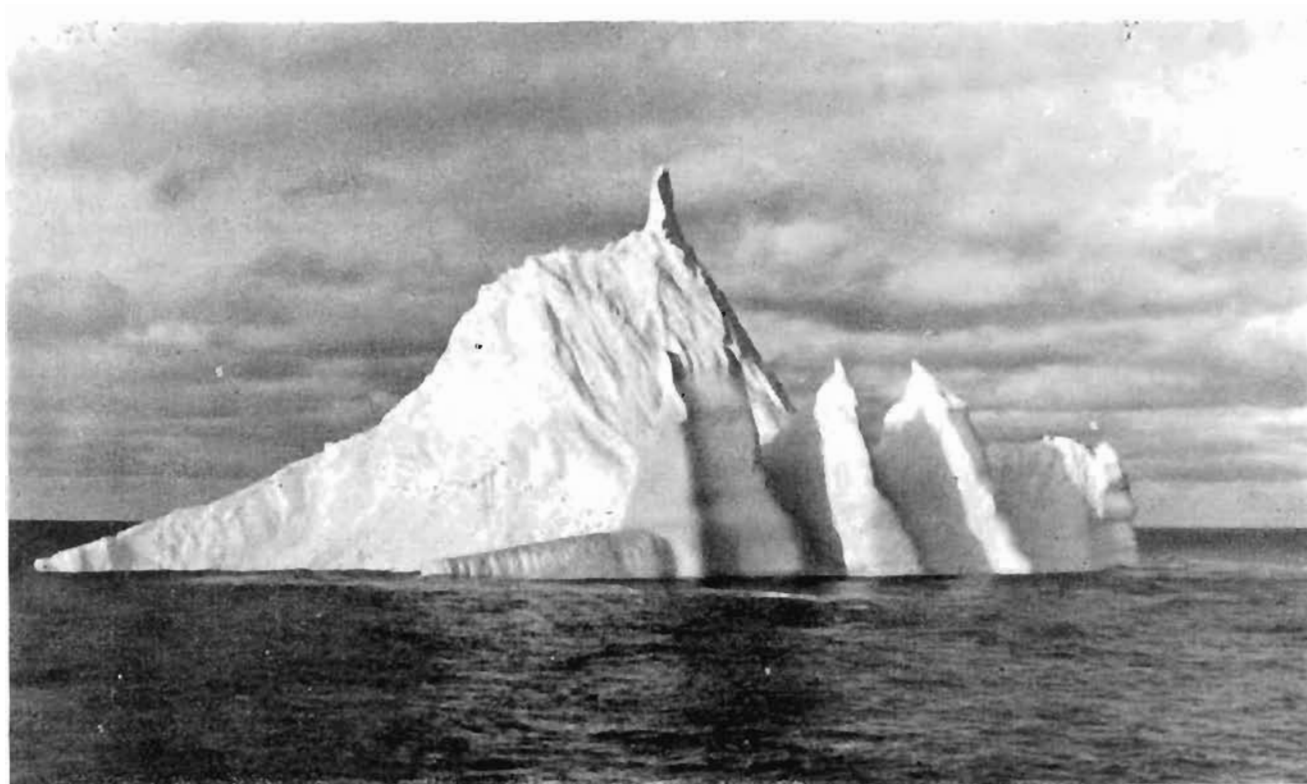


Фото 3—6



II. 3. Столовые айсберги у берегов Антарктиды.

II. 4. Пирамидальный айсберг в антарктических водах.



III. 5. Два долинных
ледника в бассейне
р. Обихингоу на
Памире: слева —
отступающий, справа —
наступающий. К статье
активность ледников.



III. 6. Бергирунд
в области питания
горного ледника.



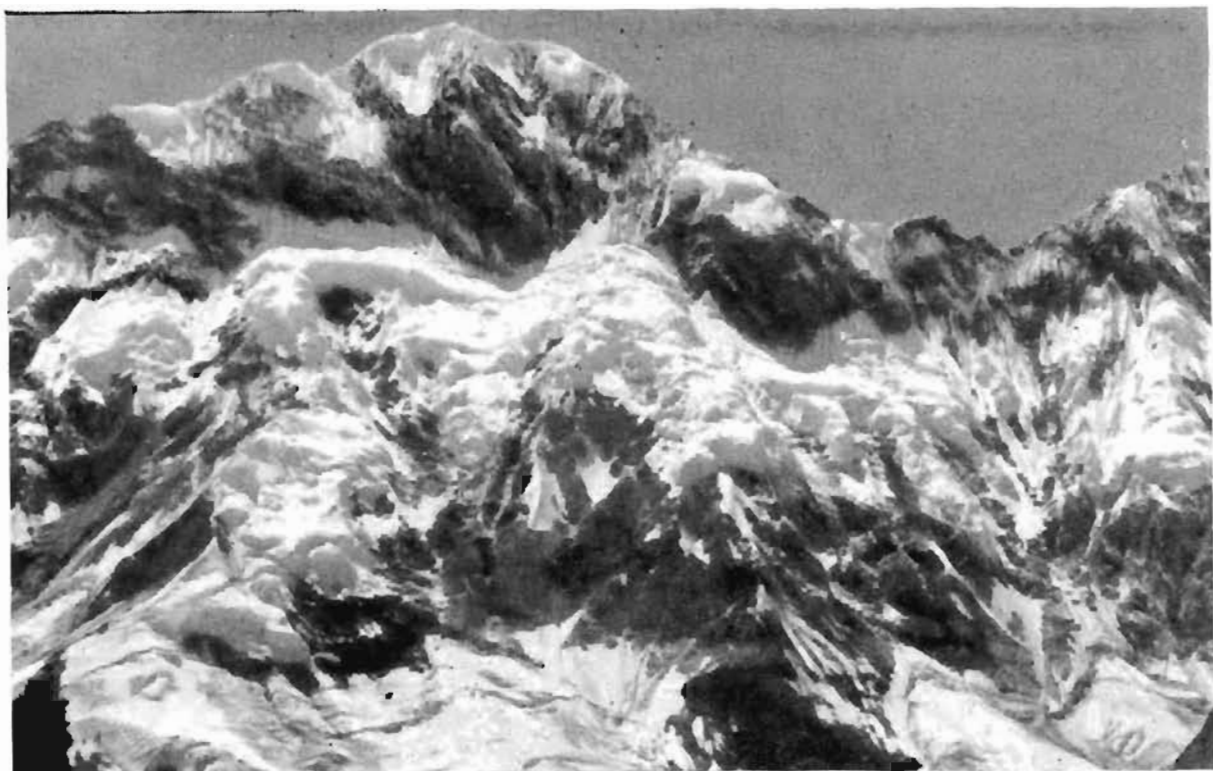
Фото 7—10



IV. 7. Блинный лед.

IV. 8. Булуунях на Лено-Амгинском междуречье в Центральной Якутии.





V. 9. Группа висячих ледников на склоне горного массива. Внизу лежит возрожденный ледник, питающийся за счет обвалов с висячих ледников.

V. 10. Выекомые морены в нижнем течении ледника РГО на Центральном Памире.



VI. 11. Язык длинного ледника Кюкюртлю в массиве Эльбруса на Кавказе (вид сверху).





VII. 12. Дендритовый ледник Гармо на Центральном Памире. На среднем плане высочайшие вершины Памира: слева — пик Корженевской, справа — пик Коммунизма, между ними видно Памирское фирновое плато.

VII. 13. Коровый (слева) и корово-долинный (справа) ледники на Памире.





IX. 16. Мощные отложения намерзли в Хибинах.

IX. 17. Интекирующий лед.





VIII. 14. Грунтовая ледина.

VIII. 15. Поле друмли в Канадском Арктическом архипелаге.

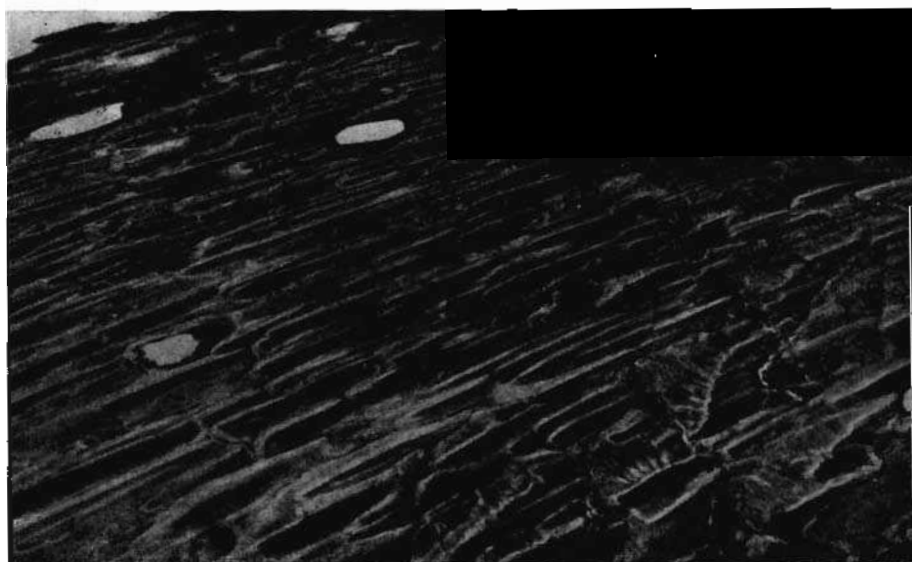


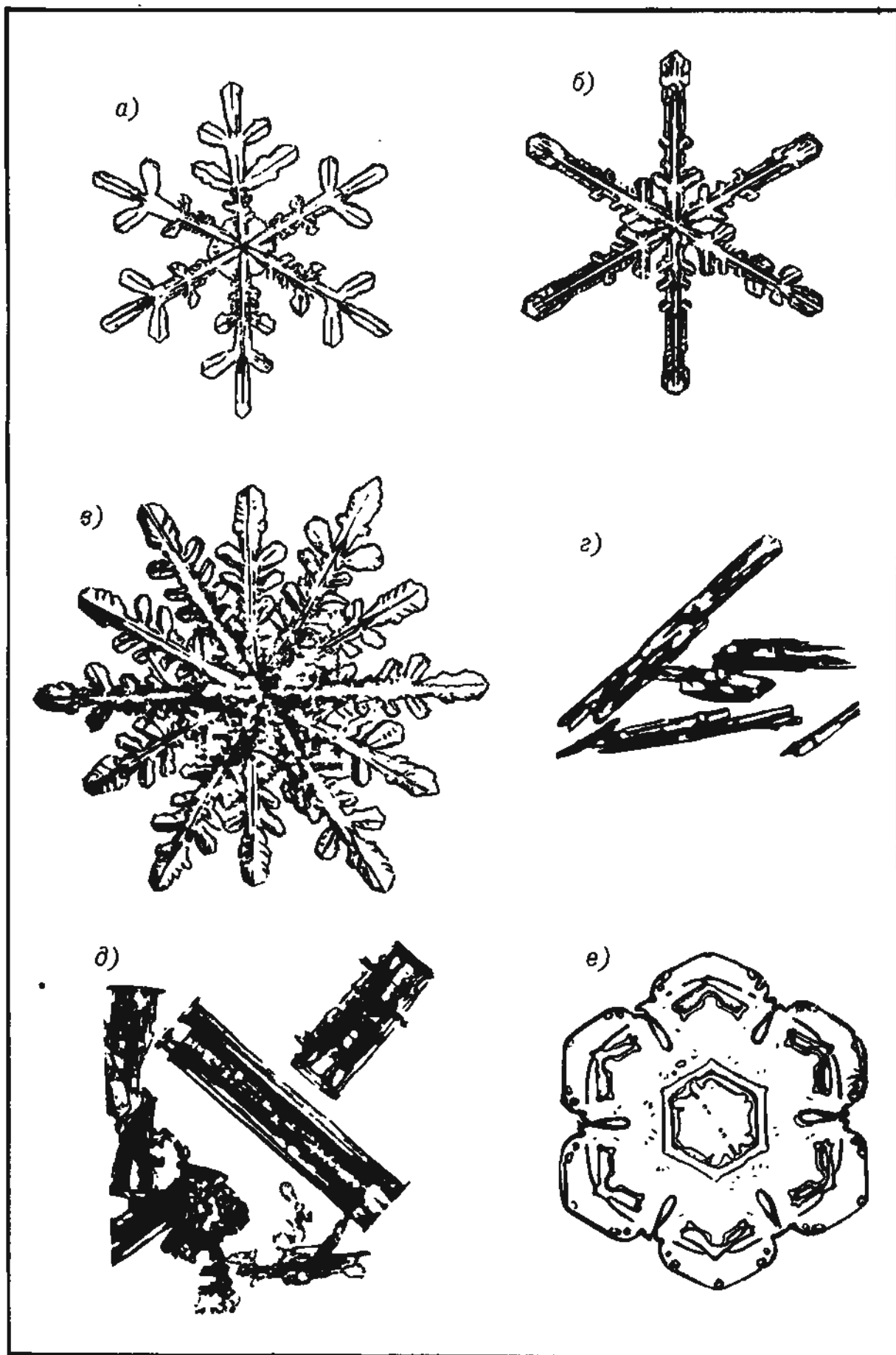
Фото 18—20



Х. 18. *Кающиеся снега и льды* на высоте около 5000 м над ур. м. на одном из ледников Восточного Памира.

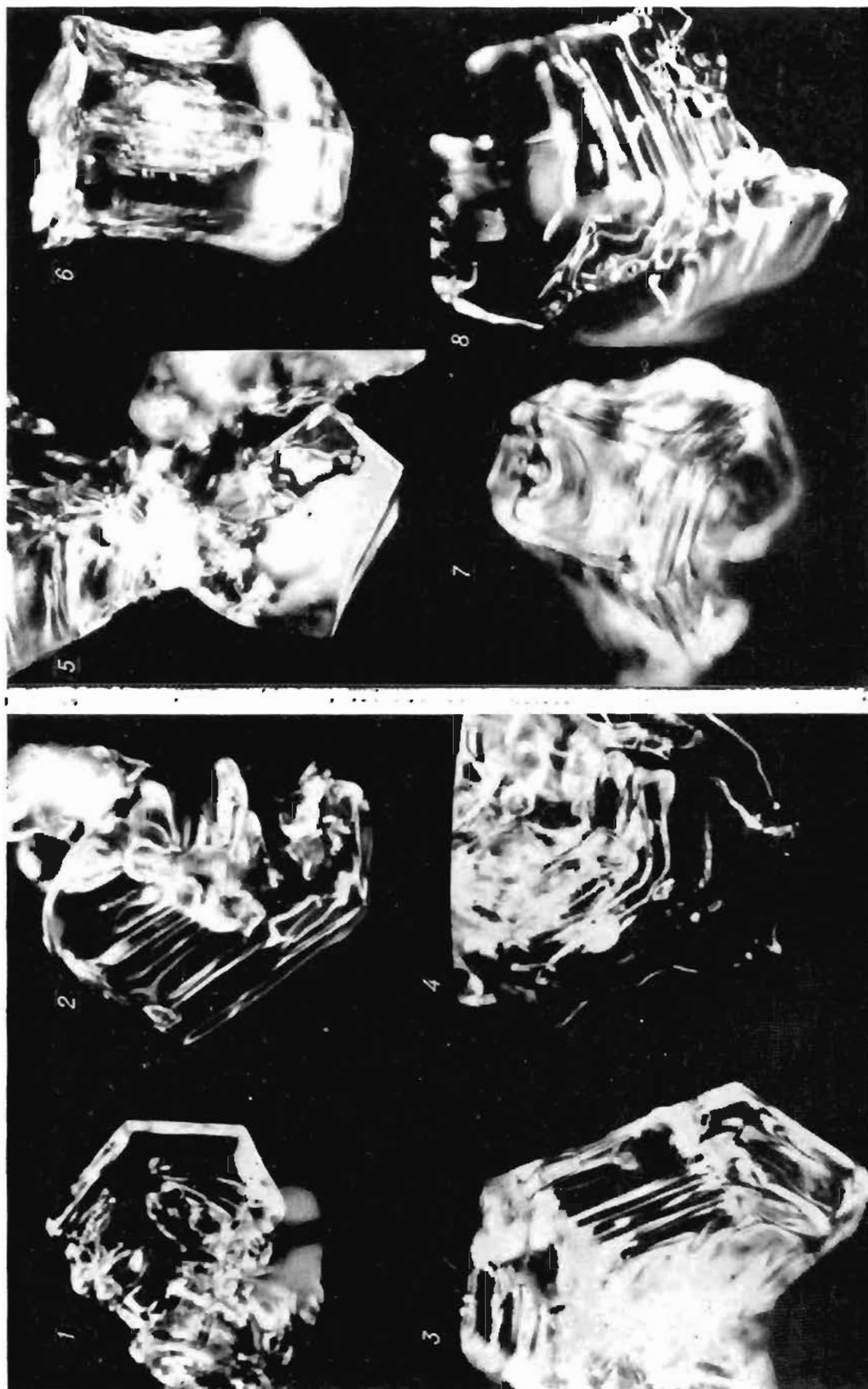
Х 19. Слом моренодержавшего льда в айсберге у берега Земли Уилкса в Антарктиде.

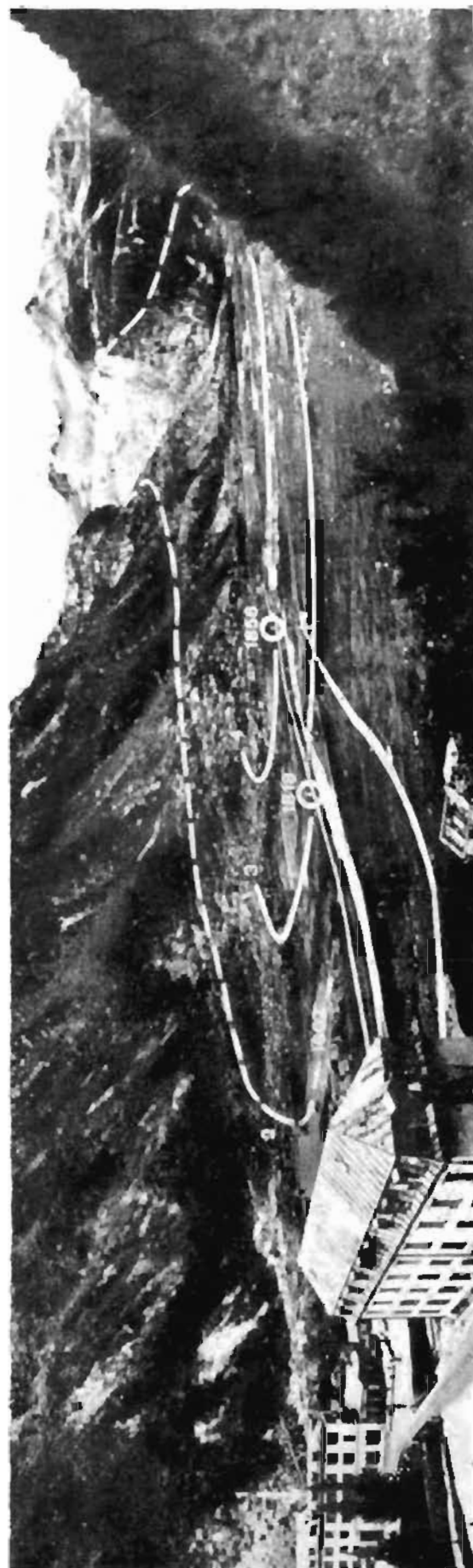




ХІ. 20. Разные типы снежинок: а, б — звезды, в — редкая форма 12-лучевой звезды, г — иглы, д — столбики, е — пластинка. К статье классификация снежинок.

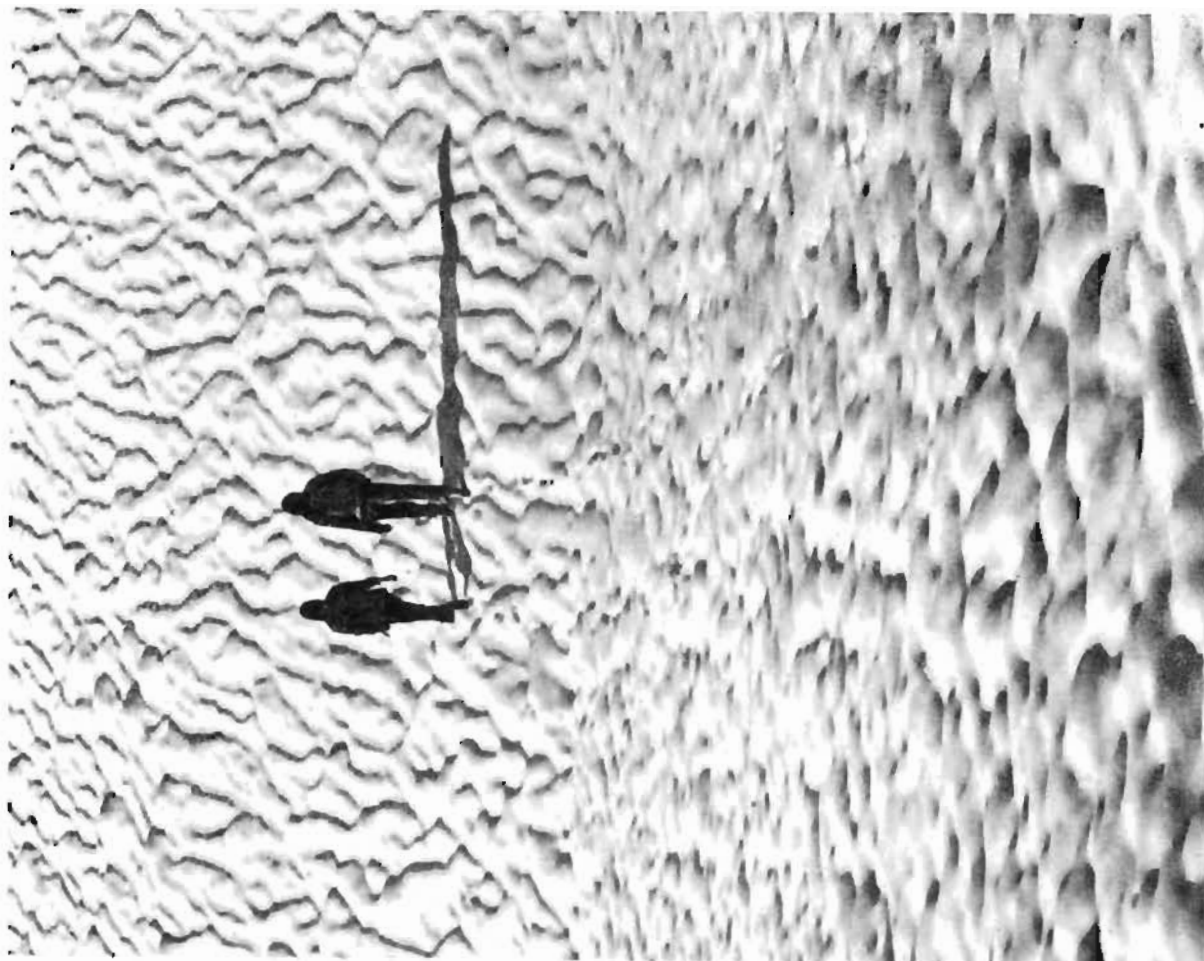
ХП. 21 и ХП. 22. Основные формы кристаллов грубой изморози.



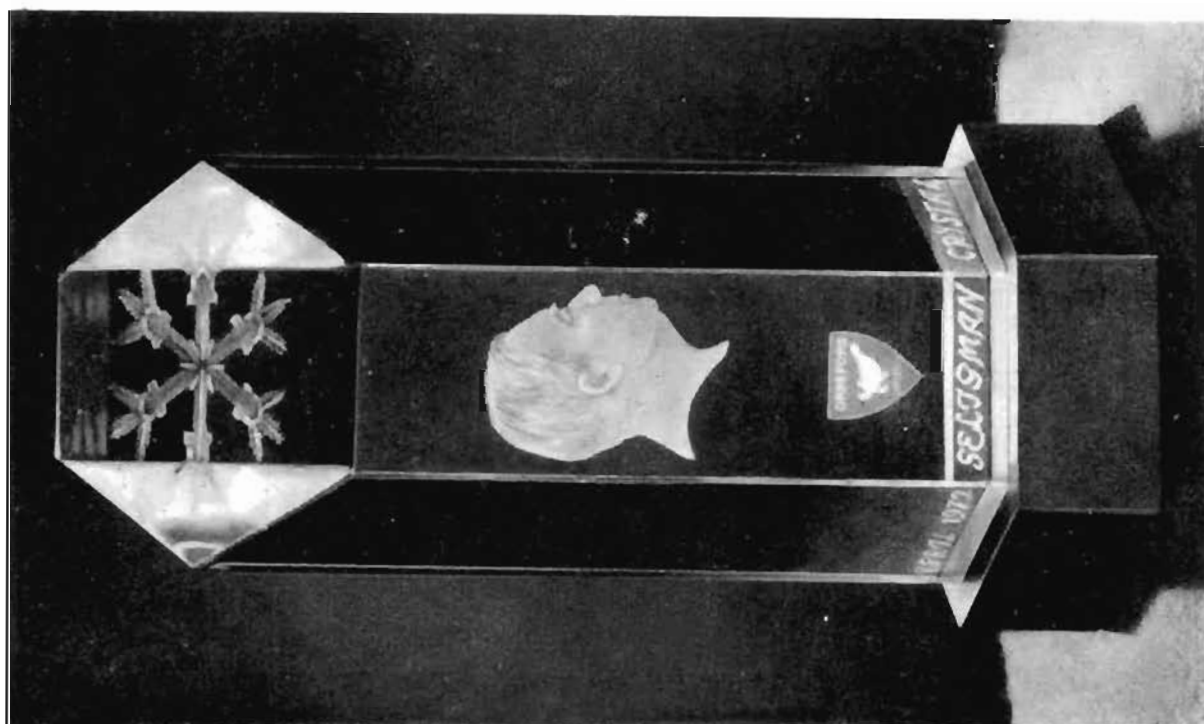


XIII, 23. Колебания Ротского ледника в Швейцарских Альпах: вверху — положение ледника в 1848 г. (гравюра), внизу — в 1970 г. Пронумерованы и датированы вали отложенных морен.

XIV. 25. Облик поверхности тающего снежного покрова. На переднем плане видны волны оплавившихся и ячеистый снег, на заднем плане — борозды таяния.



XIV. 24. «Кристалл Зеландия» — высшая награда Международного гляциологического общества.





XV. 26. Ледник конической вершины, покрывающий массив Эльбруса на Кавказе

Фото 27—28



XVI. 27. Лавина из точки.

XVI. 28. Лавинный прочес.



КАВЕРНОМЕТРИЯ ЛЕДНИКОВЫХ СКВАЖИН. Измерение диаметра буровой скважины по глубине при помощи каверномера. Применяются механические (рычажные щупы на пружинах) и ультразвуковые (измеритель времени отражения сигнала от стенки) каверномеры. На кавернограмме воспроизводится стратификация ледника. По повторным кавернограммам может быть измерена скорость смыкания скважины или замерзания в ней воды, отражающих соответственно реологические свойства и температуру льда.

КАДАСТР НАЛЕДЕЙ. Систематизированные сведения о наледях того или иного района. Включает данные о местоположении наледных массивов, их размерах, динамических особенностях, типах наледообразующих источников, химизме воды, льда и др. Служит источником информации при расчетах питания наледей и наледного стока, используется для оценки наледной опасности и возможностей использования наледной воды и льда. Составляется по материалам *наледной съемки*: наземной, аэровизуальной, авиадесантной, аэрофото- и космической.

КАДАСТР СЕЛЕЙ. Тип справочного издания, где в форме таблиц представлены основные сведения о параметрах селевых бассейнов и прошедших селевых потоков, в т. ч. гляциального генезиса. В СССР составляется учреждениями Госкомгидромета при картировании селевых явлений.

КАДАСТР СНЕЖНЫХ ЛАВИН. Систематизация справочного материала о распространении и режиме лавин. Включает каталог лавиносборов и материалы фактических наблюдений за лавинами. Предназначен для организаций и лиц, занимающихся освоением горных районов.

В настоящее время Госкомгидромет составляет Кадастр лавин СССР, который публикуется Гидрометеониздатом [175].

КАЛЕСНИК Станислав Викентьевич (1901—1977). Советский гляциолог и физикогеограф, акад. АН СССР

(1968, чл.-корр. 1953). С 1955 г. директор Лаборатории, а затем Института озероведения АН СССР. Один из инициаторов и ведущий участник Ледниковых экспедиций 1932—1933 гг., проводившихся по программе Второго Международного полярного года. Ввел в гляциологию понятие *хионосферы* и *энергии оледенения*, исследовал проблему взаимодействия ледников с другими компонентами географической оболочки, что нашло отражение в его монографии „Основы общего земледования”. С 1964 г. президент Географического общества СССР, в 1968—1972 гг. вице-президент Международного географического союза. Именем К. названы ледники в Зайлийском и Джунгарском Алатау, на Полярном Урале. Гляциологии посвящен ряд трудов [84—86].

КАЛЬДЕРНЫЙ ЛЕДНИК. Ледник, располагающийся в кальдере вулкана, иногда с одним или несколькими короткими выводными языками. Расход льда происходит через эти языки, а также путем таяния льда за счет вулканического тепла внутри кальдеры. К. л. — самые крупные ледники вулканических районов, мощность льда в них определяется глубиной кальдеры и может достигать сотен метров. Характерны для Камчатки, Аляски, Южноамериканских Анд.

КАМЕННЫЕ КОЛЬЦА. Тип *криогенного микрорельефа* в виде системы небольших колец или полигонов, сложенных в центральной части мелкоземом, а по периферии — грубообломочным материалом, образующим т. н. бордюр. Возникают в результате совокупного действия растрескивания, пучения и мерзлотной сортировки грунтов в пределах деятельного слоя на литологически неоднородных породах.

КАМЕННЫЕ МНОГОУГОЛЬНИКИ. См. *сортированные полигоны*.

КАМЕННЫЙ ГЛЕТЧЕР. Поток каменного материала в карах, долинах и на склонах, по форме отдаленно напоминающий ледник (см. фото XVII. 29). Длина К. г. колеблется от

нескольких сотен метров до нескольких км, ширина достигает 1 км и более; они обладают признаками медленного движения. Образуются в результате массового движения обломочного материала или вследствие медленного сокращения ледников. В большинстве случаев К. г. связаны с современными или недавно исчезнувшими ледниками, некоторые из них имеют ледяные ядра. Лит. [80].

В. М. Котляков.

КАМОВАЯ МОРЕНА. См. *камы*.

КАМОВАЯ ТЕРРАСА. См. *камы*.

КАМЫ. Крутосклонные холмы и короткие гряды областей древних оледенений, изолированные или образующие группы. Сложены в основном песчаным и гравийно-галечным материалом с горизонтальной и косой слоистостью. В разрезах К. встречаются линзы морен течения и крупные ледогранники. Все К. ограничены склонами ледникового контакта, многие из них покрыты чехлом перекрытой морены (см. рис. к статье *эскеры*).

К. образуются несколькими способами, основной из которых связан с флювиогляциальной и моренной аккумуляцией на участках таяния мертвого льда. Слоистые камовые осадки накапливаются в озерах между ледяными глыбами, несортированный материал стекает в эти озера с остаточных ледниковых массивов, чехол из перекрытой морены либо проектируется со льда, либо отлагается позднеледниковыми потоками. Особенно крупные К., прислоняющиеся к коренным склонам долин и имеющие плоские поверхности, называются **камовыми террасами**, такие же террасы с косой дельтовой слоистостью — **дельтово-ледниковыми террасами**.

Второй способ образования К. — формирование флювиогляциальных дельтовых конусов перед фронтом малоподвижных ледников, оканчивающихся в приледниковых озерах. Слияние таких конусов образует линейные комплексы асимметричных К. с длинными пологими дистальными склонами и короткими крутыми проксимальными, их высоты часто превосходят 100 м, ширина достигает 2 км. Такие комплексы называют ка-

мовыми моренами, наиболее известные из них — гряды Салпаусселькя в Финляндии.

Третий способ образования К. — просадки и обрушения флювиогляциального материала зандров, отложившегося на поверхности мертвого льда. На месте таких зандров возникает беспорядочно-холмистый рельеф камовых холмов, состоящих из абляционной морены. Лит. [165, 250].

М. Г. Гросвальд.

КАНАЛ ВО ЛЬДУ. Расширившаяся трещина во льдах, пригодная для движения судов. Каналом называется также полоса воды или раздробленного льда, образующаяся за кормой идущего во льду судна.

КАНАЛ СТОКА РАССОЛА. См. *соленость льда*.

КАНАЛИЗОВАННАЯ ЛАВИНА. Снежная лавина, которая движется в хорошо выраженном русле, борозде или лотке. Выделена как тип D2 в международной морфологической классификации лавин.

КАНЗАССКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

КАПИЛЛЯРНАЯ ВОДА В СНЕГЕ. См. *типы воды в снеге*.

КАПИЛЛЯРНОЕ ПОДНЯТИЕ ВОДЫ В СНЕГЕ. Подъем и удержание воды в порах снежного покрова выше зеркала вод под действием сил поверхностного натяжения. Высота капиллярного поднятия зависит от размера пор, а следовательно, и размера зерен. В свежееотложенном метелевом снеге, где размер зерен равен 0,2—0,3 мм, она составляет 10—15 см, в свежеевыпавшем снеге с зернами размером 0,4—0,6 мм — 4—7 см, в среднезернистом уплотненном снеге с зернами 0,8—1,5 мм — 2,5—3,5 см, в инфильтрационном фирне с зернами поперечником 2—3 мм — 1—2 см.

В. М. Котляков.

КАПИЦА Андрей Петрович (род. 1931). Советский гляциолог и геоморфолог, чл.-корр. АН СССР (1970). С 1966 по 1970 г. декан географического факультета МГУ, с 1979 г. там же зав. кафедрой общего землеведения и палеогеографии. В 1970—1978 гг. председатель Президиума ДВНЦ АН СССР и директор Тихоокеанского института географии

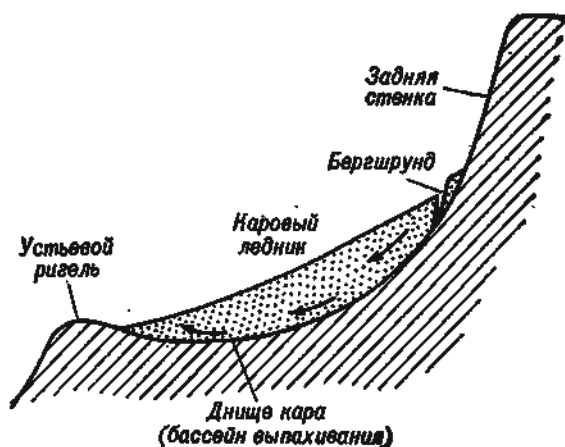
ДВНЦ АН СССР. Участвовал в четырех Советских антарктических экспедициях и трансантарктических переходах от Мирного до Пионерской (1956), от Мирного до Юж. полюса (1959/60), от станции Восток через Полюс относительной недоступности до станции Молодежной (1963/64). Разрабатывал проблемы динамики и морфологии ледникового покрова Вост. Антарктиды, изучал подледный рельеф Антарктиды. В 1971 г. удостоен Государственной премии СССР за работы по Атласу Антарктики. Автор двух известных монографий [87, 88].

КАР (син. *ледниковый цирк*). Глубокая полузамкнутая чашеобразная впадина, выработанная в привершинной части склона ледниковых высокогорий. Открывается в сторону долины, чаще всего троговой, верховьем которой он служит. Для геоморфологии зрелых К. характерны следующие элементы: 1) крутые (до 60°), очень неровные скалистые стенки вогнутой формы, образующие амфитеатры; 2) скальные днища со следами сглаживания и полировки, обычно имеющие вогнутую форму бассейнов выпавивания; 3) резкие перегибы в основаниях задних стенок, по которым последние сопрягаются с днищами; 4) устьевые скальные ригели, иногда прикрытые скоплением морены, с асимметрией, характерной для бараньих лбов: пологими и сглаженными проксимальными склонами и неровными обрывистыми дистальными.

Размеры К. сильно варьируют. В среднем для них характерна ширина 1—2 км при высоте задней стенки около 300 м. Однако есть и гигантские формы, напр. кар Уолкотта на горе Маунт-Листер в районе Мак-Мердо (Антарктика), который имеет ширину 16 км и заднюю стенку высотой 3 км. Судя по статистике, отношение длины К. к их глубине почти всегда лежит в интервале от 2,8 до 3,2, хотя на Баффиновой Земле оно равно 4,1, а в Антарктике 5,9. Предполагается, что это отношение отражает степень зрелости К., т. к. их длины растут быстрее глубин. Указанное отношение почти не зависит от свойств горных пород. Однако настоящие К. образуются только в породах изверженного и метаморфического типа, способных держать вы-

сокие крутые обрывы. Продольные профили К. описываются логарифмической кривой вида $y = a(1 - x)e^{-x}$, где a может принимать значения от 0,5 до 2. Их поперечные профили очень близки профилям троговых долин.

Выработка К. начинается с накопления масс снега в водосборных воронках ручьев, которые под действием нивации превращаются в нивальные К. В отличие от настоящих К., их днища наклонены наружу и не ограничиваются ригелями. С переходом снежников в каровые ледники и началом их движения, включая ротационное, т. е. вращения каровых ледников как блоков, скользящих по ложу, начинается выработка бассейнов выпавивания и ригелей, а морозное выветривание на верхней границе ледников или в бергшрундах подкапывает задние стенки и ведет к их отступанию (см. рис.). Расширение К.



Профиль кара и карового ледника; стрелками показано движение льда.

приводит к „соеданию” доледниковых междуречных поверхностей, пересечению стенок соседних К. и образованию острых зубчатых (альпийских) гребней и пирамидальных пиков — карлингов. Отдельные особенно крутые зубцы альпийских гребней называют иглами, или жандармами. Дальнейшее расширение К. может иметь своим следствием объединение нескольких соседних форм в один гигантский цирк (при снижении боковых стенок) или появление коротких сквозных трогов (при разрушении задних стенок). По некоторым теоретическим представлениям (В. Дэвис), в результате длительного оледенения должно происходить пол-

ное „сбрасывание“ междукарковых гребней и пиков и образование вблизи снеговой линии гляциального эквивалента — предельной поверхности, состоящей из слившихся днищ каров.

В сев. полушарии К. предпочтительно ориентированы на С и В, в южном — на Ю и В, что объясняется эффектами инсоляции и ветрового переноса снега. Развитие К. происходит вблизи снеговой линии, поэтому высоты их днищ используются при реконструкциях высот древней границы питания. Этот метод особенно подходит для районов, оледенение которых не перерастало каровой стадии. По днищам К., образующих каровые лестницы, т. е. группы, состоящие из К., расположенных в несколько ярусов один над другим, иногда можно судить о высотах снеговой линии в разные ледниковые эпохи или стадии. По данным о минимальных высотах вершин, несущих К., и максимальных высотах вершин без К. определяется плейстоценовая граница оледенения.

Скорость ледникового углубления К. сильно зависит от энергии оледенения. В Канадской Арктике для нее получены значения 25—90 мм в 1000 лет, в Норвегии 500—600 мм в 1000 лет, в Скалистых горах до 1300 мм в 1000 лет. В береговой зоне Антарктиды для К., врезающихся в рыхлые вулканические породы, получены скорости 400—2000 мм за 1000 лет. Лит. [79, 165, 230, 250].

М. Г. Гросвальд.

КАРЛИНГ. См. *кар*.

КАРОВАЯ ЛЕСТНИЦА. См. *кар*.

КАРОВО-ДОЛИННЫЙ ЛЕДНИК. См. *каровый ледник*.

КАРОВЫЙ ЛЕДНИК. Сравнительно небольшой горный ледник, лежащий в чашеобразном углублении склона — *каре*, созданном или расширенном деятельностью снега и льда. Ледник может занимать весь кар или его часть и, как правило, оканчивается коротким языком; в устье кара он обычно окаймлен валом конечной морены. В случае когда язык К. л. спускается в нижележащую долину на расстояние, не превышающее одну-две трети общей длины ледника, такой ледник называется карово-долинным (см. фото VII.13). В питании

К. л. большую роль играет метелевый перенос снега и сход снежных лавин, приводящие к значительной концентрации снега на леднике, благодаря чему К. л. часто существуют значительно ниже климатической снеговой линии.

В. М. Котляков.
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ. Отображение на картах графическим способом с помощью изолиний, ареалов, масштабных и внесмасштабных знаков *лавиной опасности территории*. Проводится для изучения закономерностей территориального распространения лавин, их взаимосвязи с природной средой и ее отдельными элементами, а также для практического применения на стадиях изысканий и планирования размещения объектов в лавиноопасных зонах, оперативной борьбы с лавинами, проектирования, составления кадастров лавин и др.

Большое развитие К. л. о. получило в СССР, где первые карты лавинной опасности были составлены для района Крестового перевала на Кавказе в середине XIX в. К. л. о. может быть мелкомасштабное (мельче 1:1 000 000), среднемасштабное (1:100 000—1:500 000) и крупномасштабное (1:1000—1:50 000).

Мелкомасштабные обзорные карты составляются для больших территорий и крупных горных областей. В 1971 г. в СССР издана карта лавиноопасных районов СССР масштаба 1:7 500 000, являющаяся нормативным документом, регламентирующим вопросы проведения лавинных изысканий при освоении горных территорий. Для ряда горных районов СССР (Узбекистан, Таджикистан, Юго-Вост. Казахстан, Закавказье и др.) составлены карты лавинной опасности среднего масштаба. На этих картах удается показать не только границы распространения лавин и на качественном уровне степень лавинной опасности, но также повторяемость, объемы и другие характеристики лавин. Имеется опыт К. л. о. на основе расчета специальных индексов лавинной опасности — численных параметров, определяющих лавинную активность на данной территории. Содержание крупномасштабных лавинных карт в большин-

стве случаев сводится к выделению лавиносборов и их элементов, описанию и показу отдельных количественных характеристик: дальности выброса, энергии лавины и др.

Л. А. Конаев.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ. Создание топографических и тематических карт ледников, как правило, в масштабах от 1:25 000 до 1:250 000, отражающих особенности их морфологии и режима. На топографических картах ледников показываются их границы, фирновая линия, характерные черты рельефа ледниковой поверхности, включая крупные абляционные формы и трещины, влекомые и отложенные морены, гидрографическую сеть. Среди тематических следует назвать карты аккумуляции, абляции, баланса массы и движения ледника, его толщины и колебаний плановых размеров и мн. др. Наборы таких карт для наиболее изученных ледников будут представлены в *Атласе снежно-ледовых ресурсов мира*.

В. М. Котляков.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ. Построение полей отдельных параметров ледниковых систем, их взаимодействия и определяющих факторов на основе массового материала, полученного прямыми наблюдениями или косвенными расчетами. В отличие от карт крупных и средних масштабов (до масштаба 1:1 000 000), где показываются характеристики режима отдельных ледников, на мелкомасштабных картах изображается режим ледниковых систем в целом, без выделения конкретных ледников. Используются два основных способа изображения: с помощью изолиний и ареалов. Возможно картографирование следующих показателей, характеризующих ледниковые системы: максимальных высот рельефа, степени оледенения, высоты концов ледников, вертикального диапазона оледенения, высоты границы питания ледников, средней летней температуры воздуха на этой высоте и на едином фиксированном уровне, близком к высотному положению ледников, величин аккумуляции — абляции на уровне границы питания, годовых и твердых осадков, годового стока и его талой составляющей (способом изолиний), преобладающих морфологических типов ледников, степени моренного покрытия, толщины

ледников и запасов льда (способом ареалов). К. л. с. широко применяется в *Атласе снежно-ледовых ресурсов мира*.

В. М. Котляков.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ. Составление карт, характеризующих размещение, генетическую принадлежность и взаимосвязь наледей с природной и техногенной средой. Различают обзорное, мелко-, средне- и крупномасштабное К. н.

Обзорное картографирование (масштаб карт мельче 1:2 500 000) направлено на выявление общих закономерностей размещения и развития наледных комплексов в пределах обширных территорий. На обзорных картах наносятся контуры наледных зон, областей и районов, продолжительность и даты наледоопасного периода, максимально возможная толщина наледей, некоторые характеристики элементов географической среды, особые формы наледообразования. Основой для составления таких карт служат материалы исследований в опорных районах, тематические атласы и карты, а также литературные источники.

Мелкомасштабное картографирование (масштаб карт 1:500 000 — 1:2 500 000) выявляет региональные особенности наледообразования и наледной опасности на стадии предварительной оценки условий проектирования крупных линейных сооружений. Отображаются границы наледных областей и районов, величина относительной наледности по преобладающему генетическому типу наледей, даты начала, конца и продолжительность опасного периода, наиболее крупные наледи с указанием их площади, объема, толщины льда, зоны возможной активизации наледных процессов при антропогенном воздействии, некоторые характеристики потенциальной наледности, а также элементы неотектонических и мерзлотно-геологических структур.

Среднемасштабное картографирование (масштаб карт 1:25 000 — 1:500 000) необходимо для выбора строительных площадок, трассирования транспортно-энергетических систем, определения дополнительных нагрузок на инженерные сооружения, планирования конкретных противопаводковых мероприятий. На картах показывается распространение наледей разных генетических типов, их раз-

меры, положение наледообразующих источников, их дебит, температура и химический состав воды, вероятные даты начала и конца наледоопасного периода, сроки активизации наледных процессов и полного разрушения наледного льда, сопутствующие криогенные и посткриогенные явления, сведения о мерзлотно-геологической и гидрологической обстановке, зоны потенциальной наледности.

Крупномасштабное картографирование (масштаб карт крупнее 1 : 25 000) предназначено для оценки наледной опасности на строительных площадках и трассах линейных сооружений при подготовке технических проектов. На картах и планах наносятся границы наледоопасных зон, толщина, даты возникновения и исчезновения льда, типы наледообразующих источников, возможные пути их миграции, связь с многолетне-мерзлыми породами, сезонным промерзанием и составом грунтов, некоторые характеристики растительного покрова, элементы рельефа земной поверхности, участки потенциального наледообразования, сопутствующие мерзлотно-геологические явления — пучение, термокарст, подземные льды, солифлюкция и пр. *В. Р. Алексеев.*

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ. Отображение на карте положения селевых бассейнов или районов их распространения, а также характеристик селевых явлений и условий их развития. Выполняется методами полевого исследования, дешифрирования аэрофото- и космических снимков, оценки условий селеформирования. Мелкомасштабные селевые карты (1 : 1 000 000 и мельче) носят обзорный характер и служат нормативным документом при проектировании и строительстве. Основа их содержания — границы селеопасных территорий и оценка степени селеопасности выделенных районов. Среднемасштабное К. с. я. (1 : 200 000 — 1 : 500 000) проводится при составлении генеральных схем хозяйственного использования территорий и служит основой кадастра селей. На этих картах селеопасные территории районуются на основе региональной типизации селевых бассейнов. Крупномасштабные карты

(1 : 10 000 — 1 : 50 000) дают комплексную характеристику селевых бассейнов; они служат основой для разработки противоселевых мероприятий на стадии районной планировки и проектов защиты объектов от селей.

В. Ф. Перов.

КАССЕР (Kasser) Петер (род. 1914). Швейцарский гидролог и гляциолог. С 1945 г. работает в отделе гидрологических и гляциологических исследований Швейцарской федеральной политехнической школы в Цюрихе, в 1951—1979 гг. руководитель отдела. Исследовал движение и сток швейцарских ледников, создал образцовую карту Аалского ледника. Был председателем Швейцарской ледниковой комиссии и директором Службы наблюдений за колебаниями ледников, курируемой Международной комиссией снега и льда. Исследовал статистические связи колебаний ледников и оценил влияние этих колебаний на речной сток.

КАТАБАТИЧЕСКИЙ ВЕТЕР. См. *стоковый ветер.*

КАТАКЛАЗ ЛЬДА. Одна из форм динамометаморфизма льда, связанная с проявлением его хрупких свойств. Состоит в растрескивании и раздроблении ледяной породы под влиянием динамических процессов. Представляет составную часть метаморфизма течения, давления и трения. Различают: слабый К. л., состоящий в упругом изгибе кристаллов, который ведет к возникновению оптических аномалий — волнистого погасания и двуосности; умеренный К. л., выражающийся в распаде кристаллов на группы мелких блоков, имеющих прямолинейные границы и прежнюю кристаллографическую ориентировку (полигонизация), и сильный К. л., при котором кристаллы разрушаются, а их обломки испытывают существенные смещения (переход к *милонитизации льда*). В результате катаклаза лед приобретает катакlastическую структуру.

М. Г. Гроссвальд.

КАТАЛОГ ЛЕДНИКОВ СССР. Систематизированные сведения о всех ледниках Советского Союза с указанием основных характеристик их размеров, формы, положения и режима, а также состояния изученности. Со-

ставлялся в 60-х и 70-х годах на основе специального Руководства [176] по крупномасштабным топографическим картам с привлечением отдешифрованных аэрофотоснимков и в ряде случаев дополнительных полевых обследований ледников. Состоит из 108 выпусков (объединенных в 20 томов — районов), соответствующих изданию „Ресурсы поверхностных вод СССР“; опубликован в 1966—1982 гг.

Каждый выпуск К. л. СССР включает характеристику географического положения, морфологии, климатических условий и режима ледников, схемы расположения ледников, таблицу с основными сведениями об длине, площади и высотном положении ледников, список гидрометеорологических станций и осадкомеров в ледниковом районе, сведения о стационарных и экспедиционных исследованиях в описываемом районе, список работ, содержащих сведения о ледниках, некоторые дополнительные материалы.

К. л. СССР — результат первой полной инвентаризации ледников в нашей стране. Ранее составлялись каталоги ледников Кавказа [157] и Средней Азии [103]. Согласно данным К. л. СССР, ледники в СССР занимают площадь 78 239 км², в т. ч. примерно 56 122 км² приходится на долю Арктики и 22 117 км² на долю горных ледников. Общее число ледников в горах СССР площадью каждый более 0,1 км² — около 28 700. К. л. СССР полностью войдет в составленный сейчас *Всемирный каталог ледников*. В. М. Котляков.

КАТАЛОГИЗАЦИЯ ЛЕДНИКОВ. Составление каталогов ледников, в которых приводятся систематические сведения о положении, размерах, типах и некоторых чертах режима ледников, сгруппированных по речным бассейнам. См. *Всемирный каталог ледников*, *Каталог ледников СССР*. **КАТАСТРОФИЧЕСКАЯ ЛАВИНА.**

1. Лавина редкой повторяемости, возникающая при оптимальном сочетании лавинообразующих факторов и распространяющаяся далеко за пределы минерального конуса выноса, сформированного обычными лавинами из данного лавинного лотка. 2. Лавина, вызвавшая значительный материальный ущерб и человеческие жертвы.

КАТЫШ (син. *снежный валик*). Комок мокрого и липкого снега, катящийся по поверхности свежевыпавшего снега под действием сильного ветра. В процессе движения вследствие прилипания мокрого снега К. превращаются в разные фигуры вращения: шары, цилиндры, конусы и пр. Обычно возникают в предвесенние дни, в первую очередь на юж. и юго-зап. склонах.

КАЮЩИЕСЯ СНЕГА И ЛЬДЫ. (син. *снега кающихся*). Остроконечные образования на поверхности фирна и льда, наклоненные в направлении на полуденное положение солнца и напоминающие коленопреклоненные фигуры молящихся (см. фото Х. 18), откуда и возникло их название. Широко распространены на высоких ледниках тропических и субтропических широт. Самые крупные К. с. и л. встречаются в Андах Юж. Америки, где их высота достигает 4—6 м; на Памире поднимаются до 2 м. К. с. и л. представляют собой формы избирательного таяния снега и льда в условиях солнечной, сухой, умеренно холодной погоды, когда слабое таяние происходит лишь на поверхностях, перпендикулярных солнечным лучам при наиболее высоком стоянии солнца. По наблюдениям В. М. Котлякова и И. М. Лебедевой [110], решающим условием образования К. с. и л. является громадное преобладание прямой радиации над рассеянной, малый приток тепла из воздуха, большая отдача тепла на эффективное излучение поверхности и ее испарение.

В. М. Котляков.
КВАЗИЖИДКИЙ СЛОЙ НА КРИСТАЛЛАХ ЛЬДА. Жидкоподобный слой толщиной 10^{-5} — 10^{-6} см, по видимому, существующий на поверхности ледяных кристаллов при температурах даже значительно ниже точки замерзания воды. Это диффузионный слой переходной, довольно подвижной структуры. Его вязкость составляет около 50 Па·с и зависит от температуры и времени существования поверхности с момента ее образования. Квазижидкий слой, очевидно, играет большую роль в процессе метаморфизма снега. Исследование этого слоя проводится посредством анализа спектров ядерного магнитного резонанса льда.

В. М. Котляков.

КВАЗИЛЕДОРАЗДЕЛ. См. *ледораздел*.

КВАЗИСТАЦИОНАРНОСТЬ ЛЕДНИКА. Равновесное состояние ледника, при котором обеспечивается приблизительное постоянство его размеров и формы (в итоге отдельных балансовых лет и в среднем за несколько лет). Это состояние — следствие уравновешенности внешнего массообмена (равенства годовой аккумуляции и годовой абляции) и внутреннего массообмена, при котором ежегодный прирост массы в области питания и потери массы в области абляции полностью компенсируются оттоком льда из первой области и его притоком во вторую область. Кинематическая теория „стационарного ледника“ разработана в 90-х годах XIX в. Г. Ридом (Рейдом) и С. Финстервальдером. М. Г. Гросвальд.

КИНЕМАТИКА ЛЕДНИКОВ. Описание поля скорости движения льда без учета действующих на него сил. Позволяет оценить расход льда и среднюю скорость движения по балансу массы и морфологии ледника или оценить толщину ледника по скорости его движения.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ВОЛНА В ЛЕДНИКАХ (син. *волна вспучивания*). Периодически проходящие по леднику участки сжатия и растяжения, приводящие к чередованию в тех же местах бугров и впадин в рельефе ледниковой поверхности. Выражаются в распространении вдоль ледника изменений расхода льда Q или толщины ледника Z . Понятие К. в. в л. введено в гляциологию Дж. Наем [288] на основе предположения о наличии функциональной связи между Q и Z . Скорость кинематической волны в общем случае не совпадает со скоростью движения льда. Для волны расхода в двумерной среде скорость волны c равна $\partial Q / \partial Z$, а скорость движения льда U равна Q / Z . Из-за нарастания скорости с удалением от ложа $c/U > 1$ (колеблется от 2 до 5, составляя в среднем около 4). Уравнение кинематической волны

$$c \partial Q / \partial x + \partial Q / \partial \tau = Cc,$$

где x — направление вдоль ледника,

τ — время, C — аккумуляция или абляция.

Изменения аккумуляции или абляции приводят к изменениям расходов и толщины льда по времени. Амплитуда колебаний толщины нарастает к концу ледника, где интерферируют волны с его верховий. Распространение волн задерживается, а их амплитуда снижается из-за рассеяния, вызываемого зависимостью расхода льда от уклона поверхности α . Коэф. рассеяния $d = \partial Q / \partial \alpha$. Изменение толщины $\partial Z_1 / \partial \tau$ уменьшается из-за этого на величину $d \partial^2 Z_1 / \partial x^2$, где Z_1 — отклонение толщины ледника от начальной. Кинематические волны малого периода (сезонные) и межгодовые быстро гасятся рассеянием и сохраняются лишь местные эффекты. Волны большого периода (десятки лет) достигают концов больших ледников.

А. Н. Кренке.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА ПИТАНИЯ. Линия на леднике, разделяющая области с разнонаправленным перемещением частиц льда — внутрь ледника и из него, т. е. кинематические области питания и абляции. В районе К. г. п. *линии тока льда* идут параллельно поверхности ледника.

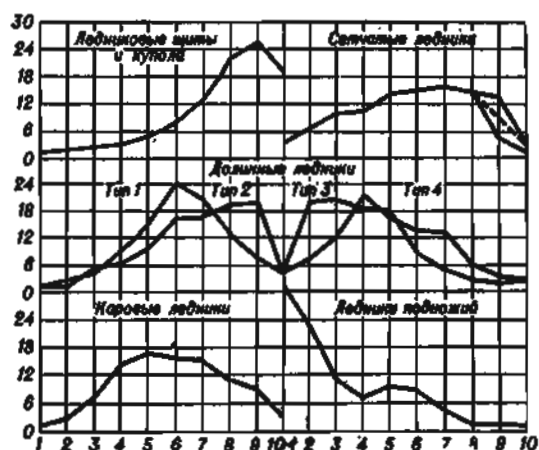
КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ АБЛЯЦИИ. Нижняя часть ледника, где *линии тока льда* направлены наружу. Является многолетней областью притока льда и повышения *изохронных поверхностей*.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ПИТАНИЯ. Верхняя часть ледника, где *линии тока льда* направлены внутрь ледника. Является многолетней областью оттока льда и понижения *изохронных поверхностей*.

КИСЛЫЙ СНЕГ. См. *химический состав снежного покрова*.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ПЛОЩАДЕЙ. Морфологическая классификация ледников, основанная на процентном распределении их площадей по высоте. Предложена Х. Альманом в 1940 г. [233]. Разработанная им методика включает составление т. н. „нормальных“ *кривых распределения ледников*, представляющих собой гипсографические кривые ледни-

ков, в которых за начало принимают отметки концов, а высотные интервалы получаются делением разностей между отметками верхних и нижних уровней льда на одинаковое количество частей (десять).



«Нормальные» кривые процентного распределения площадей льда между высотными интервалами, построенные для разных морфологических групп и типов ледников; по оси абсцисс — высотные интервалы, нумерация снизу вверх, по оси ординат — доля площадей в процентах.

На рисунке приведены «нормальные» кривые Альмана, основанные на морфометрических данных по Гренландскому ледниковому щиту, ледниковой шапке Хардангер, ледникам Маласпина, Ронскому, Бол. Алечскому, Хинтерайсфернер, Форно, Фрейя и др. Эти кривые позволили сделать вывод, что ледники каждой из пяти морфологических групп характеризуются собственной «нормальной» кривой. То же относится к четырем типам долинных ледников, различающихся по относительным площадям их фирновых бассейнов и языков, а также по форме языков.

Х. Альман использовал анализ кривых для обоснования закона влияния морфологии ледников на их режим, показав, что одни и те же изменения в составляющих баланса массы на ледниках с разным распределением площадей должны иметь разные следствия. Один из выводов Альмана гласит: чем больше относительная площадь верхних частей ледников, тем больше зависимость их баланса от изменений температуры.

М. Г. Гросвальд.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛАВУЧИХ ЛЬДОВ. Подразделение плавучих льдов по происхождению, морфологическим, динамическим и возрастным признакам. По происхождению среди плавучих льдов выделяют морские, озерные, речные и материковые. В морфологическом отношении льды делят на ровные, наслоенные и торосистые, по динамическим признакам — на неподвижные и дрейфующие. Кроме того, дрейфующие льды различают: по сплоченности, оцениваемой по 10-балльной шкале; по формам — поля, обломки, крупнобитый, мелкобитый, ледяная каша или тертый лед; по распределению — ледяные массивы, скопления, пятна, языки, полосы и т. п. В возрастном отношении выделяют шесть видов плавучих льдов; классификация их по возрасту и подвижности дается в таблице. Дополнительными характеристиками плавучих льдов служат: степень заснеженности (по трехбалльной шкале), степень загрязненности (по трехбалльной шкале), степень разрушенности (по пятибалльной шкале), степень раздробленности (по относительному количеству ледяных полей или зимой по среднему расстоянию между трещинами).

КЛАССИФИКАЦИЯ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ВОЗРАСТУ И ПОДВИЖНОСТИ

Возрастные характеристики льда	Степень подвижности	
	неподвижный	дрейфующий
Начальные виды льдов	Не бывает	Ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга
Ближний лед	Не бывает	Ближний лед
Нилас	Ледяной заберег	Все формы дрейфующего морского льда, кроме сморози и несяка
Молодые льды	Ледяной заберег, припай, стамуха	Все формы дрейфующего льда, кроме несяка
Однолетние льды	Припай, подошва припая, стамуха	Все формы дрейфующего льда
Старые льды	То же	То же

Первая классификация морских льдов была разработана в Советской России в 1921 г. Гидрографическим управлением Военно-морских сил. В 1928 г. она была принята Вторым гидрологическим съездом и на ее основе в 1930 г. был издан „Альбом ледовых образований”. Следующая общесоюзная классификация была разработана Специальным между-

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ. Подразделение подземных льдов на основе различий механизма их образования, размера, формы, условий залегания и строения. К настоящему времени создано около 20 К. п. л. Наиболее широко известна их генетическая классификация, разработанная в 1959 г. П. А. Шумским (рис. 1). Почти все более поздние

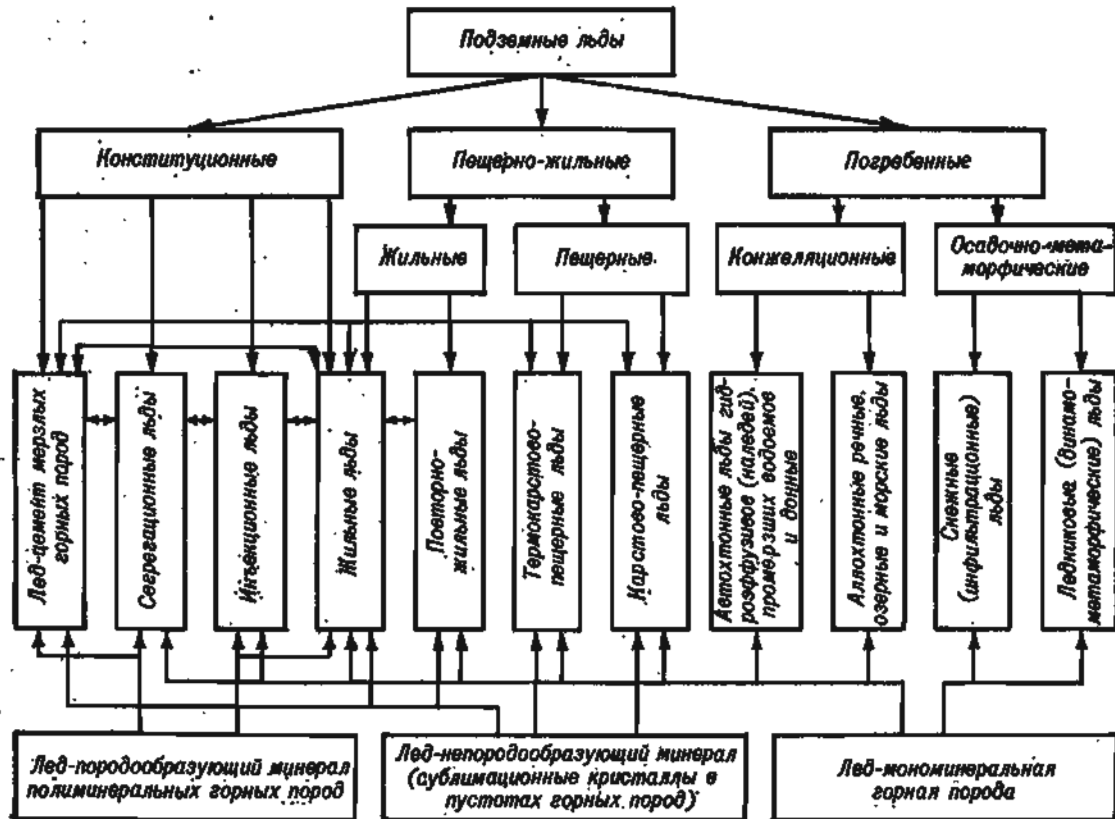


Рис. 1. Классификация подземных льдов П. А. Шумского.

домственным совещанием, издана в 1954 г. [94] и вошла в „Альбом ледовых образований на морях” [69]. Международная классификация, составленная на основе советской, была одобрена Всемирной метеорологической организацией и издана в 1956 г. на русском, английском, французском и испанском языках [137]. Позднее она была переведена на немецкий, польский и другие языки. Известны и другие классификации льдов [237], частично использованные при подготовке последней международной классификации [145].

Н. В. Волков.

К. п. л. являются дальнейшим развитием этой классификации. Последняя из них — многоступенчатая классификация, предложенная в 1980 г. Б. И. Втюриным и Е. А. Втюриной (рис. 2). В основу выделения грааций первого ранга в ней положено место образования льда — внутри грунта (внутригрунтовые подземные льды) или на поверхности (первично-поверхностные погребенные). По синхронности с формированием мерзлых пород выделены граации второго ранга: первичные и вторичные внутригрунтовые и включенные погребенные льды. Первичные внутригруп-

товые льды возникают при промерзании влажных горных пород, т. е. одновременно с формированием мерзлых пород; вторичные — в мерзлых и морозных породах при попадании воды, водяных паров, снега в поры, трещины и полости или при внедре-

подразделяют на градации четвертого ранга, по типу льдообразования (см. льдообразование в горных породах) — на градации пятого ранга, по форме залегания в горной породе — на градации шестого ранга.

Б. И. Втюрин.

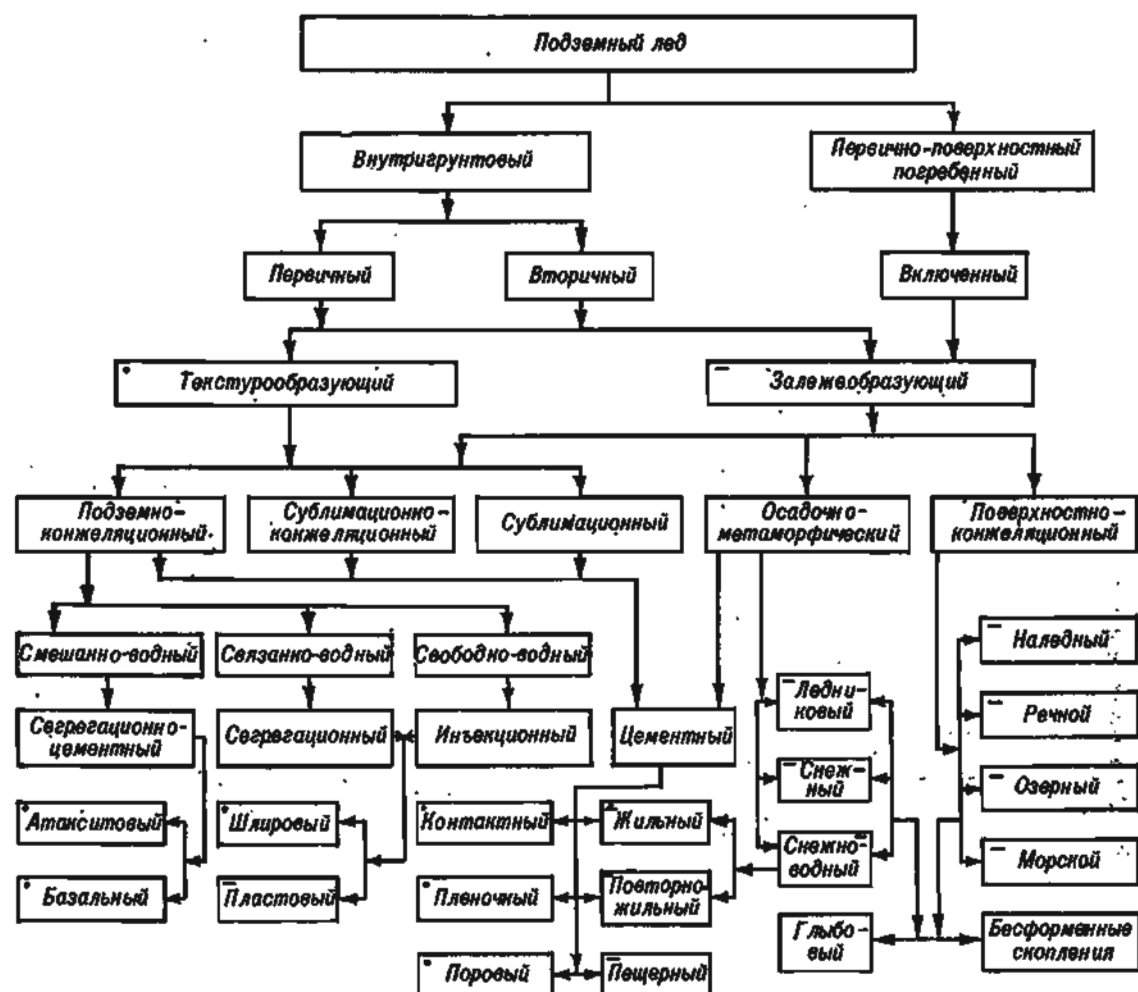
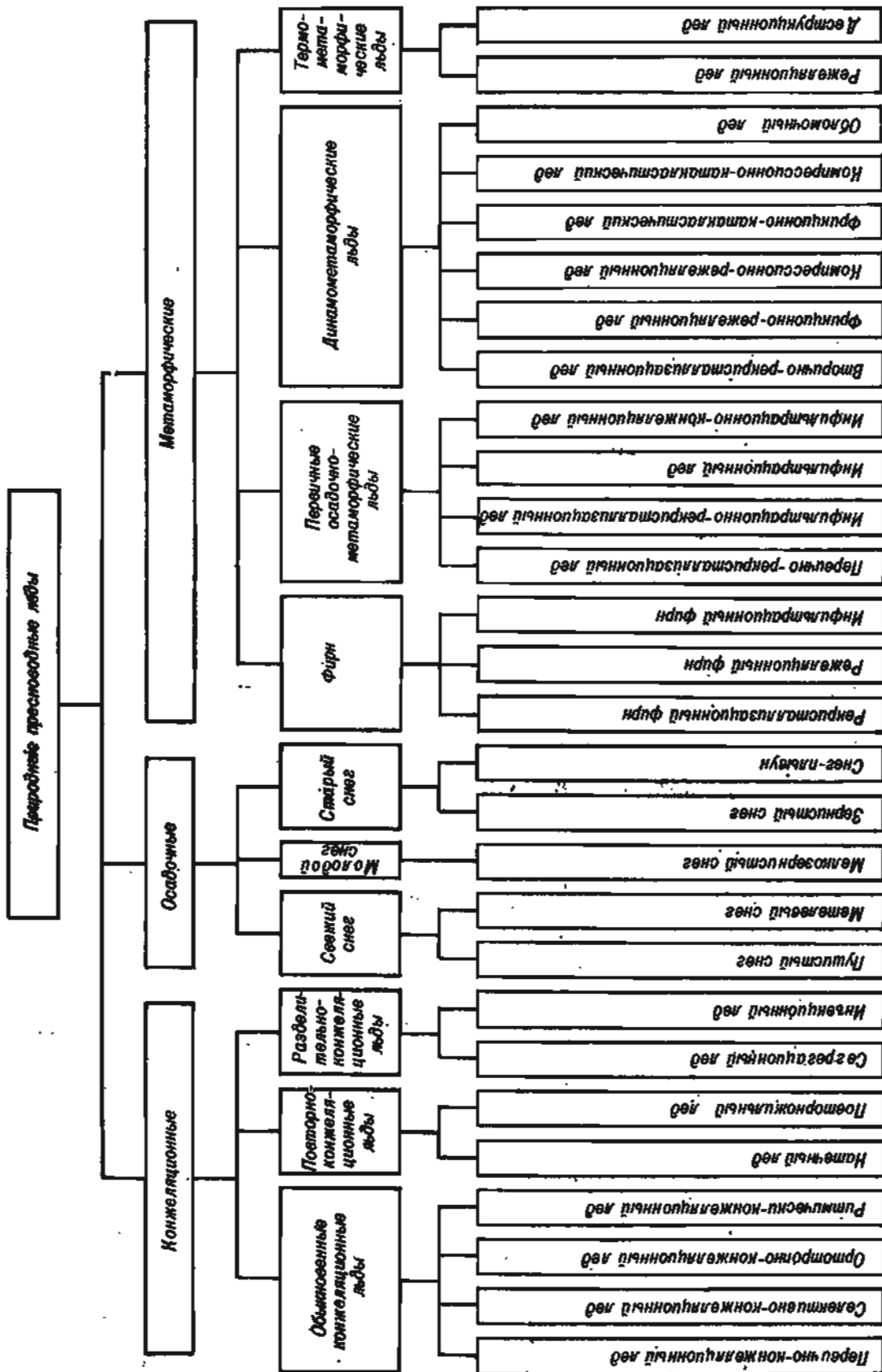


Рис. 2. Классификация подземных льдов Б. И. Втюрина и Е. А. Втюриной; черточкой отмечены все виды залежеобразующих льдов, точкой — текстурообразующих.

нии воды под напором в мерзлую толщу. Погребенные льды представляют собой типичные инородные тела, механически включенные в мерзлые или промерзающие горные породы. Градации третьего ранга выделены по роли подземных льдов в криогенном строении мерзлых пород: текстурообразующие и залежеобразующие льды. В многолетнемерзлых породах к залежеобразующим отнесены ледяные образования толщиной 0,3 м и более, в сезонномерзлых породах — толщиной 0,1 м и более. По фазовому составу и модификации замерзающей влаги подземные льды

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ЛЬДОВ. Подразделение единственной встречающейся в природе модификации льда I в соответствии с происхождением и петрографическим строением отдельных его видов. Известно несколько К. п. л.

А. Добровольский [248] выделил две группы ледяных пород: магматические, т. е. образовавшиеся в результате замерзания воды (плавающий и донный лед, зернистая изморозь), и осадочные (снежный покров и ледники). В. Паульке [293] разделил ледяные образования на четыре группы: гидропатетальные (от греч. ра-



gos — лед), кристаллизующиеся из жидкой воды (водный лед); аэропагетальные, возникающие в атмосфере (снег); хиональные, образующиеся из отложенных аэропагетальных льдов (снежный покров); динамопагетальные, формирующиеся из хиональных под действием динамометаморфизма (ледниковый лед). Б. П. Вейнберг [33] разделил все льды на три группы: сублимационный лед, возникающий при переходе водяного пара непосредственно в твердое состояние; конжеляционный лед, формирующийся путем замерзания жидкой воды; режеляционный лед, образующийся при смерзании частиц сублимационного и конжеляционного льда.

Наиболее совершенная К. п. л. (см. рис.), построенная по петрографическому принципу, принадлежит П. А. Шумскому [220], который выделяет 28 видов ледяных пород, объединенных в три группы: конжеляционные льды (льды водоемов и водотоков, подземные льды, ледяной дождь и отчасти град и крупа); осадочные льды (снежный покров); метаморфические льды (ледниковый лед).

В. М. Котляков.
КЛАССИФИКАЦИЯ СНЕГА И ФИРНА. Подразделение снега и фирна в соответствии с их структурой и физическими свойствами. Современная классификация различает три типа, несколько видов и подвидов снега и фирна (см. рис. на с. 174):

I. Свежий снег: 1) свежевывающий; 2) свежеотложенный: при общей метели, при поземке, при низовой метели.

II. Старый снег: 3) мелкозернистый уплотненный; 4) среднезернистый: уплотненный, разрыхленный, снег-плыун.

III. Фирн: 5) инфильтрационный: среднезернистый, крупнозернистый; 6) рекристаллизационный: среднезернистый, крупнозернистый.

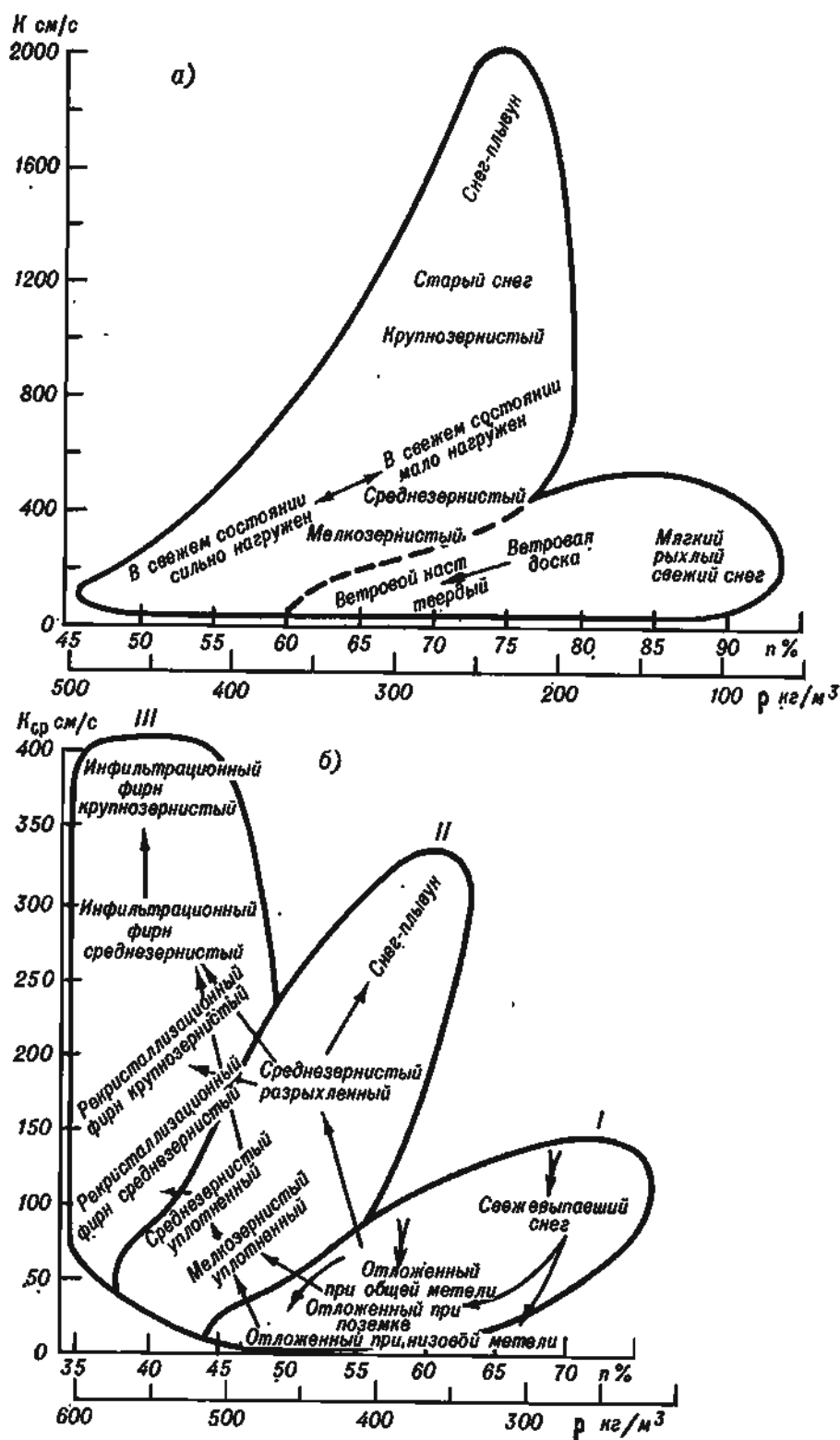
Свежий снег отлагается в текущую зиму, он характеризуется мелкозернистостью, вызванной снегоотложением при ветре, состоит из мелких частиц, сохранивших следы первичной правильной формы. Наименьшую плотность имеет свежевывающий снег, отлагающийся при слабом ветре. Строение и свойства свежеотложенного снега зависят от характера метели, при которой происходило его отложение. Старый снег несет на се-

бе результат процессов перекристаллизации. Его свойства определяются характером происходящих в толще процессов, основа которых закладывается в свежем снеге. Мелкозернистый уплотненный снег наиболее близок к свежеотложенному снегу. Со временем он превращается в среднезернистый уплотненный снег, а в условиях резких температурных скачков развиваются горизонты среднезернистого разрыхленного снега. Крайнюю степень разрыхления снега представляет собой снег-плыун. В дальнейшем снег превращается в фирн: инфильтрационный при таянии и рекристаллизационный при его отсутствии. Укрупнение фирна зависит от интенсивности процессов фирнизации. Первая классификация снега была выполнена в Альпах Х. Бадером [238] и затем усовершенствована в Антарктиде В. М. Котляковым [106].

В. М. Котляков.
КЛАССИФИКАЦИЯ СНЕЖИНОК. Подразделение снежных кристаллов, находящихся в облаках и выпадающих из облаков, по формам. Наиболее совершенные К. с. принадлежат У. Накайя [285] и А. Д. Заморскому [71]. Заморский различает 9 основных форм снежинок, а в них 48 видов, являющихся вариантами, комбинациями и усложнениями основных форм.

К основным формам снежинок относятся следующие (см. фото XI.20). Пластинка — тонкая шестиугольная, реже треугольная ледяная пластинка размером по диагонали от 0,1 до 4 мм, толщиной от 3 до 50 мкм, обычно образуется при температурах от -10 до -20°C . Звезда (син. дендрит) имеет центральную шестиугольную пластинку, из углов которой растут тонкие лучи с разветвлениями, иногда лучи расширяются в форме шестиугольных пластинок. Средний размер по диагонали 2 мм, наибольший 7 мм, толщина от 5 до 30 мкм, в центре может быть больше. Иногда бывают звезды с 3 и 12 лучами и другие усложненные формы, напр. лучи могут лежать не в одной, а в близко расположенных параллельных плоскостях, тогда они связаны между собой короткими столбиками. Звезды — наиболее частая и известная форма снежинок, выпадающих при небольших морозах. Столбик — шестигранная сплошная

КЛА



Классификации альпийского (а) и антарктического (б) снега и фирна; стрелками обозначен переход одного вида снега и фирна в другой; K — коэффициент воздухопроницаемости снега, n — пористость снега, ρ — плотность снега.

Графический символ	Примеры			Название	Соответствующий тип по Заморскому
				Пластинки	Пластишка
				Звезды	Звезда(дендрит)
				Столбики	Столбик
				Иглы	Игла
				Пространственные дендриты	Еж
				Увенчанные столбики	Запонка
				Неправильные кристаллы	Пушинка
				Снежная крупа	Круповидная снежинка
				Ледяной дождь	Оледенелая снежинка
				Град	Град

Международная классификация снежинок.

или полая призма длиной менее 1 см и отношением длины к поперечнику от 2 до 4. Очень частая форма при температурах ниже -20°C , имеет много усложненных разновидностей. Игла — длинный тонкий кристалл с гексагональным поперечным сечением; отношение длины к поперечнику от 5 до 30. Пушинка — пластинка или звезда до 9 мм по горизонтали, покрытая обычно с одной стороны плоскими кристаллами, выросшими в разных направлениях и под разными

углами. Еж — пространственный древовидный кристалл, представляющий собой несколько пластинок, лучей или призм, растущих в разных направлениях из одного центра. Общая форма кристалла грубо напоминает сферическую. Запонка — столбик, увенчанный пластинками на концах, расположенными перпендикулярно оси столбика. Оледенелая снежинка — бесформенный комочек оледенелого снега, иногда с нарощими на нем иглами. Круповидная снежинка — пла-

стинка, звезда или еж, покрытые мельчайшими замерзшими каплями, иногда в несколько слоев.

К. с. Накайя, первоначально составленная в 1943 г., была положена в основу К. с., разработанной рабочей группой Международной комиссии снега и льда под руководством М. Де-Кервена в 1951 г. и изданной в 1954 г. [308]. Эта классификация, ставшая международной (см. рис. на с. 175), включает 10 основных типов снежных кристаллов (в т. ч. град), которым фактически соответствует и классификация А. Д. Заморского. **В. М. Котляков.**

КЛАТРАТНЫЙ ГИДРАТ. Вещества, в которых кристаллическая решетка H_2O содержит пустоты, способные принять инородные молекулы. Если молекул H_2O достаточно много, то весь газ переходит в форму гидрата, когда его давление превышает давление диссоциации, аналогичное давлению паров жидкости или твердого тела. Предполагается, что на больших глубинах в ледниках воздух во льду присутствует не в пузырьках, а в форме К. г. Пузырьки воздуха перестали встречаться во льду из скважины на станции Бэрд с глубины 1100 м, а на станции Восток с глубины 940 м. Однако полного соответствия между наблюдаемой и рассчитанной глубиной с равным значением давления воздуха в пузырьках и гидростатического давления льда нет, и это заставляет предположить, что хотя воздух в глубоких слоях ледника определенно диффундирует в лед, неясно, образуется ли при этом К. г. См. также *соединения-включения во льду.*

В. М. Котляков.

КЛИВАЖ ЛЬДА (син. *сланцеватость льда*). Тип вторичной текстуры льда, для которого характерно наличие систем тонких закрытых параллельных трещин и других поверхностей ослабления, не совпадающих с первичной (осадочной) текстурой. По поверхностям ослабления лед легко раскалывается на плитки. Эти поверхности, как и трещины, совпадают с резкими границами структурной неоднородности — прослойками льда с лепидобластической структурой, плоскостями дифферен-

циальной сегрегации пузырьков воздуха, параллельными им системами линзовидных включений морены.

К. л. и связанные с ним сланцеватые (полосчатые) текстуры образуются под действием процессов динамометаморфизма льда, которые в зависимости от температурных условий принимают характер либо паратектонической перекристаллизации (кливаж течения), либо дислокационного метаморфизма (кливаж разлома). **М. Г. Гросвальд.**

КЛИМАТ ВЕЧНОГО МОРОЗА. По классификации Кеппена климат, при котором средняя месячная температура воздуха самого теплого месяца остается ниже $0^\circ C$. Наблюдается на большей части поверхности полярных покровных ледников и в высоких частях (особенно в верхних частях областей питания) горных ледников умеренных и субтропических широт (на Алтае выше 3200 м, на севере Тянь-Шаня выше 4000 м, на Памире выше 5000 м и т. д.). Граница питания ледников совпадает с высотой нулевой изотермы июльской температуры воздуха лишь в тех случаях, когда годовая сумма твердых осадков около 550—600 мм. При большей годовой сумме осадков она оказывается ниже, при меньшей — выше. **А. Н. Кренке.**

КЛИМАТИЧЕСКАЯ СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ. См. *снеговая линия.*

КЛЮЧЕВАЯ НАЛЕДЬ. См. *наледь подземных вод.*

КОАГУЛЯЦИЯ СНЕЖИНОК.

Укрупнение снежных частиц вследствие их столкновения и слияния друг с другом и с каплями. Наибольшее значение имеет гравитационная К. с., происходящая при слиянии частиц разного диаметра, падающих с разными скоростями. Турбулентная, броуновская и электростатическая К. с. имеют подчиненное значение. При столкновении снежных частиц с каплями происходит обзернение снежинок, а при столкновении снежинок друг с другом образуются *снежные хлопья*. Роль К. с. в их росте становится решающей после достижения снежинками радиуса 20—25 мкм. **В. М. Котляков.**

КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ. Изменения размеров (площади, длины,

толщины) и формы ледников, обычно сопровождающиеся наступанием или отступанием их концов (см. фото XIII.23). Различают [86] следующие виды К. л.: 1) сезонные, вызванные сезонными изменениями аккумуляции и абляции; 2) вековые и многовековые — очень продолжительные, обусловленные крупными колебаниями климата и преобразованиями рельефа; 3) циклические — сравнительно кратковременные, связанные с циклическими колебаниями климата, и 4) случайные — все те, которые нельзя отнести к сезонным, вековым и циклическим. Изредка случайные К. л. могут вызываться тектоническими, вулканическими и другими причинами. Циклические К. л. в гляциологической литературе часто называют периодическими, поскольку предполагается, что они ритмически повторяются через равные интервалы времени. Есть данные, указывающие на ритмический характер колебаний 11-, 22-, 35- и 80-летнего циклов, а также нескольких более длительных, напр. 1850-летнего цикла. Каждый цикл состоит из двух фаз: короткого интенсивного наступания и сравнительно длительного и медленного отступления. В истории оледенений циклы разной длительности часто накладываются друг на друга, напр. 1850-летние циклы голоцена наложались на общее отступление плейстоценовых ледников горных стран и Арктики, а внутривековые циклы последнего столетия — на убывание ледников „малого ледникового периода“.

По своему генезису все К. л. делятся на две группы: вынужденные колебания и релаксационные автоколебания. Первые представляют реакцию ледников на изменения внешних условий, которые прямо отражаются на балансе массы ледников. Вторые, ставшие известными под названием *пульсаций ледников*, представляют собой результат процессов, происходящих внутри самих ледников — скачкообразных перестроек условий на ложе и перераспределения вещества между областями аккумуляции и абляции без существенного изменения общей массы льда.

Наблюдения за К. л. ведутся уже около 100 лет. Первоначально они ставили своей целью регистра-

цию положений концов ледников и только с 1945 г. стали включать измерения баланса массы и его составляющих (впервые на леднике Стур в Шведской Лапландии). В 60-х годах начаты наблюдения за К. л. по международной программе, принятой Международной комиссией снега и льда, их результаты публикуются в специальном бюллетене. В СССР наблюдения по этой программе ведутся с 1963 г., с 1973 г. они опираются на национальную программу [147], предусматривающую специальные работы трех классов детальности.

Материалы наблюдений за К. л. позволили уже в 80-х годах XIX в. выяснить ряд закономерностей, получивших известность как законы Фореля. Среди них — законы больших периодов, всеобщности, исключений, одновременности, изменений объемов и др. Цель современных исследований К. л. состоит в усовершенствовании представлений о механизмах, связывающих наступания и отступления ледников с изменениями условий аккумуляции и абляции, и в разработке соответствующей количественной теории. Она включает задачу улучшения корреляционного анализа взаимосвязей между состоянием атмосферы и внешним массо-энергообменом ледников. В итоге появится возможность прогнозировать К. л. по заданным изменениям климата, экстраполировать колебания климата по известным К. л., предсказывать автоколебания, а также реконструировать характер и ход изменений древних ледников на основе геологических и палеоклиматических данных. Кроме того, будут созданы научные основы для прогноза изменчивости стока с ледников на ближайшие годы, для предсказания быстрых подвижек ледников, их величин и следствий. Для выполнения этих задач необходимы целенаправленные наблюдения за изменениями формы и размеров ледников, а также различных характеристик их внутреннего и внешнего массоэнергообмена.

М. Г. Гросвальд.
КОЛЬМАТАЦИЯ ЛЬДОМ. Процесс заполнения пор, трещин и других полостей в толще горных пород льдом. Используется для создания водонепроницаемых мерзлотных завес как способ предотвращения

фильтрации подземных или поверхностных вод.

КОМПАКТНОСТЬ НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СИСТЕМ. Нивально-гляциальные системы редко бывают непрерывными. Обычно они расчленены на отдельные массивы снега и льда, объединенные совместным воздействием на окружающую среду, напр. на речной сток, но мало взаимодействующие друг с другом. В таком случае важной характеристикой служит расчлененность или обратная ей К. н.-г.с. По степени компактности в зависимости от конфигурации могут различаться даже единичные ледники или снежники. Качественную геометрическую классификацию ледниковых систем по компактности предложил В. Г. Ходаков [202], выделив дисперсные (Урал), полудисперсные (Кавказ), полукompактные (Центральный Памир) и компактные (север Новой Земли) ледниковые системы.

Физическая К. н.-г.с. отражает взаимодействие малых элементов системы, и мерой такой компактности выступает характеристика взаимодействия в функционировании системы — отношение суммы взаимодействий между малыми элементами системы к сумме действий каждого из них [132]. Мера компактности системы растет с увеличением площади, занимаемой системой, дискретным образом зависит от числа ее составляющих, резко понижаясь при их распаде.

КОМПЛЕКСНОЕ СНЕГОЗАДЕРЖАНИЕ. Система мероприятий, направленных на уменьшение количества переносимого низовыми метелями снега путем его задержания на месте выпадения. К.с., с одной стороны, способствует повышению урожайности посевов, с другой — уменьшению снеготаносов на путях сообщения. При осуществлении К.с. отпадает необходимость в выделении т.н. придорожной полосы отвода. К.с. проводится средствами снегорегулирования, гл. обр. посадками лесных и кустарниковых снегозадерживающих полос.

КОМПРЕССИОННО-РЕЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД. См. *режелационный лед*.

КОНВЕРГЕНЦИЯ ЛИНИЙ ДВИЖЕНИЯ. См. *линии тока в ледниках*.
КОНЕЦ ЛЕДНИКА. Низшая точка языка ледника.

КОНЕЧНАЯ МОРЕНА. См. *отложенные морены*.

КОНЖЕЛЯЦИОННОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ. Образование ледяной породы из воды, не разделенной на отдельные капли. Оно проходит этапы протокристаллизации — возникновения не связанных между собой кристаллических зародышей, ортотропной кристаллизации — взаимно стесненного роста кристаллов льда нормально к поверхности выхолаживания воды и остаточной кристаллизации замкнутого центрального ядра. При переходе от свободного роста к взаимно стесненному наибольшая скорость роста переходит от базисной плоскости к главной оси в связи с большей теплопроводностью льда в этом направлении. В результате возникает вертикальная столбчатая структура льда. С удалением от поверхности выхолаживания мелкие кристаллы выклиниваются, а крупные сохраняются. Изменение интенсивности теплоотдачи в воздух приводит к изменению скорости кристаллизации и возникновению слоистой текстуры, в т.ч. слоев с обилием пузырьков воздуха. В замкнутых ядрах замерзание приводит к пучению, разрывам и взрывам льда вследствие его расширения при замерзании.

А. Н. Кренке.
КОНЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД (син. *гидрогенный лед*). Тип льда, формирующегося при замерзании жидкой или капельно-жидкой воды, аналог магматических горных пород. Отличается многообразием форм и чрезвычайно широким распространением. Встречается в виде отдельных ледяных зерен (крупа, град, ледяной дождь, зернистая изморозь), ледяных корок (гололед) или крупных ледяных массивов (речной, озерный, морской лед, наледи и пр.).

КОНСЕРВАЦИЯ ЛЬДОМ. Способ сохранения различных объектов от вредных внешних воздействий — послойное намораживание воды на поверхности консервируемых предметов набрызгом, поливом или обмакиванием. Образующаяся корка льда

предохраняет от сублимационного иссушения, сохраняет криогенную текстуру и структуру.

КОНСТИТУЦИОННЫЙ ПОДЗЕМНЫЙ ЛЕД. См. *первичный внутригрунтовый лед*.

КОНСТРУКТИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. *метаморфизм снега*.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛЕДНИК. См. *материковый ледник*.

КОНТРАКТАЦИОННАЯ ТЕОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОВТОРНОЖИЛЬНОГО ЛЬДА. Зародилась в России в работах Е. А. Фигурина (1823) и А. А. Бунге (1887), получила дальнейшее развитие в трудах американского исследователя Е. Леффингвелла (1919) и оформилась в теорию в 50-х годах XX в. благодаря работам П. А. Шумского, А. И. Попова, Б. Н. Достовалова, П. Ф. Швецова, Б. И. Втюрина, Н. И. Романовского, Ш. Ш. Гасанова и др. Сущность ее сводится к следующему. Мерзлые породы в результате резких колебаний температуры растрескиваются. Трещины проникают в многолетнемерзлые породы на глубину 5—6 м, заполняются снегом, сублимационным льдом и водой, замерзающей сразу после попадания. Формируется элементарная ледяная жила, сохраняющаяся в многолетнемерзлых породах. Повторное растрескивание примерно по тем же ослабленным зонам с заполнением трещин льдом приводит к образованию *повторных ледяных жил* и крупных залежей *повторножильного льда*. Растрескивание пород, рост льда в трещинах, уплотнение мерзлых вмещающих пород, их выжимание вверх по боковым контактам ледяных жил приводит к формированию на поверхности своеобразного *жильно-полигонального рельефа*. В зависимости от того, идет ли растрескивание пород и образование повторножильного льда одновременно с накоплением осадка на поверхности и подъемом кровли многолетнемерзлых пород вверх или при неизменном положении верхней границы многолетнемерзлых пород, различают сингенетические и эпигенетические ледяные жилы.

Б. И. Втюрин.

КОНУС ВЫНОСА ЛАВИНЫ.

1. Место остановки и отложения лавинного снега. В этом смысле тер-

мин эквивалентен понятию *зона отложения лавины*. К. в. л. может распространяться и на противоположный склон долины. 2. Отложения обломочного материала, вынесенного лавиной и сохраняющегося после стаивания лавинного снега.

КОНУС ВЫНОСА СЕЛЯ (син. *зона аккумуляции селя*). См. *селевой бассейна*.

КОНФЛЮЭНТНАЯ СТУПЕНЬ. См. *устьевая ступень*.

КОНФЛЮЭНТНЫЙ ЛЕДНИК. Редко употребляемое в СССР обозначение плавучего ледника, образованного слиянием окончаний нескольких ледников. Форма К. л. обычно определяется грядой небольших о-вов, тянущихся по его внешнему краю. К. л. можно рассматривать как аналог *предгорного ледника* у мористого края ледникового массива.

КОНЦЕНТРАЦИЯ СНЕГА НА ЛЕДНИКЕ. Увеличенное количество снега на леднике, окруженном горными склонами, по сравнению с фоновым снегонакоплением в окружающем районе. Вызывается метелевым переносом снега и сходом снежных лавин на поверхность ледников. Лавинный и метелевый вклады в питание ледников в среднем соизмеримы.

К. с. н. л. характеризует коэф. концентрации, причем различают физический K_f и геометрический K_r коэф. концентрации снега. Величина K_f представляет собой отношение максимального снегонакопления на леднике b_m к средней по бассейну ледника сумме твердых осадков за период аккумуляции X_s , т. е. $K_f = b_m/X_s$. Величина K_r представляет собой отношение суммы площадей бесснежных к концу зимы склонов S_c и самого ледника S_l к площади ледника, т. е. $K_r = (S_c + S_l)/S_l$. Эта формула показывает, что чем больше бесснежных площадей вокруг ледника, тем выше на нем степень концентрации снега. В глубоко расчлененном альпийском рельефе физические и геометрические коэф. концентрации К. с. н. л. приблизительно равны; от года к году они весьма устойчивы для определенного ледника.

К. с. н. л. зависит от его морфологического типа. На каровых ледниках коэф. концентрации составляет 1,6—2,0, на долинных ледниках

средних размеров 1,2—1,4, на склоновых ледниках он близок к единице, т.к. эти ледники занимают всю площадь склона, не оставляя оголенных участков. На ледниках плоских и конических вершин коэф. концентрации меньше единицы, т.к. часть выпадающего снега с этих ледников сносится. Большая К.с.н.л. приводит к росту энергии оледенения и повышает гидрологическую активность ледников, что увеличивает их хозяйственную ценность.

Концентрация снега характерна не только для ледников. На равнинах снег концентрируется в понижениях рельефа — западинах, оврагах, балках, в результате чего здесь образуются снежники. На ровных залесенных площадях концентрация снега приближается к единице, наименьшая концентрация наблюдается на выпуклых наветренных склонах гор.

В. М. Котляков.
КОРА ОБЛЕДЕНЕНИЯ. Слой натечного льда толщиной до 10—15 см, образующегося на дне, стенах или потолке в *пещерах-ледниках* и горных выработках от замерзания воды, просачивающейся сверху по трещинам; вид *пещерного льда*. По происхождению различают К.о. атмосферную (сублимационную), гидрогенную, возникающую при намерзании тонких пленок воды, и гетерогенную (смешанную). Обычно имеет слоистое строение; придает подземным полостям сказочный экзотический вид. Иногда К.о. называют лед, формирующийся на берегах рек, озер и морей в результате волноприбойной деятельности водных потоков, а также атмосферную воду, замерзшую на поверхности охлажденных предметов (см. *гололед*).

В. Р. Алексеев.
КОРА ТАЯНИЯ. Верхний сильно разрыхленный слой льда толщиной 5—10 см в области абляции ледника, возникающий в результате *солнечного выветривания льда* под воздействием прямой солнечной радиации, проникающей в глубь льда и вызывающей таяние внутри его верхнего слоя. К.т. быстро исчезает (станивает) с приходом пасмурной погоды и адвективного тепла, когда таяние за счет теплообмена с воз-

духом возможно только с поверхности, а не изнутри льда.

В. М. Котляков.
КОРДИЛЬЕРСКО-БЕРИНГИЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. Гипотетический плейстоценовый ледниковый покров, который повторно возникал в тихоокеанском секторе сев. полушария, занимая широкую прибрежную зону между зал. Пюджет-Саунд и Охотским морем. Источником атмосферного питания служили тихоокеанские влагонесущие ветры. Главными элементами покрова были Кордильерский горнопокровный комплекс и Южно-Берингийский ледниковый покров; последний объединял плавучий Берингов шельфовый ледник с ледниковыми шапками и сетчатыми системами окружающих гор, островов и шельфов (см. рис. к статье *Панарктический ледниковый покров*).

Гипотеза К.-Б.л.п. основывается на аналогии палеоклиматических и палеоокеанологических условий сев. периферии Тихого океана с условиями Сев. Атлантики, а также на большом геологическом материале. В последний раз этот покров возник в позднем плейстоцене, достигая максимума около 14 тыс. л. н., его общая площадь около 5 млн. км², из которых не менее 1,5 млн. км² приходилось на плавучие шельфовые ледники. Интенсивный распад относится к 11—12 тыс. л. н. Айсберги, откалывавшиеся от „морской” периферии покрова, существенно охлаждали всю сев. прибрежную часть Тихого океана. Лит. [53].

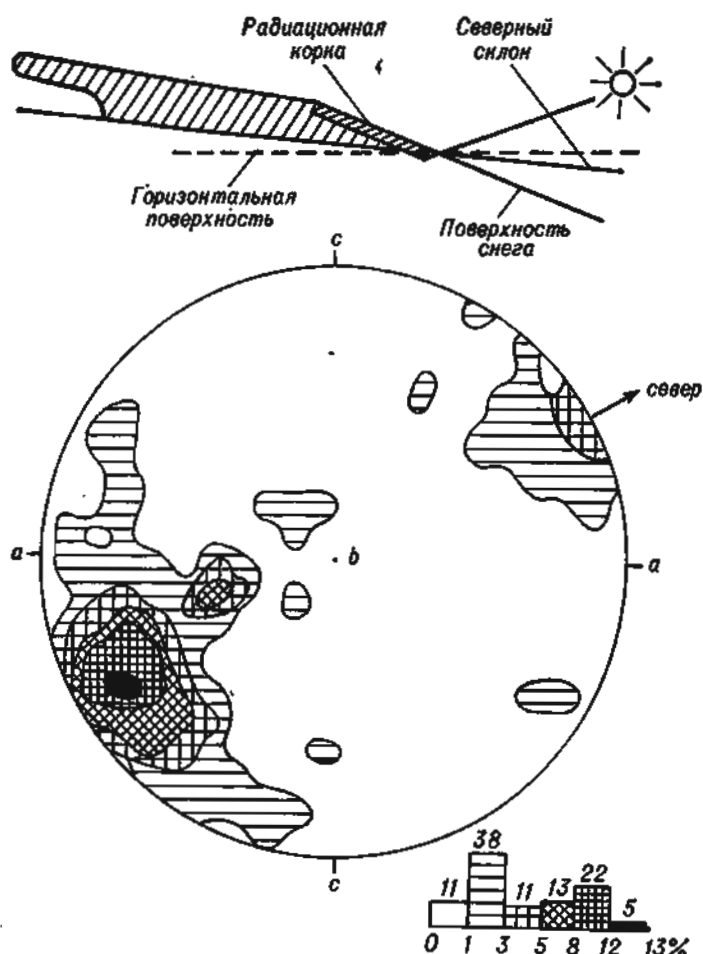
М. Г. Гросвальд.
КОРЖЕНЕВСКИЙ Николай Леопольдович (1879—1958). Советский физикогеограф и гляциолог, чл.-корр. АН УзССР (1947). Профессор, с 1937 г. зав. кафедрой физической географии Среднеазиатского университета. Составил первый каталог ледников Средней Азии [103], открыл и изучил около 70 крупных ледников на Памиро-Алае. В честь К. названы три ледника: в Заалайском хр., хр. Кокшаалтау и Заилийском Ала-тау, а также вершина в Заалайском хр. Автор монографии [104].

КОРКИ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. Уплотненные фирновые или ледяные

прослой в толще снега, образующиеся, как правило, на снежной поверхности, когда она в течение нескольких дней не перекрывается новым снегом. Различают четыре типа корок: гололедные, ветровые, радиационные, а также ледяные прослойки.

нение, ветровая упаковка снега и механическое давление ветра. Толщина корок 0,5—1 мм, они состоят из мелких кристаллов размером около 0,3 мм. Радиационные корки образуются в периоды антициклонической погоды в конце зимы или ран-

Схема образования радиационной корки на о. Дригальского в Антарктике и стереограмма ориентировки оптических осей кристаллов льда в ней: *ab* — горизонтальная плоскость, *c* — вертикальная ось, внизу — шкала плотности выходов оптических осей кристаллов (верхние цифры — количество кристаллов, нижние цифры — процент выходов осей на 1% площади сетки Шмидта).



Корки первых трех типов возникают обычно при отрицательных температурах воздуха, иногда значительно ниже нуля; последний тип является продуктом таяния снега.

Гололедные корки образуются в пасмурную погоду из мельчайших капель переохлажденной воды, их толщина достигает 3 мм. Такая корка состоит из пленки льда, обволакивающей группы кристаллов, и понижения между ними. Из-за малой прочности она часто испаряется или разрушается ветром. **Ветровые корки** возникают в периоды устойчивых умеренных или сильных ветров, не сопровождающихся большим перемещением. К формированию корок приводят три процесса (в порядке их значимости): сублимационное уплот-

ней весной вследствие радиационного оплавливания и перекристаллизации снега. Особенно часто они встречаются на склонах, обращенных к солнцу. Толщина корок 0,5—3 см, основную их массу составляют крупные удлиненные ледяные кристаллы, растущие в направлении на солнце; кристаллографические оси кристаллов ориентированы параллельно основному потоку радиации (см. рис.). **Ледяные прослойки** формируются внутри снежной толщи при замерзании талой воды в ветровых и радиационных корках. Толщина их первоначально составляет 0,5—1 см, но при повторном замерзании талых вод может увеличиваться. Корки долго сохраняются в толще снега и оказывают влияние на процессы перекри-

сталлизации снежной толщи, т. к. нарушают вертикальное движение водяного пара. Они образуют границы между слоями снега разной структуры и играют большую роль в стратиграфии снежного покрова. Лит. [106]. В. М. Котляков.

КОРРАЗИОННЫЕ ВПАДИНЫ. См. ветровые борозды.

КОСМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА СНЕГА И ЛЬДА. Фотографирование из космоса снежно-ледовых образований на земной поверхности. Производится с искусственных спутников Земли и орбитальных станций в различных спектральных диапазонах. Наибольшую информацию получают в оптическом и ближнем инфракрасном (ИК) диапазонах, в которых работают фотографические и телевизионные (сканерные) системы. Разрешение лучших фотографических систем достигает нескольких десятков метров, а телевизионной съемки — около 1 км. Первые системы позволяли получить изображение любых гляциологических объектов, а вторые — гл. обр. границы распространения снежного покрова и морских льдов. Сейчас космическая съемка проводится, как правило, в многозональном варианте, что повышает надежность дешифрирования, позволяет различать поверхность снега и льда, а в ближнем ИК-диапазоне — изображение сухого и мокрого снега, т. е. обнаруживать участки таяния. Выполняемая с метеоспутников съемка в тепловом ИК-диапазоне, несмотря на малое разрешение (порядка 6—10 км), имеет ценное преимущество для исследований в условиях полярной ночи. Поскольку радиационная температура льда находится в прямой зависимости от его толщины, тепловые ИК-снимки могут быть использованы для определения толщины морских льдов и, следовательно, выделения ареалов многолетних льдов. Для исследований обширных массивов снежного покрова и морских льдов перспективно использование микроволновой сверхвысококачественной съемки.

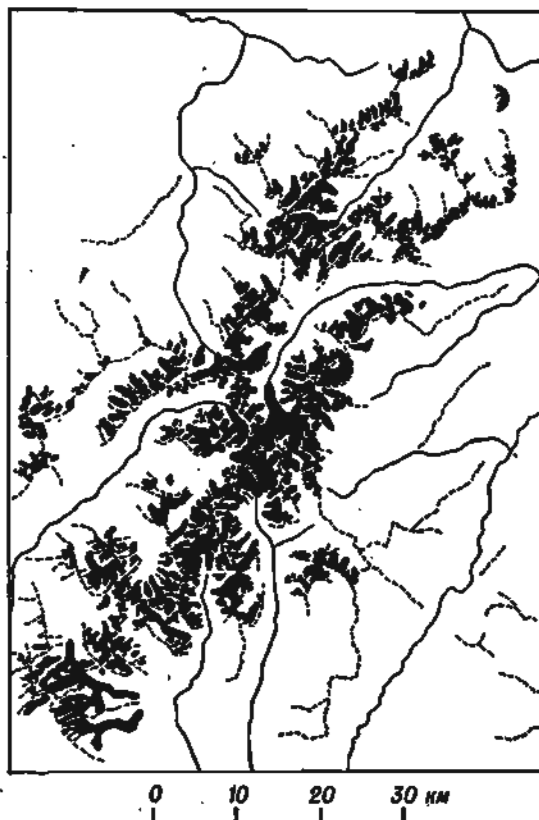
В соответствии с размером явлений и масштабом снимков перед космической съемкой для целей гляциологии стоят три главные задачи:

1) исследование снежности земного шара, ледовитости морей и изменчивости этих явлений во времени; 2) исследование формирования и изменчивости снежно-ледовых явлений в горах; 3) наблюдения за режимом снега и льда на конкретных территориях. Первая задача основывается на массовых космических материалах, получаемых для сев. и юж. полушарий. Достаточно сравнительно мелкомасштабные снимки; они позволяют исследовать глобальную изменчивость границы сезонного снега, ареала морских льдов, траекторий крупных айсбергов, а в ИК-диапазоне — температуры поверхности и ареалов таяния. Вторая задача может решаться при использовании среднимасштабных снимков с разрешением порядка 50—70 м. При многократной повторности космической съемки за период таяния обратным расчетом можно определить максимальные снегозапасы (см. метод теплового проявления снегозапасов). Третья задача решается при использовании крупномасштабных снимков с разрешением 10—20 м. Они позволяют исследовать с большой детальностью гляциологические объекты вдоль линейных маршрутов и могут применяться в оперативной практике.

Большая обзорность космических снимков позволяет выполнить картографирование ледников и снежных лавин, а возможность многократного повторения съемок обеспечивает систематический контроль за динамикой ледников, установлением и сходом снежного покрова, появлением и исчезновением морских льдов. Однако для использования космической информации в гляциологии необходимо: 1) уметь различать изображение снежно-ледовых образований и облачности, для чего разработаны специальные методы, напр. автоматический способ фильтрации облачности путем анализа изображений за несколько дней с выбором минимальной яркости изображения; 2) иметь снимки, полученные в заранее определенное время: для наблюдений за ледниками в конце летнего периода, для оценки лавинной опасности в начале лета, когда еще

сохраняются лавинные снежники; 3) располагать повторными съемками, которые позволяли бы оценивать такие динамичные гляциологические явления, как, напр., резкие подвижки ледников и их опасные следствия.

К настоящему времени накоплен большой опыт К. с. с. и л., в особенности со станции „Салют-6“, на которой в 1978—1980 гг. выполнялась



Космическое изображение оледенения участка Алайского хребта на схеме дешифрирования.

специальная программа съемок ледников Памира, Центральной Азии и Юж. Америки. На базе космических снимков уже проведено уточнение ряда карт ледниковых районов, и точность показа ледников по космическим снимкам оказалась выше, чем по топографическим картам тех же масштабов.

В. М. Котляков.

КОТЛОВИННЫЙ ЛЕДНИК. Горный ледник, область питания которого располагается в обширном цирке, а язык выходит за пределы образовавшейся котловины на расстояние, не превышающее одной-двух третей ее длины. К. л. намного больше каровых и карово-долинных ледников, толщина их может достигать нескольких сотен метров.

КОТЛЯКОВ Владимир Михайлович (род. 1931). Советский географ и гляциолог, чл.-корр. АН СССР (1976). С 1954 г. работает в Институте географии АН СССР, с 1968 г. зав. отделом гляциологии. В 1955/56 г. зимовал на ледниковом покрове Новой Земли, участвовал во Второй Советской антарктической экспедиции (1956—1958), возглавлял многолетние гляциологические экспедиции на Кавказ и Памир. Разрабатывает общие проблемы гляциологии, в основном на стыке снеговедения и ледниковедения. Исследовал законы питания горных ледников и полярных ледниковых покровов [106], снежность Земли и ее колебания во времени и в пространстве [107], возможности интерпретации данных изотопной и геохимической гляциологии [108]. Основатель (1961) и главный редактор сборников „Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения“, зам. председателя Секции гляциологии (1968), вице-президент Географического общества СССР (1980). В 1971—1979 гг. избирался вице-президентом Международной комиссии снега и льда, в 1971—1975 гг. и с 1980 г. — член совета Международного гляциологического общества. В 1983 г. избран вице-президентом Ассоциации гидрологических наук МГТС. С 1970 г. является представителем АН СССР в Совете Международного антарктического гляциологического проекта. Именем К. названы ледники в Джунгарском Алатау и Зайлийском Алатау.

КОЭФФИЦИЕНТ ВАРИАЦИИ СНЕГОЗАПАСОВ В ПРОСТРАНСТВЕ.

Характеристика неравномерности залегания снежного покрова на местности, подсчитываемая по формулам:

$$C_v = \frac{\sigma_m}{M_0}, \quad \sigma_m = \sqrt{\frac{\sum (M_i - M_0)^2}{n - 1}},$$

где σ_m — среднее квадратическое отклонение, M_i — снегонакопление в каждой точке, M_0 — среднее арифметическое ряда, n — количество точек.

КОЭФФИЦИЕНТ ВНЕШНЕГО ТРЕНИЯ ЛЬДА. См. *скольжение льда*.

КОЭФФИЦИЕНТ ВНУТРЕННЕГО ТРЕНИЯ ЛЬДА. См. *реологические свойства льда*.

КОЭФФИЦИЕНТ ВОВЛЕЧЕНИЯ. Отношение средней для данной толщины слоя льда концентрация растворимых веществ M_c к их концентрации в той воде, из которой лед образуется, M_w : $K_v = M_c/M_w$. Величины M_c и M_w рассчитываются как средневзвешенные за промежуток времени между наблюдениями. К. в. характеризует интенсивность вовлечения веществ в кристаллизующийся лед. А. В. Иванов.

КОЭФФИЦИЕНТ ЛАВИННОЙ АКТИВНОСТИ. См. лавиноактивный склон.

КОЭФФИЦИЕНТ ЛЕДНИКОВОГО СТОКА. См. ледниковый сток.

КОЭФФИЦИЕНТ ЛЕДОХОДА. См. ледоход.

КОЭФФИЦИЕНТ ПУАССОНА ЛЬДА. См. упругие свойства льда.

КОЭФФИЦИЕНТ СДУВАНИЯ СНЕГА. См. снегосборный бассейн.

КОЭФФИЦИЕНТ СОХРАНЕНИЯ ОСАДКОВ. См. снегоемкость терри-
тории.

КОЭФФИЦИЕНТ СТЕКАНИЯ. Отношение ледникового стока к поступлению жидкой воды на ледник в результате таяния и выпадения жидких осадков. В отличие от коэф. стока (отношения стока к осадкам) за достаточно длительный промежуток времени (напр., сезон), К. с. не может превышать единицы. К. с. близок к единице в области абляции и меняется от нуля до единицы в области аккумуляции из-за потерь стока на вторичное замерзание (внутреннее питание). А. Н. Кренке.

КОЭФФИЦИЕНТ ШУГОХОДА. См. шугоход.

КОЭФФИЦИЕНТ ЭКСТИНКЦИИ ЛЬДА. См. оптические свойства льда.

КОЭФФИЦИЕНТ ЭКСТИНКЦИИ СНЕГА. См. радиационные свойства снега.

КРАЕВАЯ ЛОЖБИНА. См. ранд-
кляфт.

КРАЕВОЙ ЛЕДНИКОВЫЙ КОМПЛЕКС. Система парагенетически связанных форм ледникового рельефа, образованная в краевой зоне ледниковых покровов в результате эрозивной и аккумулятивной деятельности льда и талых ледниковых вод. Ее главными элементами служат параллельные конечноморенные гряды

и примыкающие к ним с дистальной стороны флювиогляциальные дельты и террасы. В комплекс также входят выпавшие лопастями льда языковые бассейны, друмлины, туннельные долины, эскеры, каналы стока талых вод и прочее. К. л. к. формируется при чередовании продолжительных остановок и кратковременных наступаний края ледника. М. Г. Гросвальд.

КРАЙНЯЯ ГРАНИЦА ЛЬДА. См. кромка льда.

КРАТКОВРЕМЕННОМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ. См. мерзлые горные породы.

КРЕГ-ЭН-ТЕЙЛ-ФОРМЫ. См. друмлины.

КРИВАЯ ПЛАВЛЕНИЯ ЛЬДА. Линия равновесия лед — вода на фазовой диаграмме давления P и температуры t . Показывает зависимость температуры плавления льда от давления, строится для льда I на основе уравнения Клаузууса — Клапейрона:

$$\frac{dt_n}{dP} = \frac{t_n(V_{ж} - V_{тв})}{L_n},$$

где t_n — температура плавления, $V_{ж}$, $V_{тв}$ — удельные объемы жидкости и твердого тела, L_n — удельная теплота плавления льда. Как правило, $V_{ж} > V_{тв}$. Для воды плотность жидкой фазы больше, чем твердой, поэтому $V_{ж} - V_{тв} < 0$ и $dt_n/dP < 0$, а t_n понижается при увеличении давления. К. п. л. представлена на рисунке к статье кривая сублимации льда. В. Р. Алексеев.

КРИВАЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВ. Предложенный Х. Альманом способ изображения распределения площади ледника по высоте, один из видов гипсографической кривой. По оси абсцисс откладываются высотные интервалы, а по оси ординат — доля площади поверхности ледника, приходящейся на тот или иной высотный пояс (см. рис. к статье классификация ледников по распределению площадей).

В. М. Котляков.

КРИВАЯ СУБЛИМАЦИИ ЛЬДА. Линия равновесия лед — пар на диаграмме давления P и температуры t (см. рис.). Пересечение кривых равновесия лед — пар, лед — жидкость и жидкость — пар в т. н. тройной

точке свидетельствует о том, что при этих условиях возможно существование воды в твердой, жидкой и газообразной фазах одновременно.

В. Р. Алексеев.

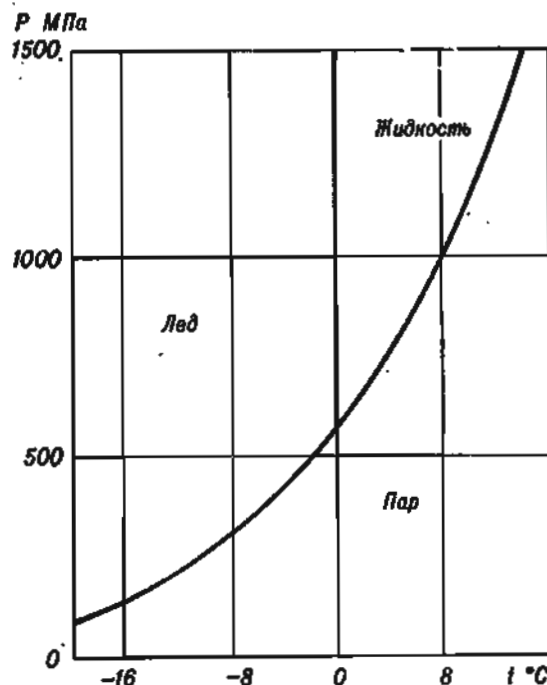


Диаграмма давления P — температуры t воды в области тройной точки.

КРИВЫЕ СПАДА СТОКА С ЛЕДНИКА. Участки гидрографа стока с ледника, приходящиеся на отрезки времени, когда поступление воды на ледник практически прекращается (период зимней аккумуляции и дни с летними снегопадами). В это время вода в сток поступает за счет водоотдачи из толщи фирна и подледниковой морены, а также в результате внутреннего и донного таяния. Гидрограф стока в эти дни имеет характер экспоненциально понижающейся кривой:

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau_d}},$$

где Q_t — расход воды в момент t после прекращения поступления воды, Q_0 — расход в момент прекращения поступления воды, τ_d — среднее время добегания воды с ледника, зависящее от его площади и определяемое из наблюдаемых кривых спада.

А. Н. Кренке.

КРИОАБРАЗИЯ. См. термоабразия. **КРИОГАЛИТ.** Эвтектическая смесь гидрогалита ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и льда.

Образуется при послыйном намораживании рассолов, проявляющихся в виде источников подземных вод (соляные наледы), а также при промерзании соленых озер.

КРИОГЕНЕЗ. См. криогенные процессы.

КРИОГЕННАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА. Тип морфоскульптуры, возникающий при проявлении рельефообразующих литокриогенных процессов: криогенного пучения, трещинообразования, термокарста, солифлюкции, нивации, морозной сортировки материала и т. п. На аккумулятивных равнинах К. м. обычно представлена жильно-полигональными, пучинными, термокарстовыми, структурными формами рельефа; на возвышенностях и в горах — солифлюкционными формами, гольцовыми террасами, структурным микро-рельефом.

Е. А. Втюрина.

КРИОГЕННАЯ СТРУКТУРА. Совокупность структур минерального скелета и подземного льда.

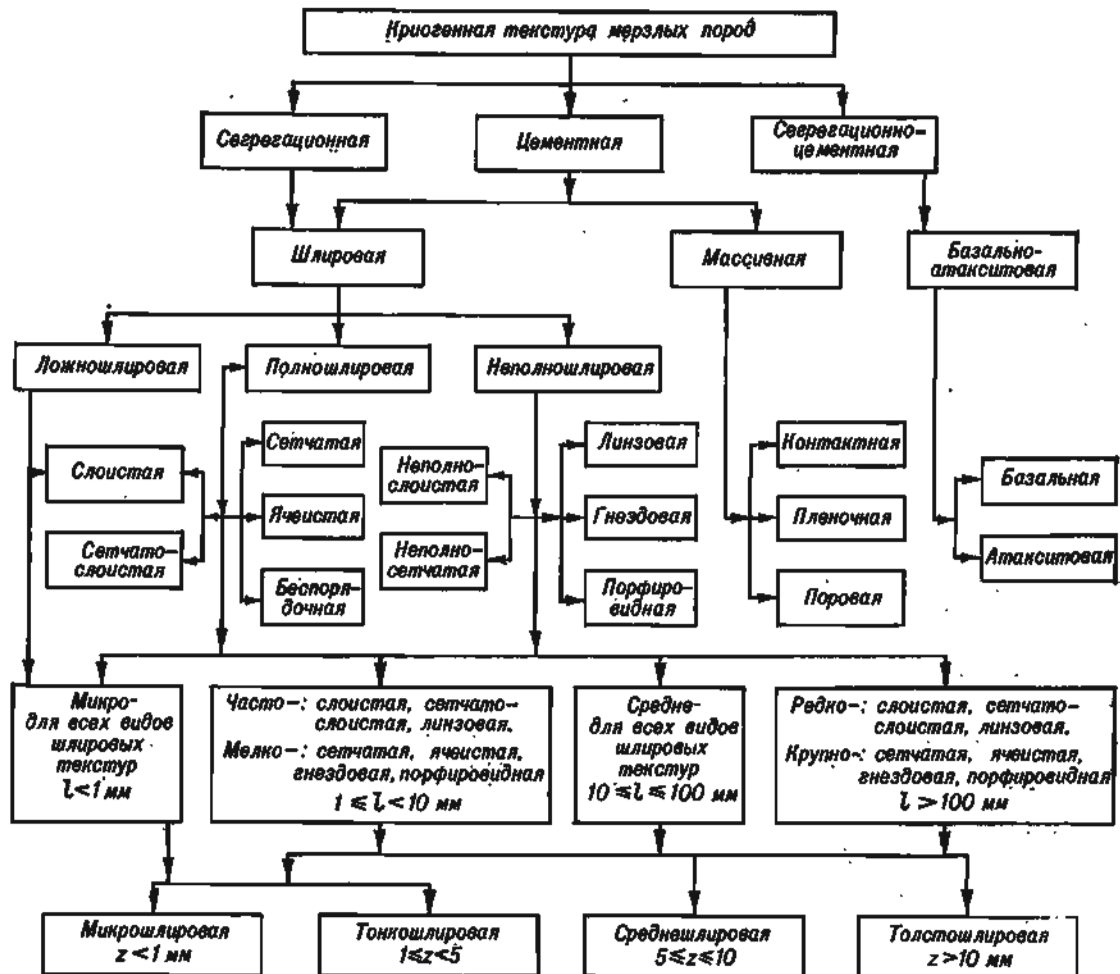
КРИОГЕННАЯ ТЕКСТУРА. Особенности криогенного строения горных пород, обусловленные взаиморасположением текстурообразующего льда и скелета породы. Существует ряд классификаций К. т. В классификации П. А. Шумского [221], помимо взаимного расположения льда и скелета породы, учитывается тип текстурообразующих льдов (ледяные шлиры или лед-цемент), морфологические характеристики шлиров льда, густота и равномерность их размещения, пространственная ориентировка шлиров. Серия классификаций Е. М. Катасонова отражает особенности текстур, свойственных разным генетическим типам мерзлых рыхлых отложений. В классификации Ш. Ш. Гасанова шлировые криотекстуры детализированы по толщине ледяных шлиров и интервалам между ними с конкретными количественными градациями. Е. А. Втюрина [43] при систематизации К. т. сезонноталого слоя учла тип льдообразования при формировании криотекстур. За последние 20 лет были предложены новые названия К. т. и разные принципы их систематизации, которые пока нельзя считать общепринятыми.

В предлагаемой здесь классификации К. т. (см. рис.) их названия (выделенные здесь по тексту жир-

КРИ

ным шрифтом) прежде всего раскрывают специфический характер рисунка, создаваемого расположением льда в породе. По типу льдообразования К.т. подразделяются на три основные градации первого ранга:

цессе роста не выталкивают, а включают в себя растительные остатки, так что один и тот же кристалл льда оказывается разделенным ими на несколько частей. При достаточно большой протяженности расти-



Классификация криогенных текстур; l — расстояние между ледяными шлирами, z — толщина шлиров.

сегрегационная криотекстура, которая может быть только шлировой; цементная — как шлировой, возникающей при заполнении трещин в породе льдом, так и массивной; сегрегационно-цементная — только базально-атакситовой.

Шлировая криотекстура создается определенным расположением ледяных шлиров. В слаборазложившемся торфе это нередко ложношлировая текстура, а в слабовлажных тонкодисперсных породах — неполношлировая. При ложношлировой криотекстуре кристаллы льда в про-

цессе роста не выталкивают, а включают в себя растительные остатки, так что один и тот же кристалл льда оказывается разделенным ими на несколько частей. При достаточно большой протяженности расти-

тельных остатков создается впечатление слоистой криотекстуры, но образующие ее „шлиры” льда представляют собой не самостоятельное ледяное образование, а в основном части одних и тех же кристаллов льда, ограниченные включенными в них растительными остатками. В зависимости от расположения ледяных шлиров среди шлировых криотекстур выделяются: 1) слоистая, образуемая обособленными ледяными прослойками; 2) сетчато-слоистая, также образуемая ледяными прослойками, но не полностью

разобщенными, а сливающимися одна с другой через определенные интервалы; при сетчато-слоистой криотекстуре шлиры льда ограничивают не прослойки, а двояковыпуклые линзы мерзлой породы с массивной криотекстурой, отчего эту криотекстуру нередко называют линзовидной; 3) сетчатая, образуемая при пересечении ледяных прослоек и одной системы ледяных прожилок; 4) ячеистая, возникающая при пересечении ледяных прослоек двумя системами ледяных прожилок; 5) беспорядочная — при бессистемном разнонаправленном расположении ледяных шлиров, в основном не пересекающихся.

Среди неполношлировых криотекстур выделяются: 1) неполнослоистая, образующаяся редкими короткими, прерывистыми по простиранию ледяными прослойками; 2) неполносетчатая, возникающая при частичном пересечении коротких прерывистых прослоек и прожилок без формирования замкнутой сетки; 3) линзовая, образующаяся короткими разобщенными линзами льда, приуроченными к крупным обломкам в разнотекстурной породе; она нередко называется корковой; 4) гнездовая — при наличии в мерзлой породе обособленных гнезд льда обычно сложной формы; 5) порфировидная — сочетание гнезд, коротких прослоек и прожилок льда. Шлировые и неполношлировые криотекстуры делятся на ряд градаций в зависимости от интервала между образующими их шлирами и толщины шлиров.

Массивные криотекстуры подразделяются на контактную, содержащую лед-цемент на контактах минеральных частиц и их агрегатов, пленочную, где лед-цемент образует пленку вокруг минеральных частиц и агрегатов, но не заполняет полностью пор, и поровую, при которой лед-цемент целиком заполняет поры.

При сегрегационно-цементном типе льдообразования возникают базальная криотекстура, при которой минеральный скелет грубообломочной породы разобщен базальным льдом, и атакситовая, свойственная тонкодисперсным породам, когда минеральные агрегаты разобщены атакситовым льдом. При базальной и атакситовой криотекстурах обломки пород и агрегаты мелкоземы как бы

вкраплены в лед, содержание которого может достигать 70—90 %.

Б. И. Втюрин, Е. А. Втюрина.
КРИОГЕННАЯ ТОЛЩА. См. *криогенные горные породы*.

КРИОГЕННАЯ ЭПОХА. Эпоха интенсивного проявления *криогенных процессов* в истории Земли. По времени К. э. совпадают с *ледниковыми эпохами*.

КРИОГЕННОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (син. *морозное выветривание*). Разрушение горных пород в результате периодических фазовых переходов от воды ко льду и обратно в их трещинах. Особенно интенсивно проявляется при суточной и сезонной ритмичности замораживания — оттаивания. Один из видов физического выветривания пород.

КРИОГЕННОЕ ДАВЛЕНИЕ. Давление, развивающееся в промерзающей среде в результате перехода воды в лед.

КРИОГЕННОЕ КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ. Процесс последовательного повышения концентрации растворенных веществ и минерализации природных вод в результате кристаллизации льда.

КРИОГЕННОЕ ПУЧЕНИЕ (син. *морозное пучение*). Поднятие поверхности земли в результате льдообразования в промерзающих горных породах и соответственно увеличения их объема. Особенно резко выражено на участках интенсивного неравномерного сегрегационного (сегрегационное К. п.) и инъекционного (инъекционное К. п.) льдообразования. Различают общее и дифференциальное К. п. Общее К. п., сравнительно равномерное по площади, вызывается в основном цементным и сегрегационным льдообразованием, не приводит к возникновению форм собственно пучинного рельефа, но играет важную роль в развитии морозной сортировки материала, крипа, криогенного выветривания, вымораживания, в образовании криоструктурного рельефа и т. д. Дифференциальное К. п. — процесс неравномерный по площади, сезонный и многолетний по проявлению, лежит в основе образования сезонных и многолетних полос, площадей и бугров пучения, как одиночных, так и групповых, образующих пучинный криогенный рельеф.

Е. А. Втюрина.

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД. Строение пород, обусловленное наличием и пространственным расположением льда в породе. Типы К. с. м. п. определяются эпигенетическим или сингенетическим способами формирования мерзлых пород, оказывающими наиболее существенное влияние на характер расположения подземного льда. По роли в криогенном строении пород подземные льды делят на текстурообразующие и залежеобразующие (см. *классификацию подземных льдов*). Текстурообразующие льды наблюдаются в любой мерзлой породе, составляют основную массу подземных льдов и в формировании криогенного строения пород играют значительно большую роль, чем залежеобразующие. Поэтому два подтипа К. с. м. п. (массивное и шлировое) выделяют на основе криогенных текстур, обусловливаемых текстурообразующими льдами. Залежеобразующие льды определяют вид криогенного строения: простой, когда они отсутствуют, и сложный, когда принимают участие в криогенном строении пород. *Б. И. Втюрин.*

КРИОГЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. Термин, применяемый в двух значениях: 1) для мерзлых, морозных и охлажденных засоленных горных пород, в совместном залегании образующих криогенные толщи; 2) как собирательный термин для горных пород, претерпевших фазовые переходы вода, водяной пар → лед или вода, водяной пар ⇌ лед. Объединяет многолетнекриогенные, сезоннокриогенные и кратковременнокриогенные породы, проходящие в своем развитии две фазы: аградационную, когда породы мерзлые, и деградационную, когда породы талые. *Б. И. Втюрин.*

КРИОГЕННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ. Нарушения горных пород в результате их промерзания и расширения, вызванного образованием льда в грунтовых водах. Способствуют формированию морозобойных трещин, гидролакколитов, ледяных жил и других криогенных образований.

КРИОГЕННЫЕ ПОЛИГОНЫ. Многоугольные, в основном 4—6-угольные в плане формы рельефа, в воз-

никновении которых ведущую роль играют трещинообразование и вследствие этого неравномерное проявление криогенных процессов. К. п. неоднородны по генезису и различны по морфометрическим признакам. Системы К. п. образуют криогенный полигональный рельеф, являющийся разновидностью *криогенного рельефа*. Если трещины проникают в многолетнемерзлые породы, замерзание воды в них постепенно приводит к образованию повторных ледяных или ледогрунтовых жил, оконтуривающих К. п. Тогда возникают жильные полигоны размером от 10 до 60 м. Они или безваликовые, разграниченные на поверхности лишь системой трещин-канавок шириной 10—20 см и глубиной до 30 см, или валиковые, если по обе стороны трещины-канавки грунт приподнят и образует два валика высотой до 70 см. Если морозные трещины пронизывают лишь сезонномерзлые породы и не проникают в многолетнемерзлые, возникают сезонно-трещинные полигоны поперечником от 1 до 15 м, разграничиваемые на поверхности трещинами-канавками шириной 3—5 см и глубиной 5—15 см. Они характерны для близко залегающих многолетнемерзлых пород. Вне этой области возникают сезонно-трещинные полигоны поперечником до 1,5 м, оконтуренные свежими разовыми морозными трещинами шириной до 5 см, редко до 15 см. Это сезонные образования, исчезающие летом и вновь возникающие зимой. В зарубежной литературе эту группу полигонов называют *несортированными полигонами*.

Другой тип образуют бугристые полигоны, возникающие при деградации жильных К. п. Они оконтурены многоугольной системой ложбин шириной до нескольких метров и глубиной около 5 м, сухих или с мочажинами и озерками; в плане система ложбин соответствует былому расположению повторных ледяных жил. Высота бугров-полигонов до нескольких метров, поперечник от 10 до 60 м, их полигональная форма сохраняется лишь на торфяниках. Совокупность бугров-полигонов и ложбин образует криодеградационный бугристо-полигональный рельеф.

еф — одну из генетических разновидностей западинно-бугристого рельефа.

Причинами образования К. п. могут служить также трещины усыхания или трещины отдельностей. Их наличие при попеременном суточном или сезонном промерзании и протавивании приводит к развитию морозной сортировки пород и образованию структурно-полигонального рельефа. Структурные К. п. соизмеримы с сезонно-трещинными К. п. по размерам, но разграничены на поверхности каменными бордюрами—обломками пород, нередко поставленными на узкое ребро, с мелкоземом в центре, или представляют собой пятна мелкозема среди обломочного материала. В зарубежной литературе их часто называют *сортированными полигонами*.

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ (син. *криогенез*). Преобразование среды, вызванное проявлением в ней фазовых переходов вода, водяной пар $\rightleftharpoons$ лед и обусловленных ими физических, химических, биохимических и других процессов. К. п. происходят в пределах *криосферы* и сопровождаются льдообразованием. В зависимости от среды можно различать атмосферный криогенез, гидрокриогенез, биокриогенез и криолитогенез. Криолитогенез представляет собой совокупность процессов образования многолетнемерзлых ледяных горных пород, причем различают два его типа: эпигенетический, или эпикриогенез, когда промерзание и льдовыделение происходит в существовавших ранее породах (при изменении климата), и сингенетический, или синкриогенез, — при льдообразовании одновременно с накоплением осадков (напр., в поймах рек арктической зоны). Выделяют также криодиагенез — процесс преобразования горной породы под влиянием ее промерзания, включающий образование льда и изменение минерального субстрата (уплотнение, обезвоживание). **КРИОГЕННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ.** Совокупность гравитационных процессов переноса рыхлого материала вниз по склону, для проявления которых, помимо действия силы тяжести, необходимо промерзание и протавивание пород. Развиваются в области многолетнемерзлых пород. К ним относятся: *солифлюкция*, *крип*, криогенное оплывание и др.

КРИОГЕННЫЙ НАПОР ПОДЗЕМНЫХ ВОД. Напор, обусловленный промерзанием горных пород в гидрологических структурах при наличии водоупора. К. н. п. в. может приводить к формированию *инъекционных льдов* и *наледей*.

КРИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ. Рельеф, созданный комплексом форм, в образовании которых главную роль играют фазовые переходы вода $\rightleftharpoons$ лед в горных породах и вызванные ими криогенные процессы. К. р. наиболее многообразен в полярных странах. В зависимости от характера фазовых переходов выделяют три основных класса К. р.: 1) криоаградационный при переходе воды в лед, 2) криодеградационный при переходе льда в воду, 3) смешанный криоаградационно-деградационный при периодической смене обоих фазовых переходов. По характеру ведущего криогенного рельефообразующего процесса в каждом классе выделяют несколько типов К. р.

Первый класс включает пучинный и полигональный рельеф. Пучинный рельеф обусловлен неравномерным *криогенным пучением* пород при их сезонном и многолетнем промерзании, в результате чего образуются одиночные и групповые *бугры пучения*, реже полосы и площади пучения. Как особый вид пучинного рельефа выделяются крупнобугристые, выпуклобугристые и плоскобугристые торфяники, а также грядово-мочажинные болота, представляющие собой частое чередование небольших продолговатых бугров пучения (гряд) и заболоченных или занятых озерами понижений, западин (мочажин, ерсеев). Полигональный рельеф формируется системой пересекающихся морозобойных трещин или трещин усыхания, сопровождающих формирование жильных и повторножильных льдов. Возникают четырех-, шести-, реже трехугольные полигоны разных размеров. При ежегодном вытаивании жильного льда в трещинах формируется трещинно-полигональный рельеф, образуемый системой сезонных трещинных полигонов поперечником от 1 до 15 м, оконтуренных неглубокими и узкими канавками. При формировании в трещинах повторножильных льдов возникает жильно-полигональ-

ный рельеф, образуемый системой жильных полигонов поперечником от 10 до 60 м, преимущественно 15—20 м. В начальной стадии роста такие полигоны бывают оконтурены трещинами, в стадии роста и стабилизации — двумя валиками высотой 15—70 см по обе стороны трещины, четко выраженными или сохранившимися лишь частично, а в стадии разрушения — ложбинами или западинами разных размеров, нередко обводненными. В этой последней стадии, когда повторные ледяные жилы значительно или полностью вытяжи, образуется полигонально-бугристый рельеф, относящийся к криодеградационному рельефу.

Класс криодеградационного рельефа объединяет термокарстовый, криоэрозионный и криоабразионный типы рельефа. Термокарстовый рельеф возникает вследствие неравномерного по площади оседания протаивающих льдистых пород. Вытаивание повторножильного льда приводит к образованию полигонально-бугристого рельефа. Групповое расположение термокарстовых воронок и котловин создает озерно-термокарстовый рельеф, если понижения заполнены водой, или аласный рельеф, если котловины осушались или заторфовывались. В термокарстовом рельефе нередко встречаются небольшие западины с озерками или заболоченные степные блюдца. В совокупности с ненарушенными или менее нарушенными участками они образуют термокарстовый западино-бугристый рельеф. Криоэрозионный рельеф — результат проявления термоэрозии; его образуют криоэрозионные овраги, ложбины, делли. Криоабразионный рельеф — результат проявления термоабразии, свойственной берегам водоемов в области неглубоко залегающих многолетнемерзлых пород, приводящей к формированию ниш, террас, уступов.

К криоаградационно-деградационному рельефу относится криоструктурный, солифлюкционный, нивальный и курумный. В криоструктурном рельефе основную роль играет структурно-полигональный рельеф, проявляющийся при неоднородной по площади морозной сортировке мате-

риала, predeterminedной системой трещин. Для образования солифлюкционного рельефа необходимо сезонное протаивание льдистых пород и их неравномерное течение вниз по склону, т. е. солифлюкция, а также промерзание их на участках накопления (сингенетическое формирование многолетнемерзлой толщи). В таких условиях образуются солифлюкционные террасы, валы, ступени и пр. Вне области многолетнемерзлых пород и на склонах с их глубоким залеганием возникают лишь мелкие натечные формы. В развитии нивального рельефа ведущая роль принадлежит нивации, интенсивно протекающей по границам тающих снежников вследствие обилия воды и частых фазовых переходов из воды в лед и обратно. Здесь возникают нивальные кары, цирки, ниши, террасы и пр. Курумный рельеф образуется каменными потоками на склонах гор; основную роль в его развитии играют криогенное выветривание и крип.

Мелкие формы К. р. поперечником от нескольких см до нескольких метров называются криогенным микро-рельефом. Е. А. Втюрина.

КРИОГИДРАТ. Тонкодисперсная смесь мельчайших кристаллов льда и какой-либо соли, которая плавится с образованием раствора того же состава, называемого криогидратным; точка замерзания его самая низкая среди всех водных растворов той же соли. При понижении температуры льда часть рассола переходит в К., а при ее повышении, наоборот, К. частично превращается в рассол.

А. В. Иванов.

КРИОДИАГЕНЕЗ. См. криогенные процессы.

КРИОКИНЕГРАФ. Прибор для непрерывной автоматической регистрации движения ледника или относительных перемещений его частей — деформаций в зонах надвигов и сдвигов, изменений ширины трещин и т. п. Обычно состоит из самописца с суточным или недельным заводом, вмораживаемого в лед якоря и соединительного тросика. В зависимости от задачи исследования самописец устанавливается в неподвижных пунктах (на нунатаках, ложе или скальных бортах долины) или на

движущемся льду. Серьезной проблемой является защита самописца и тросика от воздействий ветра и снежного покрова, которые могут быть источником помех.

М. Г. Гросвальд.

КРИОКОНИТ. Мельчайший пылеватый материал, образующийся в результате выветривания моренных отложений и скапливающийся на поверхности ледников и снежников. К. всегда присутствует на дне *ледниковых стаканов* и сот и служит источником мути в талых ледниковых водах, формируя *ледниковое молоко*.

КРИОЛИТОГЕНЕЗ. См. *криогенные процессы*.

КРИОЛИТОЗОНА (син. *литокриосфера*). Часть криосферы, представляющая собой верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой почв и горных пород и наличием или возможностью существования подземных льдов.

КРИОЛОГИЯ. Наука о природных объектах и процессах, происходящих в *криосфере*. Исследует физические, химические и минералогические изменения воды при температуре ниже точки ее замерзания, а также природные тела и явления, возникающие при отрицательных температурах. Главными объектами К. являются атмосферные льды, наземное и морское оледенение, изучаемые *гляциологией*, а также многолетняя криолитозона, изучаемая *геокриологией* (мерзловедением). Т. о., К. объединяет две названные отрасли науки.

В. М. Котляков.

КРИОНИВАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС. Комплекс форм рельефа, в образовании которых ведущую роль играют процессы морозного выветривания, смыва талыми снеговыми водами, солифлюкции, сортировки материала и др. В К. к. входят нивальные цирки, ниши, террасы, площадки, уступы и т. п.

КРИОПЛАНКТОН. Совокупность микроорганизмов, преимущественно водорослей, населяющих талые лужи на поверхности снега и льда в полярных странах и высоко в горах.

КРИОПЭГИ. Природные соленые, соленые и рассольные воды, имеющие отрицательную температуру, но не содержащие льда. Термин введен О. К. Ланге. Делятся на сезонные и многолетние. Сезонные К. формируются зимой в минеральных

озерах и поверхностных слоях замерзающих морей. Многолетние К. присутствуют в глубоководной зоне арктических, приарктических и приантарктических морей, в частности в Охотском море, подо льдом Сев. Ледовитого океана, среди подземных под- и межмерзлотных вод артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов арктического пояса, реже — в минеральных озерах. В период открытой воды сезонные К. морей залегают между водами с положительными температурами, в ледостав — непосредственно под ледяным покровом, соединяясь с многолетними. В минеральных озерах сезонные К. формируются до ледостава и нередко подстилаются придонными водами с положительной температурой. Температура К. контролируется температурой замерзания или температурой *криозвтектик*. *В. Р. Алексеев.*

КРИОСТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ. См. *криогенный рельеф*.

КРИОСФЕРА. Оболочка Земли неправильной формы в области взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, отличающаяся отрицательной или нулевой температурой и наличием воды в твердой фазе или переохлажденном состоянии. Нижняя граница К. проходит по подошве мерзлых и охлажденных горных пород — до 4—5 км под поверхностью земли в Антарктиде, 1,5—2 км в приполярных областях и выклинивается в более низких широтах. Верхняя граница достигает высот 100 км, включая сильно охлажденную мезопазу с серебристыми облаками.

В К. встречаются эпизодические, кратковременные, сезонные, многолетние и многовековые криогенные образования: мигрирующие системы ледяных облаков, снежный покров, сезонномерзлые почвы и горные породы, сезонный и многолетний ледяной покров водоемов, наледи, горные ледники и ледниковые покровы, многолетнемерзлые горные породы с подземными льдами. К. существовала, по-видимому, на протяжении всей геологической истории Земли, достигая максимального развития в эпохи глобальных похолоданий, сопровождавшихся обширным разрастанием ледниковых покровов и многолетнемерзлых горных пород.

Термин К. предложен А. Добровольским [248], хотя научные пред-

ставления об особой ледяной оболочке Земли высказывали М. В. Ломоносов, Ж. Фурье, А. И. Воейков. Большой вклад в развитие представлений о К. внесли В. И. Вернадский, Н. И. Толстихин, П. А. Шумский. К. служит объектом изучения *криологии*. В. М. Котляков.

КРИОЭВТЕКТИКА. 1. Тонкодисперсная смесь твердых веществ, одновременно выкристаллизовывающихся при отрицательной температуре из водного раствора солей. Обычно представляет собой бинарную смесь льда и какой-либо соли, напр. криогалита. 2. Раствор, из которого возможна такая кристаллизация. См. *криогидрат*.

КРИОЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ. См. *криогенный рельеф*.

КРИП (син. *десерпция*). Медленное перемещение рыхлых пород по склонам вследствие периодического изменения их объема при нагревании и охлаждении (температурный К.), увлажнении и высыхании (гидрогенный К.), промерзании и протаивании (криогенный К.) и действия силы тяжести.

„КРИСТАЛЛ ЗЕЛИГМАНА“. Награда *Международного гляциологического общества*, время от времени присуждаемая ученым, достигшим крупных успехов в области гляциологии. К. З. представляет собой гексагональную призму из стекла на деревянном основании (см. фото XIV. 24); на косом срезе призмы помещен рисунок снежного кристалла, в каждом случае разный, а на основании — имя получившего и дата присуждения. К. З. присуждался следующим ученым: Дж. Зелигману (Англия) в 1963 г., Х. Бадеру (США) в 1967 г., Дж. Наю (Англия) в 1969 г., Л. Хансену (США) и Дж. Глену (Англия) в 1972 г., С. Эвансу (Англия) в 1974 г., В. Дансгору (Дания) в 1976 г., Б. Кэму (США) в 1977 г., М. Де-Кервену (Швейцария) в 1981 г., Й. Вертману и У. Филду (США) в 1982 г. В. М. Котляков.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ВОДЫ. Образование в воде кристаллов льда в результате смены неупорядоченного расположения молекул на упорядоченное. При температуре плавления

льда, зависящей от давления, возможна лишь вынужденная кристаллизация на границах готовых кристаллов. При отсутствии готовых кристаллов вода остается в жидкой фазе даже в переохлажденном состоянии. Кристаллизация в таком случае начинается не во всей массе воды, а лишь в отдельных центрах, возникающих при случайных выбросах в процессе колебаний состояния системы, когда эти выбросы так велики, что приводят к переводу в твердое состояние небольших групп молекул воды толщиной в элементарную ячейку пространственной решетки кристалла. С понижением температуры воды уменьшаются критические размеры зародыша кристалла льда, обеспечивающие его дальнейший рост, и более вероятной становится самопроизвольная (спонтанная) кристаллизация. Внесение готовых кристаллов в переохлажденную воду вызывает интенсивную кристаллизацию или ускоряет ее.

А. Н. Кренке.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ ИЗМОРОЗЬ. См. *изморозь*.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ЛЕД. Так называют лед, образующийся на реках с малыми скоростями течения, в пресных озерах и водохранилищах и состоящий из прозрачных кристаллов без видимых границ между ними. Его плотность составляет 916—918 кг/м³, удельная теплота плавления равна 335 Дж/г. При 0 °С коэф. теплопроводности К. л. равен 2,22 Вт/(м·К), а теплоемкость составляет 2,12 Дж/(г·К).

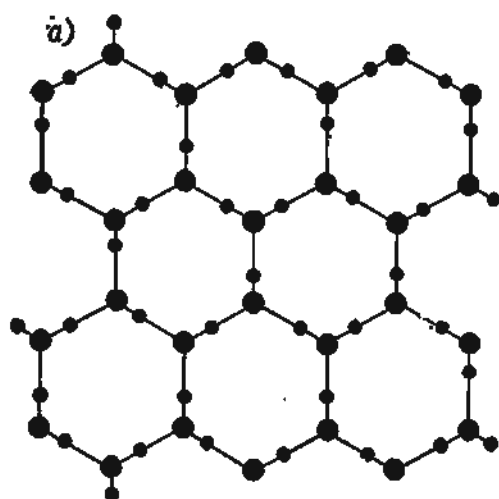
Р. В. Донченко.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ НАЛЕТ. См. *твердый налет*.

КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ ОБЛАКО. См. *ледяное облако*.

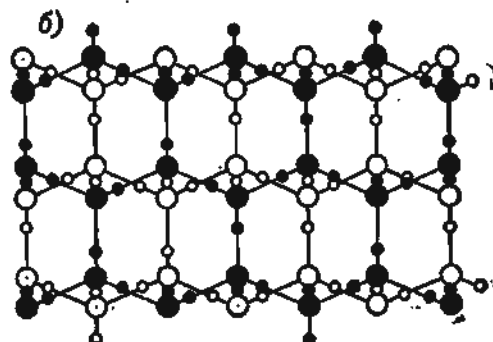
КРИСТАЛЛОГРАФИЯ ЛЬДА. Раздел гляциологии, изучающий строение, симметрию, способы образования и физические свойства кристаллов льда. По химическому составу лед принадлежит к одному минеральному виду, поэтому развитие получили лишь геометрическая, структурная и физическая К. л. Для льда характерен полиморфизм, обнаруженный Г. Тамманом и П. Бриджесом в начале века. Известно 10 кри-

сталлических модификаций льда, различающихся по строению пространственной решетки и физическим свойствам, а также одна аморфная форма; каждая из модификаций имеет свою область устойчивости. В термодинамических условиях земной поверхности встречается лишь лед I. Он имеет гексагональную пространственную решетку и образуется путем замерзания воды при 0°C и атмосферном давлении. При таком же давлении и температурах от -140 до -120°C может существовать лед Ic, принадлежащий к кубической сингонии.



ной (V) и кубической (VII) сингониям. См. также лед.

Основной метод изучения пространственных решеток — рентгеноструктурный анализ, базирующийся на явлении дифракции рентгеновского излучения на кристаллах. По его данным, молекулы воды в кристаллах льда I сконцентрированы в параллельных базисных плоскостях. Перпендикулярно им располагаются главные кристаллографические оси, с которыми совпадают и оптические оси кристаллов льда. Присутствием базисных плоскостей определяется анизотропия физических свойств этих



Атомная структура льда: а — вид, параллельный гексагональным осям, б — то же, перпендикулярный; большие кружки — атомы кислорода, малые — водорода, длинные линии — водородные связи, короткие — ковалентные.

Кристаллы всех модификаций льда построены из молекул воды, соединенных в трехмерный каркас (см. рис.). Узлы решетки, образованные блоками атомов кислорода (единичными ячейками льда), располагаются в вершинах тетраэдров; это значит, что каждая ячейка связана с четырьмя другими. Атомы водорода (протоны) участвуют в образовании связей, причем их положение не фиксировано, так что водородная связь между молекулами слабая и полностью устанавливается лишь при очень низкой температуре. В структуре льда I и некоторых других тетраэдрические углы одинаковы и равны $109^{\circ}28'$, длина водородных связей при 0°C составляет $2,76 \text{ \AA}$. Пространственные решетки других модификаций льда принадлежат к ромбоэдрической (II), тетрагональной (III, VI, VIII, IX), моноклин-

кристаллов: нарушения в направлении базисной плоскости происходят легче всего, т. к. требуют разрыва только двух атомных связей на одну единичную ячейку, тогда как нарушения в других направлениях требуют разрыва четырех и более связей. Т. о., базисные плоскости оказываются разделенными поверхностями ослабления, что сказывается на реакции кристаллов на ориентированные напряжения. Эти поверхности являются плоскостями трансляции, по которым скольжение идет почти одинаково легко в любом направлении. По ним же располагаются газообразные и солевые включения, а также идет внутреннее таяние с образованием *цветов Тиндаля*. Если сдвигающее напряжение совпадает с базисной плоскостью кристалла льда, его деформация будет пластической; если это напряжение ориентировано

вдоль главной оси, то деформация будет сначала упруго-пластической, а затем хрупкой; если плоскость сдвига направлена перпендикулярно к главной оси и базисным плоскостям, то деформация почти сразу будет хрупкой. При этом предел прочности льда различается на 2—3 порядка. Анизотропия вязкости льда в зависимости от направления приложения силы также меняется более чем на 3 порядка: от 10^9 — 10^{10} до 10^{13} — 10^{14} Па·с. Анизотропия сопротивления раздавливанию выражена слабее — она колеблется от $2 \cdot 10^6$ до $3,2 \cdot 10^6$ Па, сопротивления излому (при -3°C в пределах $(1,2 \div 2) \cdot 10^6$ Па, разрыву — около $1,1 \cdot 10^6$ Па, срезу — $5,5 \cdot 10^6$ Па.

Для оптических свойств льда характерны прозрачность (низкий коэф. поглощения лучей видимой части спектра) и очень слабое дву-преломление. Лед оптически положителен и одноосен. Напряжения в пространственной решетке, связанные с упругими деформациями, вызывают аномалии — волнистое погасание и двуосность, а при усилении таких деформаций — полигонизацию кристаллов. Физические свойства кристаллов льда исследовались Б. П. Вейнбергом, Н. Н. Зубовым, И. С. Песчанским, Э. Паундером, Н. Флетчером, У. Накайя и др.

М. Г. Гросвальд.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Раздел *петрографии льда*, изучающий формы кристаллов снежного покрова, образующихся в результате его диагенеза и метаморфизма. Основную часть снежного покрова составляют скелетные атмосферные кристаллы, которые, будучи формами свободного роста, теряют устойчивость в условиях их тесного скопления. В результате возникают сублимационные процессы, ведущие к внутреннему перерождению ледяной породы, т. е. к диагенезу с последующим глубоким метаморфизмом.

Различают [96] три стадии кристаллометаморфизма снега: 1) деструктивный метаморфизм, или первоначальное разрушение атмосферных кристаллов, вызванное только внешними факторами, 2) конструк-

тивный метаморфизм, или образование новых кристаллических форм под влиянием внутренних условий их существования в снежном покрове — плоских и столбчатых призм, сложных скелетных форм *глубинной изморози*, 3) регрессивный метаморфизм, т. е. нарушение устойчивости конечных форм конструктивного метаморфизма — секториальная, пластинчатая и фирновая стадии преобразования кристаллов вплоть до перехода в аморфное состояние с потерей признаков кристаллического строения.

А. К. Дюнин.
КРИСТАЛЛЫ ЛЬДА. Основная форма существования твердой фазы воды. Образуются из воды или водяного пара путем вынужденной или самопроизвольной кристаллизации. Первая идет на границе с уже имеющейся твердой фазой (льдом), вторая — в ее отсутствии. При втором способе вода и пар проходят через стадию переохлаждения (метастабильности). В атмосфере К. л. зарождаются, как правило, из замерзающих мелких водяных капель. Самопроизвольная кристаллизация резко ускоряется при наличии ядер кристаллизации льда, представленных частицами твердых нерастворимых веществ.

К. л. обладают гексагональной пространственной решеткой и принадлежат к дитригонально-пирамидальному виду симметрии тригональной системы. Свободно растущие монокристаллы имеют правильный шестиугольный вид, который создается комбинацией двух тригональных форм — призм и пирамид, могущих иметь неодинаковое развитие, особенно на начальных стадиях роста. Поскольку базисная плоскость (0001) у К. л. имеет наибольшую ретикулярную плотность, скорость ее роста в направлении главной оси меньше, чем в направлении побочных осей. В этой связи рост кристаллов ведет к развитию пластинчатых форм, ограниченных базисными плоскостями и сплюснутых по главной оси. В атмосфере часто возникают скелетные дендритовые формы (звездообразные снежинки), образование которых связано с различиями в интенсивности питания выступов и

средних частей граней. Однако рост К. л. по побочным осям, дающий пластинки, происходит лишь при температурах от 0 до -20°C . При более низких температурах преобладает рост по главной оси, в результате образуются призматические, столбчатые кристаллы. М. Г. Гросвальд.

КРИТИЧЕСКАЯ СКОРОСТЬ ВЕТРА. Скорость ветра, при которой начинается метель. Существуют две категории К. с. в.: 1) *непередвигающая* скорость, предшествующая началу смещения отдельных свободно лежащих снежинок и равная примерно 3 м/с на высоте 20 см над поверхностью земли; 2) *скорость* начала массового снегопереноса, при рыхлом снежном покрове равная 5—6 м/с на том же уровне. К. с. в. при *низовой метели* зависит от твердости поверхности снега, подвергающегося дефляции. По данным В. М. Котлякова [106], в диапазоне температур от -12 до -15°C зависимость К. с. в. U_0 от твердости снега F (МН/м^2) прямолинейная:

$$U_0 = 0,66F + 5.$$

Превышение наблюдаемой скорости ветра над критической называется *эффективной скоростью ветра*.

А. К. Дюнин.

КРИТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА СНЕГА НА СКЛОНЕ. См. *устойчивость снега на склоне*.

КРОМКА ЛЬДА. Линия, разграничивающая чистую воду и морские льды разной *сплоченности*. Если лед вдоль К. л. сплочен, она называется *сплоченной*, а если лед здесь разреженный или редкий, то К. л. называется *разреженной*. К. л., отделяющая чистую воду от *припая*, называется *кромкой припая*. Среднее положение К. л. в той или иной декаде, месяце или сезоне определяется по многолетним наблюдениям. Положение К. л. при минимальном или максимальном распространении льда именуется *крайней границей льда* (максимальной или минимальной). С термином К. л. тесно связаны понятия о ледовых границах, к которым относятся: *граница припая*, разделяющая припай и *дрейфующий лед*, и границы между льдами разной *сплоченности*.

Ранее употреблялся еще термин *фронтальная К. л.*, под которым понималась кромка, связанная с гид-

рологическим фронтом — зоной резких изменений температуры и солености воды, восходящих или нисходящих движений воды и воздуха. В настоящее время этот термин не применяется, т. к. подтверждена справедливость мнения В. Ю. Визе, что всякая К. л. порождает гидрологический фронт.

В. Л. Цуриков.

КРОМКА ПРИПАЯ. См. *припай*.

КРОПОТКИН Петр Алексеевич (1842—1921). Русский революционер, социолог, географ и геолог. Один из создателей ледниковой теории. Провел исследования следов древнего оледенения на Восточном Саяне (1865), Патомском нагорье и Витимском плоскогорье (1866), изучал ледниковый рельеф и геологическое строение Финляндии и Швеции (1871). В классическом труде „Исследование о ледниковом периоде“ [118] суммировал доказательства древних оледенений равнин сев. полушария, изложил свою теорию режима и динамики материковых ледниковых покровов.

КРУПНОБИТЫЙ ЛЕД. См. *ледяное поле*.

КРУПОВИДНАЯ СНЕЖИНКА. См. *классификация снежинок*.

КУЗЬМИН Прокопий Павлович (1903—1982). Советский гидролог, специалист в области снеготаяния. Работал в Государственном гидрологическом институте, где поставил широкие исследования процессов снеготаяния с целью расчетов талого стока. Итогом этих работ служат три известные монографии [120—122], в которых изложены физические свойства снега, влияющие на его таяние, закономерности распределения снега и методы расчета снегоспасов к началу таяния. К. разработал ряд упрощенных способов определения интенсивности снеготаяния на равнине и в горах на основе теплового и водного балансов и предложил методики расчета снеготаяния по данным метеорологических наблюдений на сети.

КУЛИ. См. *приледниковые дренажные каналы*.

КУЛИСНОЕ СНЕГОЗАДЕРЖАНИЕ. Высев однорядных или многорядных кулис (полос) высокостебельных растений — кукурузы, подсолнечника, горчицы, сорго и др. с оставлением их на зиму. Расстояния между кулисами зависят от их густоты и вы-

соты используемых растений, изменяясь от 3 до 20 м. Кулисы должны быть перпендикулярны к направлению преимущественных метелевых ветров. При сильной изменчивости направлений ветров кулисы высеваются в клетку (т. н. клеточное снегозадержание). А. К. Дюнин.

КУНЬЛУНСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ.

См. *ледник туркестанского типа*.

КУПОЛООБРАЗНЫЙ АЙСБЕРГ.

См. *айсберг*.

КУРОИВА (Kuroiwa) Дайсуке (1916—1983). Японский физик, специалист по физике снега и льда. С момента организации в 1943 г. в Саппоро Института низких температур работал там под руководством У. Накайя, исследуя ледяные кри-

сталлы с помощью электронного микроскопа. В 40-х годах изучал механизм обледенения самолетов и диэлектрические свойства снега, в 50-х — оседание, внутреннее трение и метаморфизм снега [269], в 60-х годах вместе с американской экспедицией работал в Гренландии, внес значительный вклад в изучение внутреннего трения льда. Лауреат премий Японского метеорологического общества (1955) и Японского общества снега и льда (1967). Вице-президент Международной комиссии снега и льда в 1979—1983 гг.

КУРУМНЫЙ РЕЛЬЕФ. См. *криогенный рельеф*.

КУРЧАВЫЕ СКАЛЫ. См. *бараньи лбы*.



ЛАВИНА ДЛИТЕЛЬНОГО РАЗВИТИЯ. См. *устойчивость снега на склоне*.

ЛАВИНА КРАТКОВРЕМЕННОГО РАЗВИТИЯ. См. *устойчивость снега на склоне*.

ЛАВИНА ИЗ РЫХЛОГО СНЕГА. Лавина, образующаяся из сухого снега, не обладающего способностью к сцеплению. Обычно возникает как *лавины из точки*. Выделена в качестве типа А1 в международной морфологической классификации лавин.

ЛАВИНА ИЗ СНЕЖНОЙ ДОСКИ. Лавина, образующаяся из слоя снега, обладающего сцеплением и способностью сопротивляться разрыву. Начинается отрывом на большой площади. Линия отрыва представляет собой ступень, перпендикулярную к поверхности склона. При движении тела этой лавины обломки могут разрушаться, формировать пылевое облако и довольно однородные лавинные отложения. Выделена как тип А2 в международной морфологической классификации лавин.

ЛАВИНА ИЗ СУХОГО СНЕГА. Лавина, образующаяся обычно при отрицательной температуре воздуха.

Отличается значительными скоростями движения, часто сопровождается снежным пылевым облаком и воздушной волной. Выделена как тип С1 в международной морфологической классификации лавин.

ЛАВИНА ИЗ ТОЧКИ. Лавина, начинающаяся отрывом снега на очень ограниченной площади. Наблюдается на довольно крутых склонах, часто превышающих 30° (см. фото XVI. 27); причиной зарождения нередко бывает падение шапки снега с куста, дерева, скалы и т. п. Как правило, формирует *лавины из рыхлого снега*.

ЛАВИНА ОТ ЛИНИИ. Лавина, начинающаяся отрывом снега сразу на значительной площади, в результате чего формируется характерная ступень, или линия отрыва лавины; обычно образует *лавины из снежной доски*.

ЛАВИНА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ. Лавина, скольжение которой начинается по поверхности внутри снежного покрова, поэтому в ее движение вовлекается не весь снег, накопившийся к моменту схода лавины. Выделена как тип В1 в международной морфологической классификации лавин.

ЛАВИНА ПОЛНОЙ ГЛУБИНЫ.

Лавина, скольжение которой начинается по грунту, поэтому в ее движение вовлекается весь снег, накопившийся к моменту возникновения обвала. Выделена как тип В4 в *международной морфологической классификации лавин*.

ЛАВИНА ТЕМПЕРАТУРНОГО СОКРАЩЕНИЯ.

Предложенное В. Н. Аккуратовым название лавины, возникающей в результате нарушения устойчивости снежного пласта при сокращении его объема в условиях быстрого понижения температуры верхних слоев снега. См. *генетическая классификация лавин*.

ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ.

Возможность схода лавин на местности, отличающейся характерными признаками лавинной опасности и условиями снегонакопления, благоприятными для образования лавин. Л. о. т. представляет угрозу хозяйственной, рекреационной, спортивной или иной деятельности людей, а также населенным пунктам, санаторно-курортным, спортивным, промышленным комплексам, коммуникациям и другим объектам, включая природную среду. Для оценки Л. о. т. применяются разные методы, в некоторых странах (Швейцария, СССР) их стремятся регламентировать. Наиболее информативный способ отражения Л. о. т. — лавинные карты, на которых дается наглядное представление о ее распространении, масштабах и других характеристиках. На основе получаемых оценок Л. о. т. и картографирования лавинной опасности с учетом характера освоения территории проводится районирование по степени лавинной опасности, в котором учитываются генезис лавин, энергетические показатели, повторяемость и др. В СССР для отдельных горных территорий созданы карты лавинной опасности разных масштабов, а для всей страны построена карта Л. о. т. [124].

Л. А. Канаев.
ЛАВИННАЯ СОБАКА. См. *поиск людей в лавине*.

ЛАВИННОЕ РУСЛО. См. *лавиновый лоток*.

ЛАВИННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. 1. Масса снега, иногда с инородными включениями в виде камней, грунта, обломков кустов и деревьев, отлагающаяся на склоне и дне долины после остановки лавины. После стаивания

основного снежного покрова Л. о. образуют лавинный *снежник*. Толщина Л. о. может достигать десятков метров, а объем — млн. м³. 2. Минеральные и органические остатки, образующиеся после стаивания лавинного снега в зоне отложения лавины.

ЛАВИННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.

Л. А. Канаев.
Формы горного рельефа, в котором возникают снежные лавины, либо формы, образуемые лавинами. Подразделяются на эрозионные и аккумулятивные. Эрозионные Л. ф. р. включают *кары*, эрозионные врезы и борозды, а также плоские нерасчлененные склоны достаточной крутизны и ямы выбивания — эллипсоидальные углубления, вытянутые вдоль склонов, образованные от удара лавин о дно долины. Аккумулятивные Л. ф. р. образуются в результате сноса обломочного материала со склонов. К ним относятся: *конусы выноса лавины*; параллельные валы обломочного материала на дне долины высотой 5—7 м, возникающие при движении лавины по слабо наклоненному днищу долины; осовные гряды, т. е. отложения обломков, снесенных к подошве склонов *осовами*; лавинные *бугры* — асимметричные нагромождения высотой до 40 м, образованные выбросом речного аллювия на противоположный берег реки.

ЛАВИННЫЙ БАССЕЙН.

Л. А. Канаев.
Система лавиносборов, лавины из которых образуют единый конус выноса или имеют единую зону отложения.

ЛАВИННЫЙ БУТОР. См. *лавиновые формы рельефа*.

ЛАВИННЫЙ ВАЛ. 1. Снежный вал, формирующийся на передней части фронта лавины при ее движении.

2. Форма лавинных отложений, характерная преимущественно для *осов* и *лавин из точки*.

ЛАВИННЫЙ ВЕТЕР. См. *воздушная волна лавины*.

ЛАВИННЫЙ ВИХРЬ. См. *воздушная волна лавины*.

ЛАВИННЫЙ ЗОНД. См. *поиск людей в лавине*.

ЛАВИННЫЙ ЛАНДШАФТ. Совокупность природных участков территории, отличающихся типичными признаками лавинной деятельности, выраженными в рельефе, растительности, строении почвенных горизонтов, особенностях режима снежного по-

крова, формировании речного стока и микроклимата территории.

ЛАВИННЫЙ ЛОТОК (син. *лавинобор*, *русло*). Средняя часть *лавинобора*, отрицательная форма рельефа в виде желоба на склоне, по которой сходит *лотковая лавина*. Л. л. представляет собой зону транзита лавины, которая в общем случае не обязательно канализована в определенном четко выраженном ложе или русле, но может располагаться и на сравнительно ровном крутом склоне между лавинным очагом и конусом выноса лавины.

ЛАВИННЫЙ МУСОР. Обломочный материал и органические остатки, вытаявающие из лавинных отложений. Характеризуется несортированностью, неокатанностью и рыхлостью.

ЛАВИННЫЙ ОЧАГ (син. *зона зарождения лавины*). Верхняя часть *лавинобора*, чаще всего воронкообразное расширение на склоне, где начинается движение снега в виде лавины.

ЛАВИННЫЙ ПРОЧЕС. Вертикальная полоса на залесенном горном склоне, лишенная древесной растительности, выбитой лавинами (см. фото XVI. 28).

ЛАВИННЫЙ СНЕГ. Снег, формирующий лавины, либо *лавиновые отложения*.

ЛАВИННЫЙ СНЕЖНИК. См. *снежник*.

ЛАВИННЫЙ ШНУР. См. *поиск людей в лавине*.

ЛАВИНОАКТИВНЫЙ СКЛОН (син. *лавиноопасный склон*). Горный склон, с которого возможен сход лавин. Отношение площади Л. с. данной территории к ее общей площади называется *коэф. лавинной активности*. Этот показатель используется для оценки лавинной активности территории.

ЛАВИНОВЕДЕНИЕ. Отрасль *снеговедения*, изучающая строение, механизм формирования и схода, а также способы предупреждения снежных лавин и борьбы с ними. Исследует условия неустойчивости снежного покрова на склоне, факторы лавинной опасности и причины возникновения лавин, законы движения и дальность выброса, воздействие снежных лавин на окружающую среду. В настоящее время для изучения лавин применяются физические, математические и

географические методы. Разработаны принципы районирования лавинной опасности и картографирования лавин в разных масштабах. Предложено много способов защиты от лавин, в т. ч. разнообразные противолавинные инженерные сооружения и искусственный спуск лавин. Исследования снежных лавин широко ведутся в Швейцарии, США, Японии, Канаде, Франции, Австрии, Чехословакии, Польше, Болгарии. В СССР коллективы исследователей лавин работают в Москве, Ташкенте, Нальчике, Тбилиси, Фрунзе, Киеве, Новосибирске, Кировске. В. М. Котляков.

ЛАВИНООПАСНАЯ ЗОНА. См. *дальность выброса лавины*.

ЛАВИНООПАСНАЯ СИТУАЦИЯ. См. *лавиноопасный период*.

ЛАВИНООПАСНЫЙ ПЕРИОД. Интервал времени, в течение которого условия снегонакопления и характер механической устойчивости снега на склонах, обусловленные развитием метеорологических условий и процессами внутри снежного покрова, приводят к сходу лавин. Во многих случаях для схода лавин во время Л. п. необходимо дополнительное, хотя часто весьма незначительное воздействие, без которого сход лавин не произошел бы, напр. падение кома снега с дерева, выстрел, обрушение карниза и пр. Момент непосредственной угрозы образования лавин во время Л. п. называется *лавиноопасной ситуацией*. Для определения Л. п. разрабатываются различные методы *прогноза схода лавин*. Л. А. Канаев.

ЛАВИНООПАСНЫЙ СКЛОН. См. *лавиноактивный склон*.

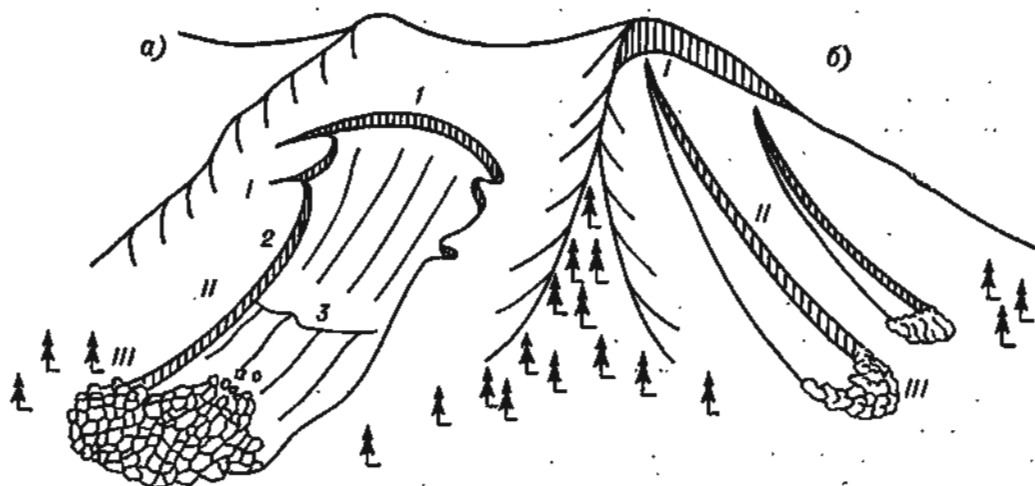
ЛАВИНОПРОПУСК. См. *противолавинные сооружения*.

ЛАВИНОРЕЗ. См. *противолавинные сооружения*.

ЛАВИНОСБОР. Участок горного склона и дна долины, на котором образуется, движется и останавливается снежная лавина. Обычно в зоне образования и движения это отрицательные формы рельефа, хотя могут быть и ровные, и слаборасчлененные склоны. В зоне остановки преобладают положительные формы рельефа. Л. могут быть простыми и сложными, в последнем случае они имеют несколько зон зарождения лавин ли-

бо зона транзита лавины представлена несколькими рукавами. Л. могут образовывать сложные системы — иметь общую зону зарождения и разные пути транзита и отложения; зоны транзита могут пересекаться; несколько Л. могут образовывать единую зону отложения, тогда такая система называется *лавинным бассейном*.

Установщик устанавливается на леднике; дальность действия от 2 до 10 км и более, возможна работа при отсутствии видимости. Усовершенствованный прибор со сверхвысокочастотной модуляцией (750 МГц) имеет полный фазовый цикл 20 см, что увеличивает точность измерения расстояния на порядок. Смещение отражателя без из-



Лавиносоры на горном склоне: а — лавина от линии, б — лавина из точки; I — зона зарождения лавины, II — зона транзита лавины, III — зона отложения лавины; 1 — линия, или ступень отрыва лавины, 2 — боковые трещины или ступени, 3 — подпорная трещина или ступень.

ном. Вместо термина Л. часто неверно используют термины *лавинный очаг* или лавина, реже — лавинный аппарат.

К. С. Лосев.

ЛАВРЕНТЬЕВСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ЩИТ. См. *Североамериканский ледниковый покров*.

ЛАЗЕРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА ЛЕДНИКАХ. Измерения скоростей движения при помощи лазерных излучений, имеющих преимущество в их узкой направленности; характерная расходимость равна 0,2 мрад (около 1'), т. е. не более 1 м на 5 км. Применяются газовые (гелийнеоновые) и полупроводниковые оптические квантовые генераторы (лазеры). На ледниках используются фазовый и доплеровский методы.

Фазовый метод используется при светодальномерных измерениях; расстояние при этом измеряется по разнице фаз излученного и отраженного сигналов. Излучаемый сигнал в серийных приборах подвергается модуляции с частотой 10—80 МГц, что соответствует изменению расстояния в 1 см при разнице фаз в 1°. Ошибка равна $\pm(10 + 0,2l)$ мм, где l — расстояние до отражателя в км, отража-

мерения абс. расстояния определяется по изменению смещения фаз во времени с точностью до $\pm 0,2$ мм в пределах фазового цикла. По тому же смещению определяется и скорость движения, но лишь в проекции на линию измеритель — отражатель. При доплеровском методе измеряется изменение частоты вследствие удаления или приближения отражателя по отношению к излучателю. Точность измерения скорости достигает мкм/с, но измеряемое расстояние ограничено первыми сотнями метров; кроме того, весьма сложно выделить полезный сигнал из шумов — колебаний на ветру отражателя и пр.

А. Н. Кренке.

ЛАЙЕЛЬ (Layel) Чарлз (1797—1875). Английский естествоиспытатель, геолог. Член Королевского общества Великобритании. Один из основоположников теории эволюционных изменений земной поверхности под влиянием геологических процессов, аналогичных современным, — принципа актуализма. Известен как сторонник дрифтовой гипотезы, объяснявшей ледниковые отложения Сев. Европы — айсберговым разносом. Однако

ЛАН — ЛЕД

уже в 1840 г. Л. пришел к выводу о связи рельефа Шотландии с ледниковым покровом.

ЛАНДШАФТНАЯ СНЕГОСЪЕМКА. См. *снегомерная съёмка*.

ЛАТЕНТНЫЙ ПОДЗЕМНЫЙ ЛЕД. Подземный лед класса внутригрунтовых льдов, образующий очень мелкие включения, не поддающиеся прямому измерению; они подсчитываются косвенными методами. При протаивании мерзлых пород образующаяся от таяния Л. п. л. вода остается преимущественно в породе в связанном состоянии.

ЛАХАР. См. *вулканогенный грязевой поток*.

ЛАШАПЕЛЬ (La Chapelle) Эдвард (род. 1926) Американский физик и гляциолог, специалист по снежному покрову и лавинам. В 1951 г. участвовал в исследованиях ледникового поля Джуно, в 1953 г. работал в Гренландии, в 1957—1967 гг. руководил исследованиями Голубого ледника в горах Олимпик. Профессор в университете штата Вашингтон в Сиэтле. Исследовал разные вопросы гляциологии и лавиноведения, но особенно широко известен работами, связанными с изучением кристаллов снега, для чего им была создана специальная портативная камера.

ЛЕВЕ (Loewe) Фриц (1895—1974). Немецкий, с 1937 г. австралийский метеоролог и гляциолог. В 1930—1931 гг. участвовал в экспедиции А. Вегенера в Гренландию, в 1932 г. провел обширные наблюдения за аккумуляцией, абляцией и балансом массы Гренландского ледникового покрова. В 1934 г., после пребывания в нацистском концентрационном лагере, покинул фашистскую Германию. До 1937 г. работал в Полярном институте им. Скотта в Англии, а затем переехал в Мельбурн, где организовал первую в Австралии кафедру метеорологии в Мельбурнском университете. В 1947—1951 гг. неоднократно зимовал в Антарктиде, где исследовал баланс массы и метелевый перенос на ледниковом покрове. В 1958 г. вел гляциометеорологические исследования в пакистанских Гималаях, позже вновь неоднократно посещал сев. и юж. полярные районы. Внес значительный вклад в по-

лярную гляциологию и метеорологию.

ЛЕД. Твердая фаза воды, мономинеральная горная порода. Известно 10 кристаллических модификаций Л. и аморфный Л. На рис. 1 показана фазовая диаграмма воды, демонстрирующая, при каких температурах и давлениях устойчива та или иная модификация. В таблице приведены данные о структурах и некоторых свойствах модификаций Л.

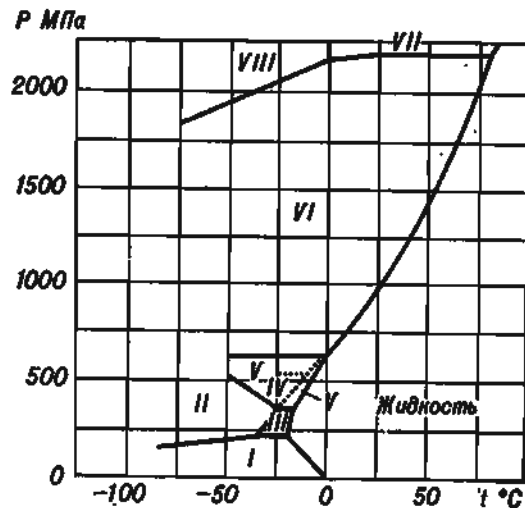


Рис. 1. Фазовая диаграмма воды.

В природе обнаружена лишь модификация Л. I. Модификации Л. II, III и V длительное время сохраняются при атмосферном давлении, если температура не превышает -170°C . При нагревании примерно до -150°C они превращаются в кубический Л. Ic, не показанный на диаграмме, т. к. о его стабильности ничего неизвестно. Другой способ получения Л. Ic — конденсация водяных паров на подложку, охлажденную до -120°C . При конденсации паров на более холодной подложке образуется аморфный Л. Обе эти формы Л. могут самопроизвольно переходить в обычный Л. I, причем этот процесс ускоряется при повышении температуры. Л. IV представляет собой метастабильную фазу в зоне устойчивости Л. V. Л. IV образуется легче и, возможно, стабилен, если давлению подвергается тяжелая вода. Кривая плавления Л. VII исследована до давления 20 ГПа, при этом давлении он плавится при температуре 400°C . Л. VIII является

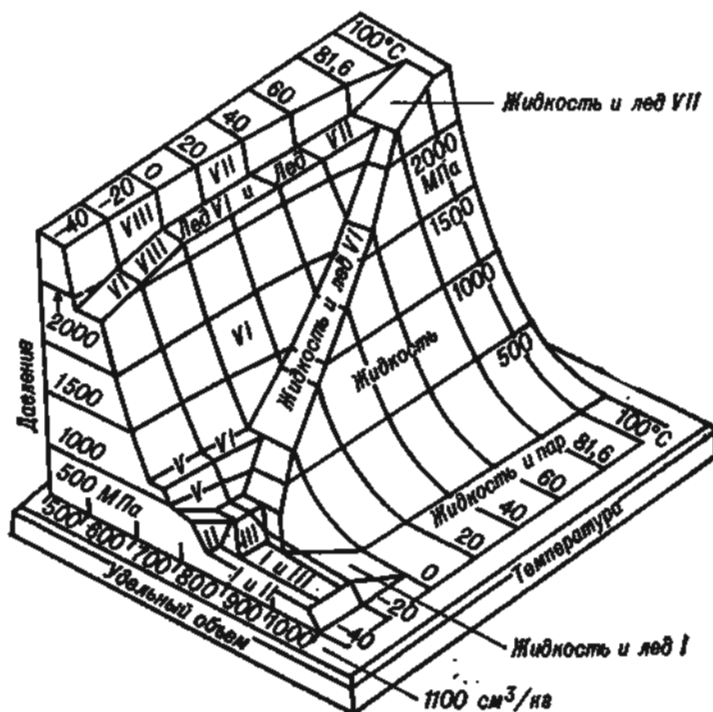
СТРУКТУРА И СВОЙСТВА МОДИФИКАЦИЙ ЛЬДА

Модификация	Сингония	Число атомов кислорода в ячейке	Температура, °C	Давление, МПа	Плотность, кг/м³	Диэлектрическая проницаемость (статическая)
I	Гексагональная	4	0	0,1	931	94
Ic	Кубическая	8	-130	0,1	930	—
II	Ромбоэдрическая	12	-35	210	1180	3,7
III	Тетрагональная	12	-22	200	1160	117
V	Моноклинная	28	-5	530	1230	144
VI	Орторомбическая, тетрагональная	10	15	800	1310	193
VII	Кубическая	2	25	2500	1490	~150
VIII	Тетрагональная	8	-50	2500	1490	~3
IX	Тетрагональная	12	-110	230	1160	~4

низкотемпературной упорядоченной формой Л. VII, Л. IX — метастабильная фаза, возникающая при переохлаждении Л. III и по существу представляющая его низкотемпературную форму (рис. 2). На диаграмме рис. 1 пунктиром обозначены некоторые из линий метастабильных равновесий.

ростом течения и напряжением у поликристаллического Л. гиперболическая — показатель степени в уравнении увеличивается с ростом напряжения. Скорость течения Л. прямо пропорциональна энергии активации и обратно пропорциональна абс. температуре, так что с понижением тем-

Рис. 2. Поверхность «давление — удельный объем — температура» для разных модификаций льда и воды.



Природный Л. модификации Л. I обычно значительно чище воды, т.к. растворимость веществ (кроме NH_4F) во Л. очень плохая. Л. может содержать механические примеси — твердые частицы, капельки концентрированных растворов, пузырьки газа. При длительных статических нагрузках и под действием собственной массы Л. обладает текучестью. Зависимость между установившейся ско-

пературы Л. приближается к абс. твердому телу. В среднем при близкой к таянию температуре текучесть Л. в 10^6 раз выше, чем у горных пород, с чем связано движение ледников и ряд других природных явлений. Под влиянием поверхностной энергии кристаллов и энергии упруго-напряженных связей кристаллической решетки, возникающей при деформировании, Л. подвергается перекристалли-

ЛЕД

зации в твердой фазе (*рекристаллизация*) и времяками переходит в жидкую фазу (*режеляция*) или парообразную (*сублимация*). Большинство физических свойств Л. анизотропно. О свойствах Л. см. отдельные статьи: *механические, оптические, реологические, термические, электрические свойства льда*. В. М. Котляков.

ЛЕД В ПОДВОДНОМ ПЛАВАНИИ. Состояние морского льда при взгляде на него снизу, из подводной лодки. В результате плавания атомных подводных лодок подо льдами Сев. Ледовитого океана выработано шесть следующих терминов для оценки Л. в п. п. **Ледяной потолок** — дрейфующий лед с точки зрения подводника. **Благоприятный лед** — ледяной потолок с многочисленными большими окнами во льду. На 30 морских милях пути подводной лодки должно быть более десяти больших окон, допускающих всплытие на поверхность. **Неблагоприятный лед** — ледяной потолок, не позволяющий подводной лодке всплыть на поверхность. **Подторос** — подводная часть *тороса*. **Ледяной киль** — подводная часть *гряды торосов*. Их осадка может достигать 50 м от ур. м. **Окно во льду** — тонкая часть ледяного потолка толщиной обычно менее 1 м, с плоской нижней поверхностью. Окно во льду считается большим, если длина его более 120 м, что позволяет всплыть современной подводной лодке, и малым, если длина его меньше 120 м.

В. Л. Цуриков.

ЛЕД ВСПУЧИЛО. Подъем ледяного покрова без отрыва от берегов при повышении уровня воды.

ЛЕД НА БЕРЕГУ. См. *лед, севший на мель*.

ЛЕД ПОДНЯЛО. Всплытие и отделение от берегов ледяного покрова без разламывания его на отдельные поля или льдины.

ЛЕД ПОТЕМНЕЛ. Изменение цвета ледяного покрова перед вскрытием из-за стайвания снега на льду.

ЛЕД, СЕВШИЙ НА МЕЛЬ. Плавающий лед, севший на мель при дрейфе на мелководье или вследствие падения уровня водоема. Сюда относят лед на берегу — обсохший плавающий лед при падении уровня и *стамухи* — торосистые образования, сидящие на

грунте или на мели. К Л. с. н. м. можно отнести *айсберги*, коснувшиеся грунта, а также *береговой вал льда*.

ЛЕДНИК. Масса льда преимущественно атмосферного происхождения, испытывающая вязко-пластическое течение под действием силы тяжести и принявшая форму потока, системы потоков, купола (щита) или плавучей плиты. Различают: наземные Л., которые налегают на каменное ложе, расположенное выше уровня океана, и „морские” Л., которые состоят из внутренних частей — „морских” щитов с ледяными потоками, налегающих на каменное ложе, погруженное значительно ниже ур. м., и периферических частей — плавучих *шельфовых Л.* Образуются Л. в результате аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков при их положительном многолетнем балансе. Состоят из областей питания и абляции, разделенных *границей питания*. В области питания распространено, как правило, несколько *зон льдообразования*. В холодных условиях область абляции может быть представлена только краевым обрывом, от которого откалываются айсберги (Антарктический ледниковый покров) или сходят ледяные лавины (висячие Л.).

Различают горные, или Л. стока, и покровные, или Л. растекания. Известен ряд морфологических, геофизических и динамических классификаций ледников. Л. могут иметь самые разные размеры — от долей км² до млн. км². Объекты менее 0,1 км² называют малыми Л. Движение льда в Л. происходит в результате деформаций, вызываемых действием силы тяжести. *Линии тока* льда входят внутрь Л. в области питания, выходят из Л. в области абляции и параллельны поверхности на границе питания. Л. никогда не бывают стационарны, а испытывают вынужденные колебания, вызываемые изменениями климата, и релаксационные автоколебания, обусловленные нестационарностью кинематических связей в Л.

В Л. заключена подавляющая масса пресного льда на Земле (98,95 %); они покрывают площадь 16,1 км², или 10,9 % суши. Период оборота ледникового льда в среднем составляет 9600 лет, а максимально

в центре Антарктиды может превышать 200 000 лет. Своим объемом Л. вызывают существенные изменения рельефа и высоты поверхности, а изменениями массы — компенсационные изостатические движения земной коры и подкоровых масс, а также эвстатические изменения уровня Мирового океана, достигающие сотен метров. Л. производят эрозионно-транспортно-аккумулирующую работу, интенсивность которой примерно равна действию речного стока. В геологическом прошлом наиболее крупные колебания Л. приводили к чередованиям ледниковых и межледниковых эпох, ледниковых и безледниковых периодов, причем большую роль играли и обратные связи — влияние снежно-ледяного покрова на климат. Л. изучаются *ледниковедением*.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИК КОНИЧЕСКОЙ ВЕРШИНЫ. Горный ледник, покрывающий со всех сторон отдельно расположенную вершину, со сравнительно ровным нижним краем, если склоны вершины слабо расчленены, и с выводными языками, спускающимися по ложбинам и радиальным впадинам (см. фото XV. 26). В последнем случае Л. к. в. имеет в плане звездообразный вид. Вследствие сильных ветров и сдувания снега питание Л. к. в. сравнительно невелико, мощность льда обычно не превышает 60—80 м, движение льда замедлено. На обширных конических вершинах возникают *ледниковые комплексы*, площадь которых достигает 100 км² и более. Л. к. в. характерны для Кавказа (Эльбрус), Камчатки, Береговых хребтов Сев. Америки и Южноамериканских Анд.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИК ПЛОСКОЙ ВЕРШИНЫ. Горный ледник в форме плосковыпуклого купола, покрывающий выровненные наклонные поверхности отдельных вершин и гребней. Заканчивается крутым обрывом и одним-двумя короткими выводными языками, спускающимися по ложбинам на склоне (см. фото XXXII. 59). Вследствие ветрового сноса снега скорость питания Л. п. в. невелика, лед движется сравнительно медленно, характерно отсутствие поверхностных морен. Л. п. в. часто встречаются на Вост. Памире, Тянь-Шане, в горах Центральной Азии. *В. М. Котляков.*

ЛЕДНИК ПОДНОЖИЯ. См. *предгорный ледник*.

ЛЕДНИК ТУРКЕСТАНСКОГО ТИПА. Долинный ледник, лежащий на дне глубокой и узкой долины и лишенный фирнового бассейна. Его питание происходит за счет схода снежных лавин и ледяных обвалов с высячих ледников (см. фото XVII. 30). Вместе со снегом и льдом на ледник попадает большое количество каменного материала, постепенно погребаящего его, поэтому концы Л. т. т. покрыты сплошным моренным чехлом и состоят из мертвого льда. Такие ледники широко распространены в горах Центральной Азии, поэтому за рубежом их часто называют ледниками куньлунского или музтагского типа. В настоящее время выяснена существенная роль наложенного льда в питании Л. т. т. *В. М. Котляков.*

ЛЕДНИК-ШЕЛЬФ. См. *шельфовый ледник*.

ЛЕДНИКИ БАРАНКОСОВ. Узкие длинные ледники в радиально расходящихся эрозионных бороздах на склонах вулканического конуса; вид *руслового ледника*.

ЛЕДНИКИ ВЕРШИН. См. *горное оледенение*.

ЛЕДНИКИ ДОЛИН. См. *горное оледенение*.

ЛЕДНИКИ ПЛАТО. Горные ледниковые комплексы, расположенные на слаборасчлененном плоскогорье с волнистой поверхностью, площади их достигают сотен км². Состоят из единой области питания на водораздельном плато и ряда ледниковых языков, спускающихся по окрестным долинам. Крупнейшими Л. п. можно считать Колумбийское ледяное поле в Скалистых горах Канады, некоторые ледниковые комплексы в горах Центральной Азии и др. *В. М. Котляков.*

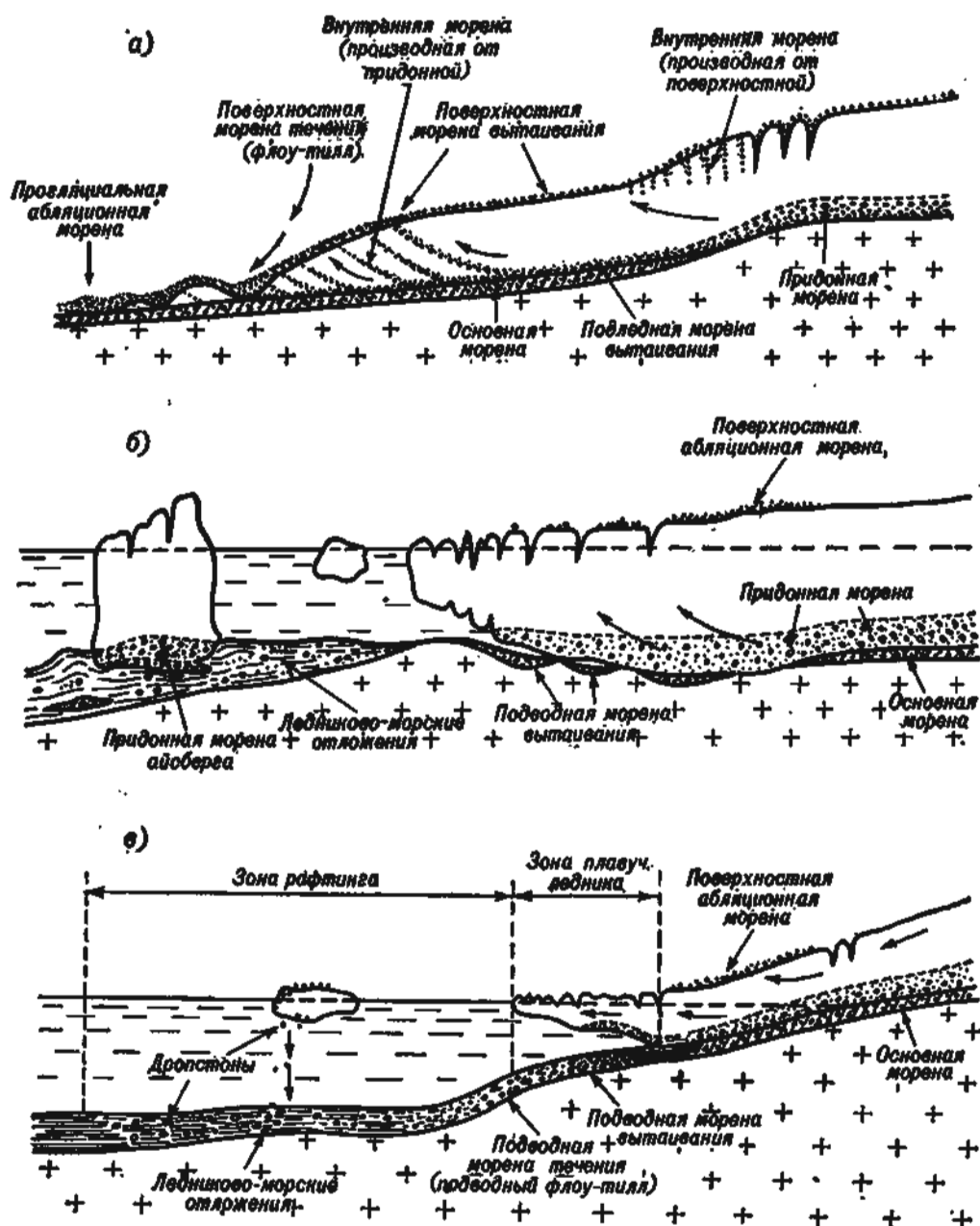
ЛЕДНИКИ РАСТЕКАНИЯ. См. *динамическая классификация ледников*.

ЛЕДНИКИ СКЛОНОВ. См. *горное оледенение*.

ЛЕДНИКИ СТОКА. См. *динамическая классификация ледников*.

ЛЕДНИКОВАЯ АККУМУЛЯЦИЯ. Комплекс процессов, в результате которых происходит отложение обломков горных пород, переносимых ледниками, на подледниковый и приледниковый грунт, т. е. *влекомая морена* преобразуется в *отложенную*, или тилл, что сопровождается формированием ледниково-аккумулятивного

ЛЕД



Генетические типы (фации) влекомых и отложенных морен, связанных с наземными ледниками (а), а также «морскими» налегающими (б) и плавучими (в) ледниками.

рельефа. Известно несколько механизмов аккумуляции морены, каждому из которых соответствует особая фация ледниковых отложений. Одна из них — основная морена — образуется в подледных условиях в процессе донного таяния мореносодержащего льда. При этом происходит отложение отдельных обломков горных пород и целых линз (чешуй) придонной морены (см. рис. а). В формиро-

вании второй фации — абляционной морены — участвуют два различных механизма: „проектирование” поверхностной морены вытаявания и внутренней морены на ложе при растаивании омертвевшего ледника, а также оползание, стекание водонасыщенной поверхностной морены к краям ледников по ледяным склонам. Действие первого механизма ведет к образованию подфации отложенной мо-

рены вытаивания, действие второго — к формированию подфации морены течения, или флоу-тилла. Абляционная морена, отлагающаяся по бокам ледниковых языков и в их предпольях поверх основной морены, почти всегда представляет собой смесь морены вытаивания и флоу-тилла.

Одно из главных геоморфологических следствий аккумулярующей деятельности покровных оледенений — образование моренных равнин. Они формируются отложением основной морены, которая местами перекрывается абляционной, делающей рельеф равнин неправильно волнистым. Разновидностью моренных равнин являются друмлинные поля, возникающие в районах локального чередования участков Л. а. и слабой экзарации (см. *друмлины*). Другое следствие Л. а. — *краевые ледниковые комплексы*, в которых главная роль принадлежит конечным моренам, т. е. грядовым формам, возникшим в результате аккумуляции морены у краев активных ледников. По современным представлениям, в образовании конечных морен принимают участие три механизма — сваливание, проталкивание и выдавливание — нагнетание моренного материала, которые иногда обозначаются английскими терминами *демпинг*, *пушинг* и *скивинг*. Очевидно, что сваливание морены со склонов ледника может создать крупные гряды лишь в случае очень длительного стационарирования ледников. Проталкивание, т. е. процесс, похожий на работу бульдозера, сопровождается подвижки ледников и может создавать высокие асимметричные гряды, нагромождая и дислоцируя морену и неледниковые отложения предполий. Выдавливанию подвергаются водонасыщенные моренные толщи, испытывающие неравномерное давление со стороны налегающего льда; их материал нагнетается в подледные трещины и туннели, с чем связано формирование сетчатых гряд и грядок, либо к ледниковому краю, чем создаются конечные морены нагнетания. При выдавливании полужидкой морены из-под ледниковых клифов, спускающихся в морские и озерные бассейны, возникают мелкие гряды, которые при отступании оледенения могут покрывать обширные площади, создавая грядово-моренные ландшафты типа „стиральной доски“.

Л. а. происходит не только на суше, но также в морских и пресноводных бассейнах. В этих условиях появляются особые фации отложенной морены — подводные морены вытаивания и течения, приуроченные к зонам плавучих ледников; эти фации являются переходными от наземных ледниковых отложений к *ледниково-морским* (см. рис. б и в).

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВАЯ ВОРОНКА. Округлая впадина с пологими склонами диаметром 40—80 м, иногда до 200 м, глубиной до 15—20 м; встречается на участках ледникового языка, лишенных трещин. Образуется действием талых поверхностных вод; на дне Л. в. иногда располагаются *ледниковые мельницы*.

ЛЕДНИКОВАЯ МЕЛЬНИЦА. Глубокий спиральный колодец на языке ледника диаметром 1—2 м, реже до 6 м, пропиленный в трещине при стекании в нее воды из наледникового ручья. Образуется из *ледникового колодца* при вращательном движении воды, падающей на ледяные уступы внутри трещины.

ЛЕДНИКОВАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА. Комплекс элементов геоморфологического ландшафта, созданный геологической деятельностью ледников и талых вод. Выделяют морфоскульптурные элементы, связанные с ледниковой эрозией и ледниковой аккумуляцией. К первым на равнинах и в горах относят ложбины выпахивания, троговые долины, кары, бараньи лбы и др., ко вторым — краевые ледниковые комплексы, моренные равнины, зандровые террасы и равнины, эскеры и др. На обработанных ледниками побережьях Л. м. представлена фьордами, фиардами, шхерными комплексами, а также многоярусными системами морских и озерных террас, связанных с изостатическими эффектами оледенений; на гляциальных шельфах — подводными желобами-трогами, моренными банками, террасовидными уступами, а на примыкающих к шельфам материковых склонах — шлейфами и конусами, сложенными ледниково-морскими турбидитами.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ. Совокупность ледниковых районов в пределах крупных горных массивов или архипелагов островов, отличающихся некоторым единством режима ледни-

ЛЕД

ков (напр., Кавказская область, Гималайская область); внутривековые колебания ледников в пределах Л. о. протекают синхронно. Л. о. входит в ледниковую провинцию в системе *гляциологического районирования*.

ЛЕДНИКОВАЯ ПОЛИРОВКА. См. *экзарационный микрорельеф*.

ЛЕДНИКОВАЯ ПРОВИНЦИЯ. Обширная территория с рядом ледниковых областей, объединяемых общим источником поступления влаги из атмосферы и принадлежностью к одному континенту (напр., Атлантико-Центральноазиатская провинция с Гиндукуш-Каракорумской, Тибетской, Памиро-Алайской и Тянь-Шанской областями); одна из таксономических единиц *гляциологического районирования*.

ЛЕДНИКОВАЯ ПУСТЫНЯ. Пустынный ландшафт поверхности ледников, характеризующийся постоянными низкими температурами воздуха и отсутствием растительности; на отдельных нунатаках лишь изредка встречаются лишайники. Ландшафты Л. п. широко распространены в Арктике и Антарктиде, где формируют *полярные пустыни*; отдельные участки Л. п. встречаются высоко в горах.

ЛЕДНИКОВАЯ СИСТЕМА. Совокупность ледников, объединенных территорией, общими взаимосвязями с окружающей средой (условиями существования и воздействия на среду), внутренними взаимосвязями и свойствами и общими пространственными законами их изменения. Существование общих законов распределения разных гляциологических характеристик в пространстве дает возможность строить непрерывные поля их фоновых составляющих. Элементом Л. с. служит ледник как целое.

Ледники образуют иерархию систем разных рангов, напр. Л. с. Эльбруса, бассейна р. Баксан, Кавказа. Непосредственные внутренние связи имеются только внутри ледниковых комплексов, объединенных в непрерывные более или менее расчлененные тела. Гораздо чаще связи между ледниками осуществляются через окружающую среду. В горных и островных Л. с. ледники отдают и аккумулируют малое количество энергии по сравнению с энергией атмо-

сферы и гидросферы. Соседние ледники могут развиваться независимо друг от друга, хотя все вместе способствуют сохранению каждого отдельного ледника вследствие общего выхолаживания атмосферы. Лишь в материковых Л. с., таких, как Антарктическая и Гренландская или глобальная Л. с., энергообмен системы соизмерим с энергией атмосферы или гидросферы, и элементы такой системы взаимодействуют между собой.

Л. с. могут эволюционировать, быть устойчивыми, неустойчивыми, равновесными и т. д. По мере эволюции Л. с. их энтропия возрастает, а затем вновь быстро падает при слиянии ледников в единые комплексы и покровы. Колебания климата приводят к тому, что Л. с. все время пребывают в переходном состоянии, т. е. соотношение отступающих и наступающих ледников не находится в строгом соответствии с текущим состоянием климата.

Существует несколько методов изучения Л. с.: эталонный, статистический и путем анализа гляциологических полей. Эталонный метод состоит в изучении ледников, типичных для всей системы или ее частей, с последующим переносом выводов на остальные ледники. Статистический метод состоит в обработке простых характеристик (площади, экспозиции, средней высоты и т. д.) всех ледников, входящих в систему, без учета их географического положения. Эти характеристики рассматриваются лишь как статистический массив. Напр., распределение ледников в системе по экспозиции позволяет судить о направлении влагопереноса в атмосфере. Пространственная структура и закономерности Л. с. вскрываются построением полей их характеристик. Для исключения локальных особенностей такие поля строят на основе осреднения данных по группам ледников.

А. Н. Кречке.
ЛЕДНИКОВАЯ СТАДИЯ. Относительно кратковременный (продолжительностью в десятки — сотни лет) этап похолодания климата и наступания ледников, обычно оставляющий след в виде стадильной конечно-моренной гряды. Л. с. может быть составной частью ледниковой эпохи, а

также — в условиях высокогорных и полярных районов — одной из форм голоценовых (и вообще межледниковых) колебаний ледников. Стадиальные наступания ледников могут происходить как на фоне общего разрастания оледенения, так и в период его деградации. Каждая последующая Л. с. отделена от предыдущей межстадиальным интервалом, или интэрстадиалом. Межстадиальные отложения, в отличие от межледниковых, не содержат остатков теплолюбивой фауны и флоры. *М. Г. Гросвальд.*

ЛЕДНИКОВАЯ ТЕОРИЯ (син. *гляциализм*). Теория древних оледенений Земли. Согласно Л. т., в истории Земли неоднократно повторялись холодные интервалы разной длительности, климат которых способствовал развитию больших ледниковых покровов в горах, на материковых равнинах и континентальных шельфах в высоких и умеренных широтах, а также резкому расширению площадей плавучих льдов Мирового океана.

Идеи о древних оледенениях гор высказывались исследователями Альп еще в конце XVIII в. Зарождение представлений об оледенениях равнин умеренных широт относится к первой половине XIX в., когда были сделаны первые попытки связать с деятельностью ледников происхождение эратических валунов Сев. Европы и Сев. Америки (Ж. Агассис, А. Бернгарди). Несмотря на это, до 70-х годов XIX в. в науке господствовала дрифтовая теория (Ч. Лайель), по которой несортированные щебнистые глины (морена) сев. равнин признавались осадками холодных морей, а включенные в них валуны — продуктом айсберговой разности. Развенчание дрифтовой теории и утверждение гляциализма связаны с именами П. А. Кропоткина и Ф. Б. Шмидта в России, О. Торрелла в Швеции, братьев А. и Дж. Гейки в Шотландии, Дж. Ф. Райта в Сев. Америке. Высказанные в трудах этих ученых идеи привели к быстрому и всеобщему признанию Л. т.

В первоначальном виде Л. т. рассматривала лишь плейстоцен и исходила из концепции моногляциализма, т. е. представления об однократном оледенении с несколькими большими и малыми стадиями. Однако в XX в. под влиянием многочисленных находок отложений с остатками теплолю-

бивой фауны и флоры, залегающих между горизонтами морены, установилось господство концепции полигляциализма, или учения о множественности оледенений. Согласно полигляциализму, в плейстоцене происходило чередование *ледниковых эпох* (гляциалов) и теплых *межледниковых эпох* (интергляциалов), в соответствии с чем ледниковые покровы в умеренных широтах неоднократно возникали и исчезали. Рождение концепции полигляциализма связано с работами А. Пенка и Э. Брикнера; в России ее становлению способствовали исследования С. Н. Никитина, А. П. Павлова, Г. Ф. Мирчинка, С. А. Яковлева, К. К. Маркова и др. Согласно данным наземных разрезов, в плейстоцене было не менее четырех крупных оледенений (см. *ледниковые эпохи в плейстоцене*). Данные изучения глубоководных осадков океана позволяют увеличить это число до семи, а если учитывать также позднелиоценовые и эоплейстоценовые оледенения — то до 17. Дальнейшее развитие эта концепция получила в связи с установлением палеозойских и докембрийских оледенений (см. *докайнозойские оледенения*). В настоящее время Л. т. стала составной частью общей теории развития географической оболочки Земли, в частности теории изменений климата атмосферы и океана. Лит. [133, 254, 296].

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВАЯ ШАПКА. Плоско-выпуклый покровный ледник, занимающий приводораздельную часть плосковершинного массива. Термин очень неопределен, применяется и к ледниковым массивам в горах, и к ледниковым покровам самых разных размеров. В настоящее время выходит из употребления, замещаясь четкими терминами — *ледниковый купол* и *ледниковый щит* для покровного оледенения, *ледник конической* или *плоской вершины* для горного оледенения.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВАЯ ШТРИХОВКА. См. *экзарационный микрорельеф*.

ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА (син. *ледниковье, гляциал*). Одно из двух (наряду с межледниковой эпохой) основных подразделений *ледникового периода*: длительный и непрерывный этап в истории Земли, для которого характерны сильное похолодание климата, развитие (расширение) покров-

ЛЕД

ных оледенений в полярных и умеренных широтах континентов и океана. Похолодание и оледенение сопровождаются эвстатическим снижением уровня океана на 100 м и более, расширением области многолетнемерзлых пород и сдвигом границ почвенно-растительных зон в сторону экватора. Судя по данным морской климатостратиграфии, в плейстоцене, т. е. за последние 0,73 млн. лет, было семь ледниковых эпох, из них каждая имела продолжительность около 90 тыс. лет. Соседние Л. э. разделялись межледниковьями. Внутри Л. э. выделяются ледниковые стадии и интерстадии.

М. Г. Гросвальд.
ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ (син. *экзарация, ледниковое выпаживание*). Комплекс процессов на контакте ледника и ложа, включающий эрозионную работу подледниковых водных потоков, который ведет к разрушению и сносу горных пород ложа, снижению, углублению и расчленению его поверхности. Л. э. прежде всего связана с двумя механизмами: с отщеплением или выламыванием обломков (плакингом) и истиранием пород ложа (абразией). Первый механизм состоит в том, что скользящий по ложу лед в отдельные моменты примерзает к нему, вырывает и увлекает за собой куски породы. Второй механизм сводится к стачиванию ложа с помощью обломков прочных пород, входящих в состав придонной морены. Следы действия обоих механизмов выражены в морфологии бараньих лбов и ригелей, проксимальные (напорные) склоны которых спилены и закруглены абразией, а дистальные (теневые) склоны имеют угловатые очертания, обусловленные выламыванием блоков.

Количественный вклад каждого из этих механизмов зависит от многих переменных: твердости и трещиноватости ложа, температурного состояния придонного льда, свойств придонной морены, скорости донного скольжения ледника. Результатами абразии служат ледниковая полировка, штриховка, бороздчатость, фасеты на валунах и скалах, гигантские борозды в коренных породах. Однако трещиноватые породы выпаживаются быстрее массивных, что говорит о вы-

сокой эффективности плакинга. Предполагается, что условия, особенно благоприятные для действия плакинга, создаются в зоне или зонах, где локальные различия в давлении, обусловленные неровностями ложа, могут быть достаточной причиной для частого чередования участков донного таяния и замерзания. Придонная водная прослойка, образующаяся на напорных сторонах выступов ложа, здесь мигрирует на их теневые стороны и повторно замерзает, способствуя расклиниванию и отрыву обломков. Возможно, что дополнительным фактором, ускоряющим плакинг, являются механические нарушения в подледных горных породах, связанные с разницей в давлении льда на напорные и теневые склоны выступов ложа.

Все крупные ледниково-эрозионные формы — кары, троговые долины, выпажанные льдом озерные ванны (языковые бассейны), фьорды, желоба-троги гляциальных шельфов и др. являются результатом совместного действия обоих механизмов. На круто падающих участках изотермических ледников к ним присоединяется работа подледниковых напорных потоков талой воды. В некоторых случаях, напр. при сбросах вод ледниково-подпрудных озер, эти потоки имеют большие скорости и расходы и способны производить значительную глубинную эрозию. Перечисленные ледниково-эрозионные формы имеют глубины в сотни и тысячи метров, расчетные скорости их выработки достигают 4—6 мм/год. Это дает основание для утверждения [250], что Л. э. служит наиболее мощным агентом экзогенного рельефообразования.

М. Г. Гросвальд.
ЛЕДНИКОВЕДЕНИЕ. Основная отрасль *гляциологии*, изучающая ледники и ледниковые покровы, условия их существования, внешний и внутренний массообмен, воздействие на окружающую среду. Ранее отождествлялось с гляциологией, ныне выделено в отдельное направление, поскольку предметом гляциологии стали считать все виды льдов.

До 50-х годов XX в. в Л. преобладали описательные исследования. Затем стали изучать физические про-

цессы в ледниках. В настоящее время широко используются геофизические и изотопно-геохимические методы. Для измерения толщины ледников и изучения их строения применяется дистанционное радиозондирование. Разрабатывается оборудование для бурения ледниковых скважин до глубины 3—4 км; скважины глубиной свыше 2 км уже пробурены в Гренландии и Антарктиде. Выделен класс пульсирующих ледников и изучается механизм их резких подвижек. В результате работ МГГ, МГД и МГП разрабатывается система *гляциоклиматических показателей*, введено понятие *водно-ледового баланса* и предложены методы расчета всех его составляющих, созданы гляциологические методы расчета осадков и стока в ледниковых районах.

Исследования ледников широко проводятся в США, Канаде, Швейцарии, Великобритании, Франции, Норвегии, Швеции, Австрии, ФРГ, Италии, Китае, Индии, Аргентине, Перу, Австралии, Новой Зеландии и др. В Советском Союзе Л. развивается в учреждениях Москвы, Ленинграда, Ташкента, Алма-Аты, Фрунзе, Душанбе, Тбилиси, Таллина, Томска, Петропавловска-Камчатского.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВОЕ (НАЛЕДНОЕ) БОЛОТО. См. *наледниковые (наледные) озера*.

ЛЕДНИКОВОЕ ВЫПАХИВАНИЕ. См. *ледниковая эрозия*.

ЛЕДНИКОВОЕ МОЛОКО. Мутно-белая от взвешенных наносов вода подледниковых потоков, вытекающих из ледниковых гротов. Содержит большое количество мелкоземистого материала основной морены (*криоконита*), вымываемой подледниковыми водами.

ЛЕДНИКОВОЕ ПИТАНИЕ РЕК. Питание рек за счет воды, поступающей с ледников. В гляциологии к Л. п. р. принято относить сумму таяния многолетнего льда, снега и фирна на леднике и сезонного снега в области абляции, что оправдано с точки зрения баланса массы и воды в ледниках. С этой точки зрения к Л. п. р. следует отнести и жидкие осадки, выпадающие на ледники. В гидрологии к Л. п. р. ранее относили только таяние многолетнего льда (В. Л. Шульц) или это таяние сов-

местно с таянием снега и фирна в области питания (О. П. Щеглова). Иногда (Л. А. Владимиров) в Л. п. р. включали также таяние сезонного снега в неледниковой части бассейна выше границы питания на леднике. Это последнее составляет часть воды, проходящей транзитом через ледник. В последнее время преобладает гляциологическое понимание Л. п. р.

Величина Л. п. р. в гляциологическом смысле определяется измерениями или расчетами таяния на поверхности ледников, в гидрологическом смысле оценивается, как правило, расчленением гидрографа. Л. п. р. гиперболически возрастает с увеличением степени оледенения бассейна. Благодаря концентрации снега и малому испарению на ледниках гидрологическая эффективность ледниковой поверхности примерно в 1,5 раза выше, чем неледниковой на той же высоте, и в 2—3 раза выше, чем окружающей поверхности в целом. В летнее время эти соотношения увеличиваются в несколько раз. Реки с большой ролью ледникового питания отличаются значительным превышением стока за июль—сентябрь над стоком за март—июнь. Соответствующее отношение равно 5—8 для приледниковых створов и составляет около двух в низовьях ледниковых рек; оно не достигает единицы в реках со снеговым питанием и равно десятым или сотым долям единицы в реках с дождевым питанием.

А. Н. Кренке.

ЛЕДНИКОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (син. *айсберговые отложения*). Морские отложения, в составе которых преобладает терригенный обломочный материал, связанный с *брафтингом*. Для них характерно сочетание признаков и ледниковых и морских осадков. С одной стороны, им свойственны плохая сортировка, серый цвет, грубость механического состава (свыше 50% массы приходится на фракции грубее алеврита), примесь щебня и включения *дропстонов*, в т. ч. настоящих *ледогранников*. С другой стороны, Л.-м. о. обладают слоистыми бассейновыми текстурами, довольно часто содержат панцири прижизненно захороненных морских микроорганизмов — гл. обр. холодолюбивых, кремнистых. На мелководьях в этих отложениях встречаются линзы морены без следов перемыва,

которые представляют собой остатки сдвинувшихся на дно айсбергов.

Поле Л.-м. о. окружает Антарктиду; в современную эпоху оно продолжает формироваться в Юж. океане южнее $60-65^\circ$ ю. ш., в ледниковые эпохи его граница на $10-15^\circ$ приближалась к экватору. В Атлантическом и Тихом океанах Л.-м. о. накапливались также севернее 40° с. ш. В проксимальном направлении такие отложения фашиально замещаются *подводными моренами*, в дистальном направлении — нормальными океаническими осадками. На испытавших оледенения континентальных шельфах и приморских низменностях Л.-м. о. переслаиваются наземными моренами; в отдельных ледниковых сериях они лежат стратиграфически выше морен, маркируя этапы деградации „морских” ледниковых покровов. Такие отложения играют большую роль в строении докайнозойских тиллитов, являясь одним из членов их периферической формации. Лит. [126, 130, 213]. *М. Г. Гросвальд.*

ЛЕДНИКОВО-ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (син. *лимно-гляциальные отложения*). Отложения приледниковых озер, сформированные в процессе осаждения материала, выносимого во взвешенном состоянии потоками талых ледниковых вод. Слагают дельтово-ледниковые террасы камовых комплексов, значительную часть нормальных камов, а также толщи *ленточных глин*. Последние представляют собой четко стратифицированные осадки, состоящие из большого числа параллельных лент. Каждая такая лента — результат годового цикла осадконакопления в условиях холодных озер, находящихся большую часть года в замерзшем состоянии. Она всегда состоит из двух слоев — верхнего зимнего, особо тонкозернистого (глинистого), темноватого, образованного под ледяным покровом, и нижнего летнего, сравнительно грубого (гл. обр. тонкопесчаного), светлоокрашенного, образованного в разгар сезона абляции. Подсчеты и корреляция годовых лент из разрезов Швеции позволили Г. Де Гееру разработать первую абс. хронологию деградации Сев. Европы. См. также *варвохронология*. *М. Г. Гросвальд.*

ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА. Крупные скопления воды, возникающие перед краем ледниковых покровов и в горных долинах при их подпруживании долинными ледниками. В горах такое подпруживание может быть результатом медленного наступания или резких подвижек ледниковых языков. Представляют большую опасность из-за прорывов ледяной плотины, ведущих к формированию разрушительных водно-ледово-каменных селей. Причиной прорыва Л.-п. о. могут служить: медленная пластическая деформация льда вследствие разности гидростатического давления воды озера и менее плотного льда ледяной плотины; всплывание ледяной плотины; расширение трещин вследствие комплексного воздействия касательного напряжения движущегося ледника и высокого гидростатического давления; сток по малым, существовавшим ранее каналам, расположенным на границе ледника и ложа; перелив воды через ледяную плотину, обычно у края ледника.

Нередко Л.-п. о. образуются в одном и том же месте ежегодно. Ярким примером может служить оз. Мерцбахера на Тянь-Шане, возникающее в долине ледника Сев. Иньльчек при подпруживании ее правой ветвью ледника Юж. Иньльчек. Это озеро, при высоком уровне достигающее 4 км в ширину и 1 км в длину, содержит до 200 млн. m^3 воды и ежегодно, чаще всего в начале сентября, прорывается; при этом паводок длится около недели и его расход может превышать 1000 m^3/s .

В. М. Котляков.
ЛЕДНИКОВО-РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (син. *флювиогляциальные отложения*). Слоистые, преимущественно грубые по составу отложения, аккумулярованные потоками талых ледниковых вод перед фронтом ледниковых покровов, горных ледников и внутри областей оледенения. Л.-р. о., формирующиеся перед ледниковым фронтом, создают обширные аккумулятивные поверхности, состоящие из гальки, гравия и косослоистых песков, — *зандровые равнины* (в условиях равнин и межгорных котловин) и *зандровые террасы* (в обычных горных условиях). *Зандровые равнины*

обычно образуются за счет слияния конусов выноса перемытого моренного материала флювиогляциальных дельт. Для зандров обоих видов характерны сложные системы „сплетающихся“ каналов и резкие сезонные колебания расходов воды в водотоках. Современные зандровые равнины хорошо развиты перед фронтом ледниковых лопастей, спускающихся с ледниковых шапок Исландии. Древние зандры известны во всех областях покровных оледенений, в т. ч. в Дании, на Русской равнине, в Зап. Сибири; в Дании зандровые конусы начинаются от устьев туннельных долин. Внутри областей оледенения флювиогляциальная аккумуляция обычно происходит при деградации ледников, гл. обр. в ходе таяния мертвого льда. Соответственно основными формами ледниково-речной аккумуляции в интрагляциальных условиях служат разного рода эскеры.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВЫЕ БОРОЗДЫ. См. эскарционный микрорельеф.

ЛЕДНИКОВЫЕ ВОРОТА. См. ледниковый грот.

ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ (син. покровный ледник). Системы ледниковых щитов, ледниковых куполов, ледяных потоков, выводных ледников, плавучих шельфовых ледников и нередко также связанных с ними сетчатых ледников, погребавших сушу, континентальные шельфы, а иногда и глубоководные части Мирового океана на площадях в десятки, сотни тыс. и млн. км². Образуются там, где снеговая линия опускается до уровня низменностей, а часто и до ур. м. В зависимости от преобладания в составе Л. п. наземных или „морских“ ледников выделяют наземные Л. п. (напр., Гренландский) и „морские“ Л. п. (напр., плейстоценовый Панарктический, западноантарктическая часть современного Л. п. Антарктиды).

Каждый Л. п. представляет собой единую динамическую систему. Положение ледоразделов и форма поверхности обусловлены распределением питания и условиями стока, т. е. лишь косвенно зависят от рельефа ложа. Если неровности ложа малы по сравнению с толщиной льда, то радиальный профиль поверхности приближается к полуовальному, его выпуклость возрастает с уменьшением раз-

мера ледника. Скорость движения растет от ледоразделов к периферии, где наблюдается дифференциация на малоактивные участки (над возвышенностями ложа) и выводные ледники (или ледяные потоки) в которых скорость достигает нескольких км в год. Расход льда осуществляется путем таяния в краевой зоне, стока льда в шельфовые ледники и откалывания айсбергов.

Из общей площади современных Л. п. (14,4 млн. км²) 85,3 % приходится на Л. п. Антарктиды, состоящий из пяти крупных ледниковых щитов и множества более мелких щитов и куполов, 12,1 % составляет Л. п. Гренландии и 2,6 % приходится на малые Л. п. Канадского Арктического архипелага, Исландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Сев. Земли. Гораздо большего развития Л. п. достигали в периоды максимумов древних оледенений.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВЫЕ ТИПЫ ПОГОДЫ. Типы погоды на ледниках, характерные для ледниковых климатов. Они мало различаются на покровных ледниках и во внеледниковых полярных районах, скорее определяются формами общей циркуляции атмосферы, положением ледника по отношению к барическим образованиям и воздушным массам. На ледниковых покровах увеличена повторяемость антициклонических типов погоды по сравнению с циклоническими. Особый тип представлен здесь погодой стоковых ветров.

Типы погоды в горно-ледниковых районах отчасти определяются местными процессами, но в основном отражают макромасштабную циркуляцию атмосферы. Поэтому А. П. Волюшина [40] предложила типизацию ледниковых погод на основе данных наблюдений на ледниках с привлечением синоптических карт. В период абляции отмечаются четыре типа погоды: антициклонический, внутримассовый конвективный без осадков, внутримассовый конвективный с осадками, фронтальный. Различия между типами погоды для большинства метеорологических элементов статистически значимы. Изменчивость средних суточных температур воздуха внутри типов погоды для ледника Майли в массиве Казбек на Кавказе составляет около $\pm 1,5^\circ\text{C}$, радиационного

баланса — около ± 2000 кДж/(м²·сут). Классификация А. П. Волошиной дополняется фёновой погодой, которую выделяет М. В. Тронов [195]. На леднике Майли, напр., при фёновой погоде влажность на 20 % ниже, ветер усиливается, температура воздуха на 2 °С выше, чем при антициклонической погоде.

А. Н. Кренке.

ЛЕДНИКОВЫЕ ТРЕЩИНЫ. Вертикальные или круто наклоненные разломы в ледниках, вызванные разрывом льда в процессе его движения. Возникают над резкими перегибами и изменениями наклона ложа, на изгибах, сужениях и расширениях русла ледника. По расположению на леднике различают несколько видов трещин: поперечные, образующиеся над резким уступом или перегибом ложа и нередко формирующие *ледопады*; продольные, возникающие при выходе ледника из более узкого участка долины в расширенный и принимающие радиальный рисунок в случае ширококонечной формы языка; диагональные, образующиеся в результате различия скоростей движения льда в осевой и боковой частях ледника, вызываемого трением льда о склоны долины или нунатаки. Трещины образуются все время на одних и тех же местах ледника, но в этом процессе участвуют каждый раз новые массы льда, а старые трещины при перемещении льда от места их образования постепенно „залечиваются“, т. е. исчезают вследствие режеляции льда. Длина трещин — от нескольких десятков метров до многих сотен, ширина исчисляется обычно метрами и реже — первыми десятками метров. Глубина трещин обычно равна 20—30 м и редко превышает 50 м. Зимой и весной многие Л. т. перекрыты *снежными мостами*.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ. Интервалы времени в истории антропогенного (четвертичного) периода продолжительностью в десятки тыс. лет, которые отличались сильными похолоданиями климата и образованием ледниковых покровов в полярных и умеренных широтах материков и океанов. Ледниковые эпохи чередовались с межледниковыми,

или межледниковьями, для которых были характерны существенные потепления и полное исчезновение ледников на равнинах умеренных широт. Внутри ледниковых эпох выделялись ледниковые стадии, т. е. этапы усиления оледенения, и межстадиалы, т. е. этапы заметного ослабления оледенения.

Ледниковый период антропогена, который является наиболее изученной частью позднекайнозойской ледниковой эры, включал в себя несколько ледниковых и межледниковых эпох, причем их известное число увеличивается по мере повышения детальности исследований. Если основоположники ледниковой теории, включая П. А. Кропоткина, считали оледенение равнин Европы однократным, то уже к концу XIX в. в результате работ А. П. Павлова, А. Э. Гедройца и ряда других русских и зарубежных ученых сложилось представление о множественности (двух-, трехкратности) оледенений С начала XX в. эталоном ледниковой стратиграфии служит схема, составленная А. Пенком и Э. Брикнером для Альп и дополненная Б. Эберлем и др. В ней выделено пять самостоятельных ледниковых эпох, из которых две — дунайская и гюнцская — принадлежат эоплейстоцену (верхнему плиоцену официальной схемы), а три — миндельская, рисская и вюрмская — плейстоцену; эти эпохи отделены друг от друга межледниковьями. С альпийской схемой коррелируют материковые оледенения и их отложения (ледниковые горизонты), известные на материках обоих полушарий. Правильность этих корреляций доказана лишь для верхнеплейстоценовой части схемы, горизонты которой поддаются датированию по ¹⁴С. Остальные сопоставления приблизительны, в связи с чем существует много местных схем со своими названиями ледниковых эпох и межледниковий. Тем не менее данные геологических, биостратиграфических и геохронологических исследований все же позволяют считать достаточно надежными сопоставления горизонтов среднего и нижнего плейстоцена Сибири, Вост. и Зап. Европы, представленные в таблице. Внутри каждого из этих разделов известны бесспорные следы крупных оледене-

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ, МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И МЕЖСТАДИАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ (АНТРОПОГЕНОВОЙ) СИСТЕМЫ ОСНОВНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ (ПО [143])

Европейская часть СССР				Западная Сибирь		Горы Европы (Альпы)		Равнины Европы		Северная Америка	
Голоцен				Голоцен		Голоцен		Фландрий		Голоцен	
Плеистоцен	Верхний	Валайский	Верхний	Зырянский	Сартаковский	Вюрм	Верхний	Висла	3	Висконсин	Верхний
			Средний		Каргинский		Средний		2		Нижний
			Нижний		Ермаковский		Нижний		1		
	Средний	Средне-русский	Михулинский	Казанцевский		Рисс-вюрм	Эм		Сангамон		
			Московский	Вяхтинский	Тазовский		2	Варта	Карибу—хилдс (Аляска)		
			Рославльский		Ширтинский		1/2	Тресне			
		Днепровский	Самаровский	1	Дренте						
	Нижний	Днепров-ский	Лихвинский	Тобольский	Миндель -- рисс		Гольштейн		?		
			Окский	Шайтанский	Миндель		Эльстер		Иллинойс		
			Кокотовский	Талагайкинский	Гюнц — миндель		Кромер		Ярмут		
Платовский	Гюнц		Меналий		Канзас						
Михайловский	Дунай — гюнц		Ваалий		Афтон						
Эоплеистоцен	Скифский	Морозовский	Верхний	Кочковский	Дунай		Эбурионий		Небраска		
		Ногайский									
		Жеваховский									
		Бошерницкий									
	Домашкинский										

Примечание. Жирным шрифтом выделены ледниковые горизонты.

ний, а на их границах — межледниковые горизонты. Ледниковая эпоха среднего плейстоцена, видимо, везде распадалась на две крупные стадии, разделенные межстадиальным интервалом. Накапливается также информация, говорящая в пользу многочленности нижнеплейстоценового оледенения — выделения двух или трех ледниковых горизонтов в эльстере, минимум двух доднепровских оледенений на территории Литвы и Белоруссии, делении шайтанского оледенения Сибири на раннее и позднее. Кроме того, появляются факты, указывающие на существование еще более ранних оледенений — эоплейстоценовых и верхнеплиоценовых. Во всяком случае анализ флор юга Европы привел В. П. Гричука к выводу о неизбежности покровных оледенений сев. равнин континента уже в плиоцене, начиная с палеомагнитного рубежа гаусс — матуяма (2,5 млн. л. н.).

Проблематичной остается трансокеанская корреляция оледенений Евразии и Сев. Америки. В ряде известных схем висконсинское оледенение рассматривалось как аналог вюрма, иллинойское — рисса, канзасское — минделя. Однако новейшие работы по североамериканской геохронологии показали, что по своему возрасту (около 400 тыс. лет) иллинойс должен сопоставляться с минделем, а канзас (свыше 600 тыс. лет) — с гюнцем. Оледенение небраска в таблице сопоставлено с дунайским, хотя новые данные, полученные при бурении на юге США, говорят о том, что возраст соответствующих отложений лежит в интервале 2,8—2,1 млн. л. н. Следовательно, эквивалент европейского рисса на равнинах Сев. Америки отсутствует; по-видимому, в среднем плейстоцене там существовал ледниковый покров, размеры которого были меньше висконсинского, так что его следы оказались уничтоженными. На Аляске среднеплейстоценовое оледенение представлено горизонтом карибу — хилсс, в Кордильерах — моренами Калифорнии [143]. Т. о., на протяжении плейстоцена, а, возможно, также, эоплейстоцена и верхнего плиоцена, т. е. последних 2,8—3 млн. лет, произошло не менее четырех крупных оледенений, каждое из

которых распадалось на две или более крупные стадии. По данным морских геологических исследований, количество ледниковых эпох в плейстоцене достигало семи, а во всем позднем кайнозое превышало 15.

М. Г. Гросвальд.
ЛЕДНИКОВЫЕ ЭРЫ (син. *гляциэры*). Ледниковые этапы истории Земли, принадлежащие к высшему рангу (длительностью от многих десятков до 200 млн. лет). Каждая Л. э. включает несколько (не менее 2—3) ледниковых периодов и разделяющих их межледниковых периодов. К настоящему времени достоверно установлены четыре Л. э.: канадская (в начале раннего протерозоя, 2,20—2,45 млрд. л. н.), африканская (в конце рифея и венде 0,9—0,59 млрд. л. н.), гондванская (в среднем — верхнем палеозое, 0,24—0,38 млрд. л. н.) и лавразийская (в конце кайнозоя, последние 20—30 млн. лет). Эти насыщенные ледниковыми событиями этапы разделялись весьма длительными интервалами времени, для которых оледенения неизвестны. Возможно, что следы верхнеордовикско-нижнесилурийского оледенения Африки и Европы относятся не к гондванской Л. э., как сейчас считается, а свидетельствуют о еще одной самостоятельной Л. э. Можно ожидать, что дополнительные Л. э. будут открыты в протерозое и архее. В соответствующих разрезах присутствует много *тиллоидов*, среди которых может оказаться немало настоящих *тиллитов*. Лит. [213].

М. Г. Гросвальд.
ЛЕДНИКОВЫЙ. Определение, применяемое к явлениям и процессам, связанным с ледниками (ледниковый период, ледниковая эпоха, ледниковый сток), и к самим ледникам (ледниковый покров, ледниковый купол, ледниковый барьер). Неправильно употреблять вместо терминов ледниковый щит, ледниковый купол и пр. понятия ледяной щит, ледяной купол, т. к. ледники сложены не только льдом, но в значительной мере также снегом и фирном. Существующую синонимичность со словом *гляциальный* целесообразно разграничить таким образом, чтобы слово *гляциальный* употреблялось в значении ледникового про-

исхождения явлений (гляциальный сель), а слово ледниковый — в значении принадлежности леднику и непосредственной связи с ним (ледниковый язык, ледниковый бассейн, ледниковый коэф.). **В. М. Котляков.**

ЛЕДНИКОВЫЙ АНТИЦИКЛОН.

Область повышенного давления, формирующаяся над покровными ледниками вследствие выхолаживания над ними воздуха, приводящего к нисходящим потокам. Существование Л. а. в 1911 г. гипотетически предположил В. Хоббс. Фактические данные и количественные расчеты показывают, что Л. а. могут возникать только над материковыми ледниковыми покровами и скорее как климатическое, чем метеорологическое явление. Закрытые контуры изобар Л. а. следуют краям материковых ледниковых покровов на климатологических картах, но редко совпадают с ними на „мгновенных” синоптических картах.

А. Н. Кренке.

ЛЕДНИКОВЫЙ БАРЬЕР. Обращенный к морю вертикальный обрыв *шельфового ледника*, достигающий в высоту нескольких десятков метров. В зависимости от конфигурации морского дна и морфологии ледника он может иметь выступы и бухты, иногда вполне удобные для швартовки кораблей. Положение Л. б. постепенно меняется из-за регулярного откалывания айсбергов. Термин Л. б. появился еще в XVIII в., первоначально его относили не только к краю, но и к шельфовому леднику в целом.

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВЫЙ ВЕТЕР. См. *ветры над ледниками.*

ЛЕДНИКОВЫЙ ГРИБ. См. *ледниковый стол.*

ЛЕДНИКОВЫЙ ГРОТ. Туннель во льду придонной части ледникового языка, по которому идет сток талых вод, связанных с подледным таянием. Через такие гроты также стекают поверхностные талые воды, проникающие к ложу, и сбрасываются водные массы ледниково-подпрудных и наледниковых озер. Л. г. отличается непостоянством формы и размеров, что связано с изменчивостью ледников и колебаниями интенсивности таяния. В типичном случае поперечные профили гротов имеют круглую или аркообразную форму, расширенные устьевые части гротов называются *ледниковыми воротами*. Положение

таких ворот также непостоянно: от года к году оно может смещаться на десятки и сотни метров. Особенно крупные Л. г. характерны для придонных частей ледников, которые занимают кратеры и кальдеры действующих вулканов. **М. Г. Гросвальд.**

ЛЕДНИКОВЫЙ КАНАЛ. Туннель внутри ледника или под ним, по которому стекают талые воды. Соединяется с поверхностью глубокими трещинами и вертикальными колодцами — ледниковыми мельницами, пробиваемыми во льду потоками воды с камнями. В связи с меньшим нарастанием давления воды вниз по потоку в каналах с большими расходами воды малые каналы имеют тенденцию объединяться в 1—2 крупных магистральных канала, заканчивающихся *ледниковыми гротами*. Вода в каналах движется по закону Шези. Учет пропускной способности каналов для известных объемов стока, скорости воды в них и шероховатости стенок позволяет оценить число и сечение каналов. В фирновой области Марухского ледника на Зап. Кавказе предполагается около 100 каналов диаметром 12 см, в середине области абляции — около 16 каналов диаметром 50 см и у конца языка — два канала диаметром около 1 м. На других ледниках наблюдались каналы диаметром до 3—6 м. Несоответствие времени добегания по каналам уравнению Шези при допущении прямолинейности каналов заставляет предполагать их извилистость; для Марухского ледника эта величина оценивается в 1,5—1,7. **А. Н. Кренке.**

ЛЕДНИКОВЫЙ КЛИМАТ. Тип климата, при котором могут существовать ледники. Характеристики Л. к. в свою очередь зависят от влияния подстилающей ледниковой поверхности. Л. к. отличается сочетанием низких температур воздуха и значительным количеством твердых осадков, но чем больше суммы осадков, тем выше могут быть температуры воздуха. Л. к. характеризуется повышенной влажностью воздуха и облачностью, постоянством направления ветра. Диапазон колебаний климатических характеристик над ледниками велик: суммы твердых осадков меняются от 30—50 мм в Центральной Антарктиде до 4500 мм на патагонских ледниках, средняя температура воздуха летом — от —40 °С в Центральной Ан-

тарктиде до $+15^{\circ}\text{C}$ у концов самых длинных ледников Средней Азии, Скандинавии, Новой Зеландии, Патагонии.

Г. А. Авсюк [5] впервые выделил Л. к. морского и континентального типов. Первые характеризуются суммами твердых осадков, превышающими 1000 мм в высоких и 2000 мм в низких широтах, существенным вкладом турбулентного теплообмена в абляцию, преобладанием конденсации над испарением, „теплым” вариантом наборов зон льдообразования. Для вторых характерны суммы осадков меньше 500 мм в высоких широтах и 1000 мм в низких, почти исключительно радиационное таяние, преобладание испарения над конденсацией, низкие температуры воздуха у концов ледников, холодные варианты наборов зон льдообразования. Существует переходный от морского к континентальному тип Л. к. и экстраконтинентальный с преобладанием испарения над таянием в областях питания ледников. Распространение морских и континентальных Л. к. не совпадает с общеклиматическим районированием. Признаками Л. к. морского типа обладают ледники наветренных макросклонов ряда внутриконтинентальных горных систем (Алтая, Гиссаро-Алая и т. д.), хотя они и имеют некоторые особенности по сравнению с ледниками приморских районов: большую годовую амплитуду температур, более ясную погоду и т. д.

А. Н. Кренке.
ЛЕДНИКОВЫЙ КОЛОДЕЦ. Вертикальное цилиндрическое отверстие диаметром 1—2 м на языке ледника, образованное в трещине путем разрушения льда талыми водами и сохраняющееся после смыкания трещины в процессе движения ледника.

ЛЕДНИКОВЫЙ КОМПЛЕКС. Единое ледниковое тело, состоящее из ледников разных морфологических типов, связанных непрерывностью происходящих в них гляциологических процессов. Можно различать материковые Л. к., островные Л. к., горно-покровные Л. к., Л. к. горных хребтов и конических вершин, Л. к. плато, склонов и предгорий. Материковые Л. к. состоят из ледникового щита, крупных ледниковых куполов, вывод-

ных и шельфовых ледников. Островные Л. к. включают купола и выводные ледники. Горно-покровные Л. к. состоят в основном из межгорных ледниковых плато и долинных ледников. Л. к. горных хребтов и конических вершин занимают верхние части хребтов и горных узлов и отдельные конические вершины; степень оледенения может достигать 70—80 %; встречаются висячие и все типы долинных ледников. Л. к. плато, склонов и предгорий образуются на более спокойном коренном рельефе по сравнению с предыдущими. Они покрывают плато и склоны, не имеющие ярко выраженных вторичных водоразделов, либо занимают подножие склона и часть прилегающей к нему равнины. Здесь встречаются практически все морфологические типы горного оледенения.

В. М. Котляков.
ЛЕДНИКОВЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ.

Отношение площади области питания s_c к площади области абляции s_a ледника, т. е. $k = s_c/s_a$. Зависит от условий питания и концентрации снега на леднике, может характеризовать активность ледника. В современную эпоху на долинных ледниках средних размеров в Альпах, на Кавказе, в горах Средней Азии значение Л. к. находится между 1 и 2; еще меньше Л. к. (0,5—1) на каровых ледниках, в области питания которых происходит значительная концентрация снега. В зарубежной литературе вместо Л. к. чаще употребляется доля области питания, представляющая собой отношение площади области питания ко всей площади ледника s , т. е. $k' = s_c/s$. Оба коэффициента связаны между собой простым соотношением:

$$k = k'/(1 - k') \text{ и } k' = k/(1 + k).$$

В. М. Котляков.
ЛЕДНИКОВЫЙ КУПОЛ. Выпуклый плоско-куполовидный ледник, сходный с ледниковым щитом, но имеющий толщину менее 1000 м и площадь не менее 50 тыс. км². Имеет довольно крутые склоны благодаря малым горизонтальным размерам (см. фото XVIII. 31). Л. к. покрывают относительно ровное ложе: наземные покрывают участки плато, равнин или плоские вершины гор, „морские” на-

легают на отмельные участки шельфов. Л. к. иногда целиком покрывают о-ва в высоких широтах (см. *остров — ледяная шапка*). М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВЫЙ ЛЕД. Тип льда преимущественно осадочно-метаморфического происхождения, слагающий ледники. Формируется из снежного покрова в результате его уплотнения и перекристаллизации. В процессе образования прослеживаются три стадии: 1) диагенез снежного покрова, 2) фирнизация, т. е. превращение снега в фирн, и 3) собственно льдообразование — переход фирна в лед. Отличается большим разнообразием строения и свойств в связи с разной степенью динамо- и термометаморфизма, а также загрязненностью моренным материалом. Характерные признаки Л. л. — зернистость и полосчатость. Зернистость обусловлена процессами рекристаллизации и режеляции; каждое зерно представляет собой самостоятельный кристалл неправильной формы. Полосчатость Л. л. может быть первичной, унаследованной от слонистости фирновой толщи, и вторичной, возникшей в результате ледниковых процессов и замерзания воды в трещинах. В. Р. Алексеев.

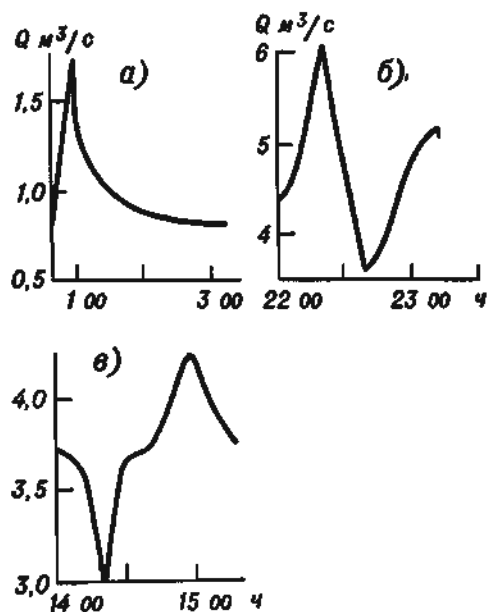
ЛЕДНИКОВЫЙ МОНАДНОК. Одинокая гора или холм в древнеледниковой области, сложенная прочными породами (кварцитами, массивными гранитами и т. п.) и резко возвышающаяся над сравнительно низменной и выровненной поверхностью района. Контрастность рельефа Л. м. объясняется разницей скорости ледниковой эрозии в породах различной прочности.

ЛЕДНИКОВЫЙ ПАВОДОК. Паводок в реке за счет воды, поступающей из ледников. Различают два типа таких паводков: от таяния льда, фирна и снега на леднике и вследствие прорывов воды из внутриледниковых полостей или ледниково-подпрудных озер. Талые паводки могут быть внутрисуточными, погодными и сезонными. Внутрисуточные паводки связаны с суточным ходом таяния многолетнего льда и проходят по реке с запаздыванием относительно этого хода от нескольких часов до суток в зависимости от размера ледника и расстояния до измерительного створа. При таких паводках реки, как правило, полноводны в вечерние часы и маловодны в первую поло-

вину дня. Внутрисуточные паводки распадаются на протяжении первых 100 км от ледника.

Погодные паводки занимают несколько дней и проходят по рекам в периоды с антициклоническим типом погоды в отсутствии осадков. Они захватывают не только быстрый ледниковый сток, но и часть задержанного. Сезонные паводки приходятся на вторую половину лета (июль — август) и связаны с повышенным таянием на леднике в это время и с расходом накопленного в течение всего лета запаса жидкой воды через разработанную к этому времени дренажную сеть. Эти паводки приводят к смещению половодья на ледниковых реках на июль — сентябрь (вместо марта — июня на реках со снежным питанием).

Прорывные паводки из внутриледниковых полостей бывают трех типов (см. рис.): 1) крутой резкий



Три типа прорывных ледниковых паводков по измерениям стока Q в 1969 г. ниже ледника Джанкуат на Центральном Кавказе: а — прорыв внутриледниковой полости, б — прорыв полости с ее последующим заполнением, в — перекрытие магистрального канала стока с прорывом этой перемычки.

подъем и более замедленный спад — простой прорыв воды из полостей; 2) быстрый рост расходов с последующим спадом до значений менее начальных и затем возвратом к ним — прорыв полости с повторным заполнением ее водой; 3) быстрое падение расходов с последующим быстрым

ЛЕД

ростом и спадом к нормальному режиму — перекрытие одного из магистральных каналов стока с дальнейшим прорывом перемычки. Объем внутриледниковых прорывных паводков колеблется от нескольких тысяч до нескольких сотен тысяч м³. Наиболее опасны Л. п., связанные с прорывом ледниково-подпрудных озер, часто повторяющиеся периодически. Прорыв осуществляется обычно в результате разработки внутриледниковых каналов прорыва после всплывания части ледяного барьера или его отдельных блоков. Объем паводков в результате прорыва ледниково-подпрудных озер составляет от нескольких сотен тысяч до десятков и сотен млн. м³. Прорывные паводки могут сохраняться в реках на протяжении нескольких сотен км и более, лишь постепенно расплываясь.

А. Н. Кренке.

ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД. Интервал времени с характерной продолжительностью в несколько млн. лет, в течение которого имеют место общее похолодание климата и неоднократные резкие разрастания оледенения материков и океанов — *ледниковые эпохи*. Последние чередуются с эпохами потепления и сокращения оледенения (межледниковьями). В истории Земли Л. п. распределились неравномерно. Они образовали 4 крупные *ледниковые эры*, или *гляциэры*, каждая из которых имела длительность от многих десятков до 200 млн. лет и включала по нескольку (не менее 2—3) ледниковых и межледниковых периодов. Последний четвертичный Л. п. продолжается около 2,5—3 млн. лет и т. о. не совпадает целиком с четвертичным (антропоновым) периодом; он входит в состав позднеледниковой эры.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВЫЙ РАЙОН. Географически непрерывная и достаточно однородная в балансовом отношении совокупность ледниковых бассейнов. Характеризуется однородностью степени оледенения и его дисперсности или компактности, определенным набором („спектром“) зон льдообразования на ледниках, близкими по значениям основными режимными показателями ледников и их идентичной

межгодовой изменчивостью. В системе *гляциологического районирования* группа Л. р. объединяется в ледниковую область.

ЛЕДНИКОВЫЙ СТАКАН. См. *абляционный микрорельеф*.

ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК. Сток талых вод сезонного снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающий в речную сеть с поверхности ледника. Включает сток от таяния сезонного снега и фирна в областях питания и абляции ледников и от таяния многолетнего льда в области абляции. Л. с. равен разности между таянием (плюс жидкие осадки) и вторичным замерзанием воды, т. е. внутренним питанием ледника. Это соотношение приблизительно сохраняется и для отдельных участков ледника. Сток начинается от уровня, где таяние превышает внутреннее питание (линия нулевого стока), и нарастает к концу ледника. Линия нулевого стока проходит ниже линии питания ледника. На низко расположенных ледниках она может отсутствовать. Средний по леднику слой Л. с. в среднем многолетнем соответствует Л. с. на высоте границы питания.

Коэф. Л. с., т. е. отношение стока к годовым осадкам, в среднем многолетнем и в среднем для ледника близок к единице, т. к. испарение, как и конденсация, на леднике мало. Исключение составляют ледники резко континентальных климатов, где коэф. Л. с. может снижаться до 0,6—0,8 из-за значительного испарения. В отдельные годы коэф. Л. с. может превышать единицу вследствие расхода многолетних запасов льда или оказаться меньше нее из-за накопления многолетних запасов. В разных частях ледника коэф. Л. с. меняется от нуля на линии нулевого стока и выше нее примерно до единицы на высоте границы питания и нескольких единиц (до 5 и более) вблизи конца ледника, где сток намного превышает осадки. В связи с концентрацией осадков на ледниках и их приуроченностью к наиболее увлажненным участкам гор модуль стока с горных ледников, как правило, превышает среднее за год значение для

территории, достигая, напр., в Средней Азии 30—80 л/(с·км²), а за период абляции даже 100—250 л/(с·км²). Л. с. особенно возрастает в летний период. Годовая доля Л. с. в стоке рек Средней Азии, где ледники занимают всего 5 % площади, составляет около 20 %, а летняя увеличивается до 50 %.

А. Н. Кренке.
ЛЕДНИКОВЫЙ СТОЛ (син. *ледниковый гриб*). Крупная каменная глыба на языке ледника, покоящаяся на сравнительно тонкой ледяной колонне высотой 1—1,5 м. Возникает в результате стайвания окружающего льда и сохранения ледяного участка, предохраняемого камнем от воздействия солнечных лучей. Со временем ледяная колонна с полуденной стороны подтаивает, „стол“ наклоняется и каменная глыба соскальзывает на лед. Употребление син. ледниковый гриб нежелательно. В. М. Котляков.
ЛЕДНИКОВЫЙ УЗЕЛ. Сосредоточение множества горных ледников в местах пересечения двух или нескольких горных хребтов или цепей; обычно здесь формируется обширный *ледниковый комплекс*.

ЛЕДНИКОВЫЙ ФОНТАН. Струя воды, выбрасываемая под напором из ледниковой трещины. Возникает в результате перемещения потоков талых напорных вод внутри ледника, превышения поверхности ледника поверхностью напора и формирования сифонных систем, вызывающих иногда периодическое фонтанирование (см. фото XVIII. 32).

В. М. Котляков.

ЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ. 1. Интервал времени между двумя последовательными пиками отступления ледника (ледниковыми минимумами). Каждый Л. ц. состоит из двух фаз: наступания и отступления ледника; конец первой фазы представляет собой момент ледникового максимума, который часто бывает маркирован в рельефе стадильной конечной мореной. См. также *ледниковая стадия*. 2. Совокупность последовательных этапов изменения рельефа земной поверхности под действием оледенения при постоянстве климата и неизменности неотектонических условий. Оба эти условия никогда не осуществляются, поэтому реальность Л. ц. в данном значении (гипотеза В. Дэвиса) сейчас подвергается сомнению.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВЫЙ ЦИРК. См. *кар*.

ЛЕДНИКОВЫЙ ЩИТ. Выпуклый плоско-куполовидный ледник, характеризующийся значительной (свыше 1000 м) толщиной, большой (свыше 50 тыс. км²) площадью, примерно изометричной плановой формой и радиальным („центробежным“) течением льда. Морфология и движение Л. щ. почти не зависят от рельефа ложа. Различаются наземные Л. щ. (или наземные части больших Л. щ.), которые налегают на каменное ложе, расположенное выше ур. м., и „морские“ Л. щ. (или „морские“ части больших Л. щ.), которые налегают на континентальные шельфы.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДНИКОВЬЕ. См. *ледниковая эпоха*.

ЛЕДОВАЯ КАРТА. Бланковая карта группы морей, моря или его части с нанесенной на ней с помощью условных обозначений ледовой информацией (см. табл. на с. 220—223), полученной с помощью самолетов ледовой разведки, искусственных спутников Земли или морских судов. Л. к. содержит данные о распределении льда, его сплоченности, возрастном составе, торосистости и других ледовых характеристиках. Различают оперативные Л. к., составляемые по данным одной или нескольких разведок на определенный момент, предназначенные для решения навигационных задач, и обзорные Л. к. (декадные, месячные и сезонные) для исследовательских целей. В результате планиметрирования Л. к. получают цифровые данные о ледовитости моря, площадях льда разного возраста, его сплоченности и т. д.

В. М. Котляков.

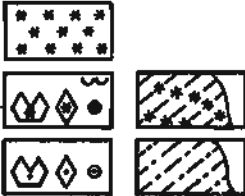
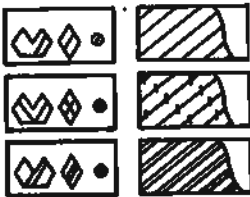
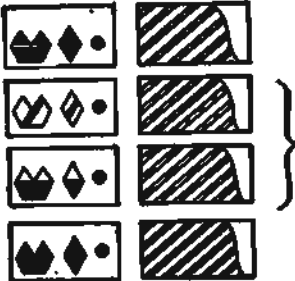
ЛЕДОВАЯ ОБСТАНОВКА. Состояние ледяного покрова в море, на каком-либо участке трассы или в отдельном пункте в конкретный момент времени. Оценку Л. о. производят с целью определения маршрута плавания в ледовой зоне, времени начала плавания, состава каравана и ледокольного обеспечения, производства погрузочно-разгрузочных работ, выполнения океанологических наблюдений и пр. Л. о. оценивают на основе анализа оперативной *ледовой карты*, составленной на основе самолетных и спутниковых наблюдений, с привлечением, если возможно, данных автоматических станций, судов и

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ ЛЕДОВЫХ КАРТ

Изображение		Характеристика	Толщина, см
дрейфующего льда	припая		

ОПЕРАТИВНЫЕ НАВИГАЦИОННЫЕ КАРТЫ

Возрастные характеристики льда

	Чистая вода	
	Начальные виды льдов (ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга)	
Ниласовые льды		
	Темный нилас	5
	Светлый нилас, в том числе блинчатый лед	5-10
	Склянка	5
Молодые льды		
	Серый лед (в том числе блинчатый)	10-15
	Серо-белый лед	15-30
Однолетние льды		
	Тонкий однолетний белый лед	30-70
	Однолетний лед средней толщины	70-120
	Толстый однолетний лед	120
Старые льды		
	Остаточный однолетний лед	
	Двухлетний лед	> 200 ¹
	Многолетний лед	300 ¹ и более
	Показатель толщины льда (см)	

Изображение		Характеристика	Толщина, см
дрейфующего льда	припая		

Формы плавучего льда		
	Гигантские ледяные поля	Горизонтальные размеры 10 км
	Обширные ледяные поля	2—10 км
	Вольшие поля	0,5—2 км
	Обломки ледяных полей	100—500 м
	Крупнобитый лед	20—100 м
	Мелкобитый лед	2—20 м
	Ледяная каша	2 м
	Влинячатый лед	0,3—3 м
	Поля сморози	
	Таран, льдины с таранами	

Обобщенные характеристики ледяного покрова

	Сплоченность	10—сплоченность льда в баллах (в десятых долях)
	Возрастной состав дрейфующих льдов	10—общая сплоченность 6—количество более старого 4—количество более молодого
	Возрастной состав льдов припая	6—количество более старого 4—количество более молодого
	Торосистость льда	По 5-балльной шкале от 0 до 5 баллов
	Наслоенность льда	Относительная площадь наслоений (по 10-балльной шкале)
	Сжатие льда	Показатель сжатия (в баллах)
	Разрушенность льда	Определяется по 5-балльной шкале от 0 до 5 баллов

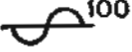
Изображение		Характеристика	Толщина, см
дрейфующего льда	припая		
		Заснеженность льда	Определяется по 3-балльной шкале от 1 до 3 баллов
		Загрязненность	Определяется по 3-балльной шкале от 0 до 3 баллов
		Густота айсбергов	По 9-балльной шкале

Распределение и динамика дрейфующих льдов

	Граница между льдами различной сплоченности
	Сплощенная кромка льда
	Разреженная кромка льда
	Расплыв льда
	Подвижка льда
	Дрейф льда

Отдельные ледовые образования

	Набивной лед	
	Торос	
	Гряда торосов	
	Свежая гряда торосов	
	Пояс торосов	
	Барьер торосов	
	Стамуха	
	Несяк	
	Айсберг	Общее обозначение айсберга вне зависимости от формы, n — количество, h — высота, l — длина, N — дата

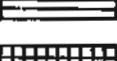
Изображение		Характеристика	Толщина, см
дрейфующего льда	припая		
		Обломок айсберга	
		Трещина	
		Разводье	Справа — ширина разводья (м)

ОБЗОРНЫЕ И ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Возрастные характеристики льда

	Чистая вода	
	Начальные виды льдов (ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга)	
	Ниласовые льды	0—10
	Молодые льды	10—30
	Тонкий однолетний белый лед	30—70
	Однолетний лед средней толщины	70—200 ¹
	Толстый однолетний лед	
	Старые льды	300 ¹ и более

Сплоченность льда

	Чистая вода
	Редкий лед (сплоченность от 1 до 3 баллов)
	Разреженный лед (сплоченность от 4 до 6 баллов)
	Сплоченный лед (сплоченность от 7 до 8 баллов)
	Очень сплоченный и сплошной лед (сплоченность 9 и 10 баллов)
	Припай

¹ Толщина льда принята для периода окончания цикла зимнего нарастания.

ЛЕД

береговых станций. При этом учитывают: распределение льда, положение кромки, его сплоченность, возраст и толщину льда, формы ледовых образований, торосистость, разрушенность, а при необходимости степень сжатия, заснеженность, дрейф льда и другие характеристики. Л. о. может быстро меняться или оставаться стабильной, поэтому частоту наблюдений, в т. ч. самолетной разведки, для оценки изменений Л. о. определяют с учетом текущих гидрометеорологических процессов в данном районе.

Н. В. Волков.

ЛЕДОВАЯ РАЗВЕДКА. Сбор информации о состоянии ледяного покрова на морях, реках и других водных объектах с помощью технических средств — судов, самолетов, искусственных спутников Земли. Результаты Л. р. в виде *ледовых карт*, аэрофотосъемочных планшетов, радиолокационных снимков и текстовых донесений используются непосредственно для определения наиболее благоприятного пути судов через ледовую зону (оперативная Л. р.), для изучения ледового режима и составления ледовых прогнозов (регулярная обзорная Л. р.). Наибольший объем информации о состоянии льда дает самолетная Л. р., выполняемая визуально или с помощью аэрофотосъемки, радиолокаторов бокового обзора, радиолокационных толщиномеров и пр. Впервые самолетная Л. р. была выполнена советским летчиком Б. Г. Чухновским в 1924 г. для обеспечения прохода судов Карской экспедиции к устью р. Енисей. В настоящее время авиаразведка выполняется регулярно на всех арктических и неарктических морях, а также на судоходных реках. В 1981 г. издано Руководство по производству ледовой авиаразведки [173].

Н. В. Волков.

ЛЕДОВАЯ ФАЗА. Состояние ледяного покрова. По характеру перехода из одного состояния в другое различают следующие фазы: начало ледообразования, полное замерзание, установление припая или ледостав, начало таяния, взлом припая, ледоход, полное очищение ото льда.

ЛЕДОВЕДЕНИЕ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ. Отрасль гляциологии, изучающая возникновение, развитие,

распад и исчезновение морских, озерных и речных льдов, их физико-механические свойства и возможности искусственного разрушения. Основные работы по Л. в. и в. ведутся в нашей стране в Москве, Ленинграде, Владивостоке и др., за рубежом — в США и Канаде.

ЛЕДОВИТОСТЬ. Площадь, занятая льдом любой *сплоченности*, в процентах от общей площади моря или любой другой акватории. Эта акватория может быть частью какого-либо океана, напр. морей сев. части Тихого океана. В этом случае Л. представляет собой отношение суммарной площади, занятой льдом, независимо от его сплоченности, в морях Беринговом, Охотском и Японском, к площади всех трех морей вместе. Такое понятие о Л. соответствует международной номенклатуре морских льдов [145], однако оно характеризует только площадь распространения льда, но не его количество. Поэтому применяется еще понятие о приведенной Л., под которой подразумевается площадь льда, сплоченного до 10 баллов. *В. Л. Цуриков.*

ЛЕДОВОЕ НЕБО (син. *ледовый отблеск*). Светлая полоса на низких облаках над далеко находящимся льдом.

ЛЕДОВОЕ ПЛАВАНИЕ. Плавание судов по морским трассам или внутренним водным путям при наличии ледяного покрова. Различают самостоятельное плавание судов в тонких молодых, редких и разреженных льдах и плавание под проводкой *ледоколов*. В зависимости от сложности ледовых условий Л. п. может происходить поодиночке или караванами по 2—3 и более судов. В толстых неподвижных льдах ледокол предварительно пробивает канал, а затем проводит по нему суда, иногда с применением буксировки. В средних широтах на морских или речных трассах Л. п. осуществляется в осенне-зимний период, в арктических водах — круглый год.

Н. В. Волков.

ЛЕДОВЫЕ КАЧЕСТВА СУДОВ. Комплекс специальных качеств судна, зависящих от формы и прочности корпуса, мощности энергетической установки и наличия специальных устройств, повышающих эффективность

работы судна во льдах. Л. к. с. определяются: ледовой ходкостью — свойством судна преодолевать ледовое сопротивление; ледовой прочностью — свойством конструкции корпуса судна не получать повреждений под действием ледовых нагрузок, возникающих при движении судна во льдах и при сжатиях льда; маневренностью при работе во льдах — совокупностью качеств судна, от которых зависит его способность совершать повороты, разбеги, реверсы и т. п.; наличием специальных устройств, повышающих эффективность работы судна во льдах, — креновой и дифференциальной систем, буксирных устройств, вибрационных установок, гидроомывающих устройств, вертолетных площадок и т. п. Лит. [92]. *Н. В. Волков.*

ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ. Совокупность ледовых фаз и процессов, сменяющихся в течение года на замерзающей акватории. К Л. я. относят: появление льда (как местного, так и принесенного), установление неподвижного льда на всей видимой поверхности моря, озера, реки или водохранилища, разрушение неподвижного льда на этой акватории, его окончательное исчезновение, очищение акватории от всех видов льда. По характеру Л. я. подразделяют на устойчивые и неустойчивые. Под устойчивыми понимают явления, сохраняющиеся не менее 30 сут. Напр., если неподвижный лед продержался 30 сут и более, то явление считается устойчивым; если в высоких широтах после очищения ото льда новый лед появился менее чем через 30 сут, то очищение нельзя считать устойчивым. Даты Л. я. могут характеризовать как ледовые условия конкретного года, так и служить показателями многолетнего ледового режима. В этом случае даются средние и крайние даты Л. я., средние и экстремальные значения продолжительности ледового сезона и числа дней со льдом для всего ряда наблюдений за данными явлениями. Вычисляются значения обеспеченности того или иного Л. я. по декадам. *В. Л. Цуриков.*

ЛЕДОВЫЙ. См. *ледяной*.

ЛЕДОВЫЙ АЭРОДРОМ. Покров естественного речного, озерного, наледного, морского или ледникового льда, приспособленный для взлета и посадки самолетов и вертолетов. Расчет Л. а. в пределах акваторий ве-

дется по методу предельных состояний, при этом за предельное состояние ледяного покрова принимается достижение разрушающего момента, вызывающего раскрытие трещин у нижней поверхности льда, лежащего на упругом основании. Усиление несущей способности ледяного покрова производят удалением снега с его поверхности, что вызывает повышенный приrost льда снизу, или намораживанием воды сверху, с армированием или без него. Армирование льда хвостом, тонкомерными бревнами, проволокой, тросом повышает несущую способность ледяного покрова в 2—3 раза. Взлетно-посадочные полосы, имеющие гладкую зеркальную поверхность, для усиления сцепления с колесами самолетов и вертолетов посыпают абразивными материалами, рифтуют зубowymi боронами, шиповыми катками, гусеницами тракторов или покрывают мокрым снегом, влажным гранулированным льдом и промораживают. Трещины заделывают бревнами, битым льдом и снежной кашей. Для предотвращения возникновения термических трещин во льду выпиливают узкие каналы (швы), которые заливают отработанным маслом или керосином. В последние годы в Советской Антарктической экспедиции разрабатывается технология строительства аэродромов на ледниковом льду. *В. Р. Алексеев.*

ЛЕДОВЫЙ БАЛАНС ВОДОЕМА. Соотношение прихода и расхода льда в водоеме за год или в среднем за многолетний период. Приход льда в водоеме осуществляется за счет замерзания воды, приноса льда из соседних водоемов, конденсации атмосферной влаги, выпадения снега с образованием снежур и конгеляционного льда. Расход льда происходит посредством таяния, испарения и выноса за пределы водоема. Отдельной статьей в Л. б. в. за год включают массу льда, оставшегося от предыдущего года.

Л. б. в. тесно связан с тепловым балансом водоема и отражает климатические особенности района. Значение той или иной статьи баланса меняется в зависимости от физико-географических условий водоема. В одних водоемах (озера, моря умеренных широт) расход льда в основном определяется таянием, в других (некоторые арктические моря) — вы-

ЛЕД

БАЛАНС МАССЫ ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА (СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ)

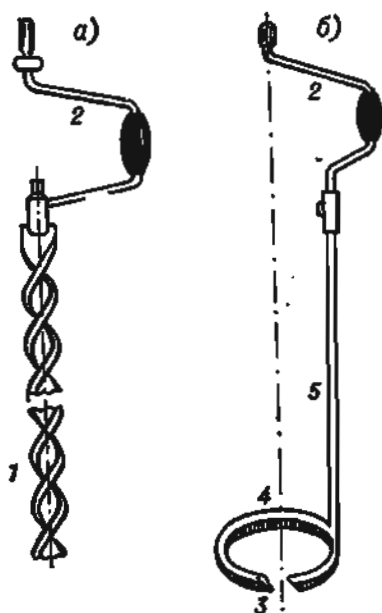
Акватория	Площадь, млн. км ²	Объем льда, тыс. км ³		Средняя толщина льда, м		Изменение объема, тыс. км ³	Изменение толщины, м
		весной (максимум)	осенью (минимум)	весной	осенью		
Канадская часть Арктического бассейна	3	13,8	11,4	4,6	3,8	2,4	0,8
Евразийская часть Арктического бассейна	2	8,0	5,8	4,0	2,9	2,2	1,1
Моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта	3	9,3	5,1	3,1	1,7	4,2	1,4
Проливы Канадского Арктического архипелага и море Линкольна	0,75	3,45	3,0	4,6	4,0	0,45	0,6
Северный Ледовитый океан в целом	8,75	34,55	25,3	4,0	2,9	9,25	1,1

Акватория	Составляющие баланса, м					
	приход			расход		
	накопление снега	намерзание льда	всего	таяние и испарение льда	вынос льда	всего
Канадская часть Арктического бассейна	0,1	0,7	0,8	0,3	0,5	0,8
Евразийская часть Арктического бассейна	0,1	1,0	1,1	0,5	0,6	1,1
Моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта	0,1	1,3	1,4	0,95	0,45	1,4
Проливы Канадского Арктического архипелага и море Линкольна	0,1	0,5	0,6	0,3	0,3	0,6
Северный Ледовитый океан в целом	0,1	1,0	1,1	0,6	0,5	1,1

носом льда. В некоторых морях главной статьей прихода льда служит намерзание в пределах водоема, в других — принос льда из соседних водоемов и т. д. В таблице, по О. П. Чижевскому [212], приводится расчет ледового баланса Сев. Ледовитого океана.

В. М. Котляков.
ЛЕДОВЫЙ БУР. Инструмент для сверления отверстий в плавучем льду и для отбора ледяного керна. В настоящее время распространен Л. б. ГР-7, разработанный в ГГИ и предназначенный для сверления лунок во льду. Он состоит из стального сверла с коловоротной рукояткой. Сверла

бывают длиной 120 и 180 см и диаметром 70 мм. Режущие грани закалены и образуют угол 130°. Нижние плоскости режущих граней заточены по отношению к поверхности льда под углом 20°. Для проверки углов заточки к Л. б. прилагается специальный шаблон. Для отбора керна из льда толщиной до 2 м применяется кольцевой Л. б. ПИ-8, разработанный в ААНИИ. Кольца к Л. б. ПИ-8 изготавливаются разных диаметров: 120, 180, 210 и 310 мм. Длину бура можно увеличивать, вставляя запасную штангу. Ручные Л. б. разных систем используются также любителями



Ледовые буры систем ГР-7 (а) и ПИ-8 (б): 1 — сверло, 2 — коловоротные рукоятки, 3 — резец, 4 — кольцо, 5 — шток. Штрих-пунктиром показаны оси вращения буров.

подледного рыболовства. Известны и механические Л. б. с электрическими или бензиновыми двигателями.

В. Л. Цуриков.

ЛЕДОВЫЙ ОТБЛЕСК. См. *ледовое небо*.

ЛЕДОВЫЙ ПАТРУЛЬ. Служба наблюдений за льдами в Сев. Атлантике, осуществляемая береговой охраной военно-морских сил США с помощью судов и самолетов, а в последние годы и искусственных спутников Земли. Служба организована в 1913 г. после гибели парохода „Титаник“, финансируется 17 странами, чьи суда совершают плавания в этом районе. Информацию о дрейфе айсбергов и ледовой обстановке на морях Л. п. регулярно передает по радио для всеобщего использования.

Н. В. Волков.

ЛЕДОВЫЙ ПРОГНОЗ. Заблаговременное предвидение на определенный момент или период состояния *ледяного покрова* или сроков наступления *ледовых явлений* в море, на реке или озере. Л. п. составляют органы Госкомгидромета для практического использования при планировании и проведении судоходства, рыболовства, добычи полезных ископаемых на шельфе, научных исследований и т. д. Прогнозируемые характеристики (ледовитость, положение кромки, толщина льда, сроки ледообразова-

ния, полного замерзания, начала разрушения, ледохода, полного очищения и пр.) даются с определенной точностью и высокой обеспеченностью. Л. п. делятся на краткосрочные (заблаговременностью до 20 сут), долгосрочные (от 1 месяца до полугода) и сверхдолгосрочные (свыше полугода). Методика Л. п. основана на природных закономерностях, определяющих изменчивость ледяного покрова. В прогнозах широко используются принцип ледовой инерции (сохранения ледовых аномалий), преемственность и цикличность в развитии процессов, а также связи между прогностическими явлениями и предшествующими гидрометеорологическими условиями.

Н. В. Волков.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ. Совокупность закономерно повторяющихся процессов образования, развития и разрушения *ледяного покрова* на океанах, морях, реках, озерах и водохранилищах. Понятие о Л. р. включает многолетние данные о состоянии ледяного покрова на разных фазах его существования, представление о его средних и экстремальных характеристиках, внутрисезонной и межгодовой изменчивости. К основным режимным характеристикам относятся: ледовитость водоема, осенние и весенние ледовые явления, распределение льда, его сплоченность, толщина, рельеф поверхности, горизонтальные размеры ледовых образований и их форма, дрейф льда и т. д. Показателями Л. р. служат также даты ледовых явлений (начала замерзания, ледостава, начала разрушения, ледохода, полного очищения), продолжительность ледового сезона и ледостава и пр. При описании Л. р. изменчивость ледовых характеристик рассматривается в связи с физико-географическими условиями и гидрометеорологическими факторами, что позволяет выявить особенности и закономерности формирования, существования и разрушения ледяного покрова. Лит. [48, 62, 156].

Н. В. Волков.

ЛЕДОВЫЙ СЕЗОН. Период, в течение которого на акватории моря, озера, реки, водохранилища держится ледяной покров.

ЛЕДОГРАННИК. Ледниковый валун клиновидной (утюгообразной), ромбической, плоско-выпуклой и иной ограниченной формы, на гранях (фасетах) которого сохранились

ЛЕД

следы полировки, субпараллельные продольные штрихи и царапины, а иногда также серповидные шрамы (см. фото XIX. 34). Фасеты свидетельствуют о длительной абразии валунов в фиксированном положении. Предполагается, что их обработка происходит гл. обр. на контактах движущегося льда, вмещающего валуны придонной морены, с породами ложа. Плоско-выпуклые Л. формируются в штрихованных валунных мостовых. Присутствие Л. — один из важнейших диагностических признаков ледниковых отложений. *М. Г. Гросвальд.*

ЛЕДОГРУНТ. Горная порода, представляющая собой смесь льда, минерального или органоминерального вещества, в которой количество льда по объему превышает содержание всех других компонентов, вместе взятых. Образуется в результате промерзания переувлажненных масс грунта, обрушения снежных и снежно-ледяных лавин или в процессе динамометаморфизма насыщенных мореной ледниковых толщ. Обладает пластическими свойствами. Часто Л. называют горную породу с атакситовой и базальной криогенной текстурой.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДОГРУНТОВАЯ ЖИЛА. Внутригрунтовое образование жильной формы, состоящее из чередующихся вертикальных слоев: элементарных ледяных жил и отсекаемых морозными трещинами слоев вмещающей породы. Развивается в многолетнемерзлой толще преимущественно песчаного состава. Нередко наблюдается в совместном залегании с *повторными ледяными жилами*, иногда составляет с ними единое целое, окаймляя ледяную жилу с боков и особенно снизу.

Б. И. Втюрин.

ЛЕДОЕМ. Крупный элемент сетчатых ледниковых систем, получающий развитие в условиях горно-котловинного рельефа: изометричные или слегка вытянутые (в плане) массы льда, заполняющие межгорные котловины. Их характерные площади десятки и сотни км², мощность льда 300—700 м. Развитые Л. пополняются льдом выпадающих долинных ледников, чаще всего нескольких, а также получают снежное питание на свою поверхность; расход Л. связан со

стоком льда через другие долинные ледники. Современные Л. могут быть выделены в ледниковых системах Аляски, о. Элсмира и некоторых других областей. Плейстоценовые Л. рядом исследователей реконструировались для Алтая, Памира, Каракорума, Тянь-Шаня, Забайкалья. В частности, на Алтае они занимали Сорлукульскую, Джулукульскую, Тархатинскую и Бертекскую котловины, а возможно также Чуйскую и Курайскую впадины, на Памире, вероятно, Шоркуль-Рангукульскую и Зоркульскую котловины. На этапах деградации оледенения лед Л. мертвеет. Поэтому на их месте широкое развитие получает рельеф *эскеров*. Термин Л. введен в 1930 г. В. П. Нехорошевым; он широко использовался А. И. Москвитиным и другими исследователями Алтая. *М. Г. Гросвальд.*

ЛЕДОКОЛ. Специальное судно, предназначенное для проводки других судов через морские льды. Л. может производить околку судов, застрявших или вмерзших в лед, пробивать канал в сплошных и сплоченных льдах, разрушать торосистые перемычки, осуществлять буксировку судов, а также спасательные работы. От обычного судна Л. отличается формой корпуса, особенно в подводной части, повышенной мощностью двигательных установок и высокой прочностью корпуса. Форштевень Л. выполнен наклонным, а носовая часть и борта закруглены, благодаря чему при встрече со льдом Л. может не только раздвигать льдины, но и, налезая на лед, обламывать его секторами и подминать под себя, образуя за кормой канал, заполненный измельченным льдом. Движение Л. обеспечивается тягрой, создаваемой гребными винтами, выполненными из прочной стали. Если на пути Л. встречается очень прочный лед, на преодоление которого тяги гребных винтов недостаточно, Л. проходит этот участок последовательными набегам, используя для ломки льда свою массу. Корпус Л., в отличие от обычных судов, выполняется из более толстых и прочных стальных листов. В том месте, где корпус подвергается наибольшему ледовому нагрузкам (т. н. ледовый пояс в райо-

не ватерлинии), толщина обшивки достигает 4—5 см. Изнутри корпус укрепляется дополнительной системой горизонтальных и вертикальных балок, рассчитанных на восприятие ледовых нагрузок при ударе о лед и сжатиях льда.

Мощность современных арктических линейных Л. достигает 55 МВт (атомоходы „Леонид Брежнев“, „Сибирь“). Дизель-электрические линейные Л. типа „Москва“ имеют мощность 12 МВт. Для работы в портах используются небольшие Л. мощностью до 7,5 МВт, а для проводки судов по рекам созданы речные Л. с малой осадкой и мощностью до 4,5 МВт. В последние годы большую роль в арктических перевозках играют мощные Л.-танкеры. Лит. [92].

Н. В. Волков.

ЛЕДОКОЛЬНЫЕ СУДА. Морские транспортные и н.-и. суда, предназначенные для плавания во льдах за ледоколом и самостоятельно (в разреженных льдах). По своей конструкции и прочности корпуса Л. с. занимают промежуточное положение между ледоколами и обычными судами. От последних они отличаются формой носа и кормы, а иногда и наклонами бортов в подводной части, которые в конструктивном отношении приближаются к ледоколу. Правилами Регистра СССР ледокольные транспортные суда подразделяются на три класса: 1) УЛ Аркт. (усиленное ледовое арктическое) может преодолевать сплошной лед толщиной до 50 см, 2) УЛ способно плавать в течение всего навигационного периода под проводкой ледоколов и самостоятельно в разреженных битых льдах, 3) Л (ледовое) способно плавать под проводкой ледоколов в средних и легких ледовых условиях. Лит. [92].

Н. В. Волков.

ЛЕДОМЕРНАЯ РЕЙКА. Рейка для измерения толщины льда через лунку. Л. р. бывают разных типов: 1) деревянная с подкосом длиной 15—30 см; ею можно измерять толщину льда через большие лунки, прорубленные пешней или просверленные кольцевым буром; 2) складная Л. р. — деревянная с поворотной железной планкой, заменяющей подкос; планка приводится в горизонтальное положение прутотягой, проходящей вдоль рейки; 3) Л. р., входящая в комплект ледового бура ГР-7; это

металлическая планка с деревянной рукояткой и поворотным рычагом, заменяющая подкос; рычаг пружинной приводится в горизонтальное положение. Все рейки разбиты на сантиметровые деления. Две последние из них позволяют измерять толщину льда через лунки, просверленные буром ГР-7.

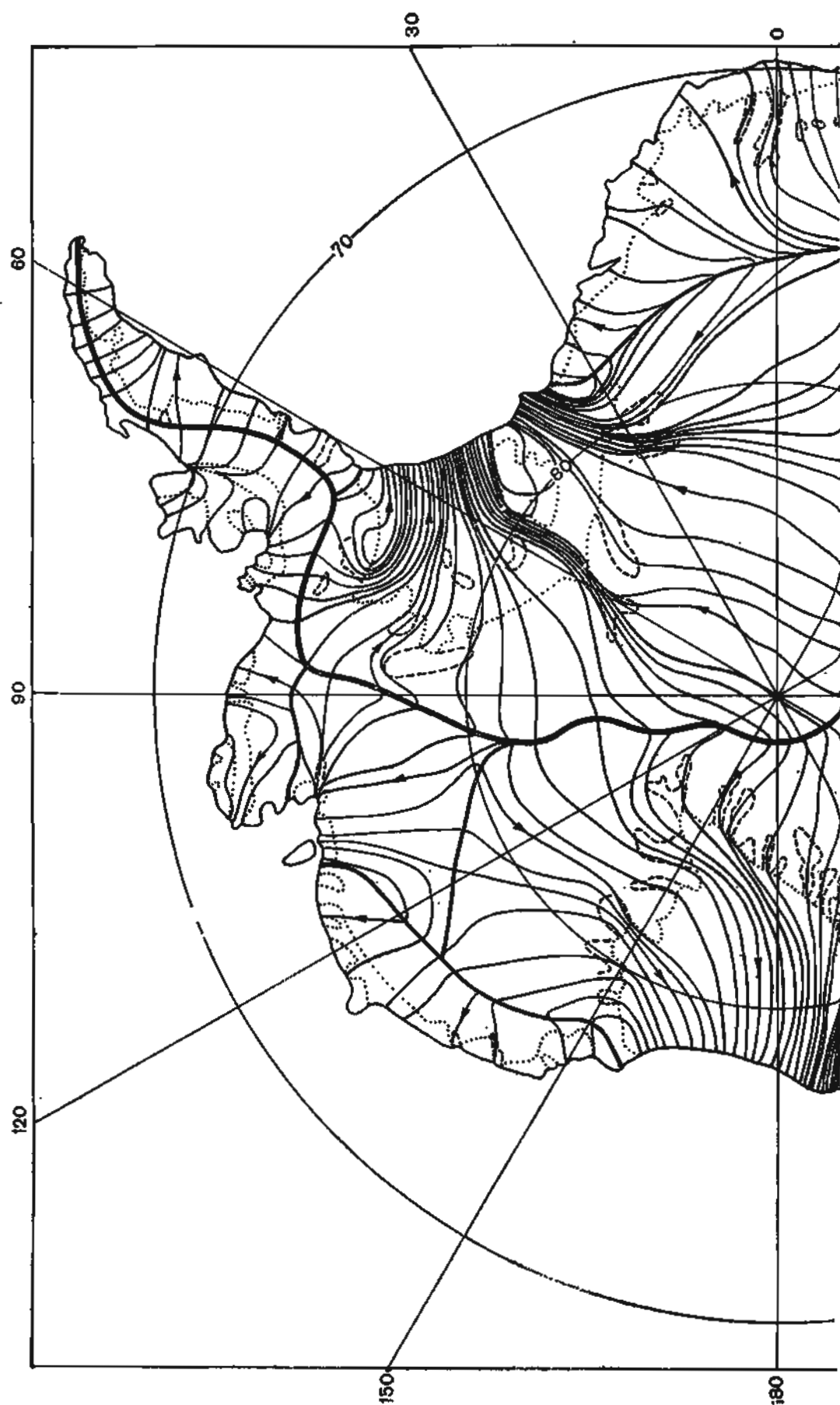
В. Л. Цуриков.

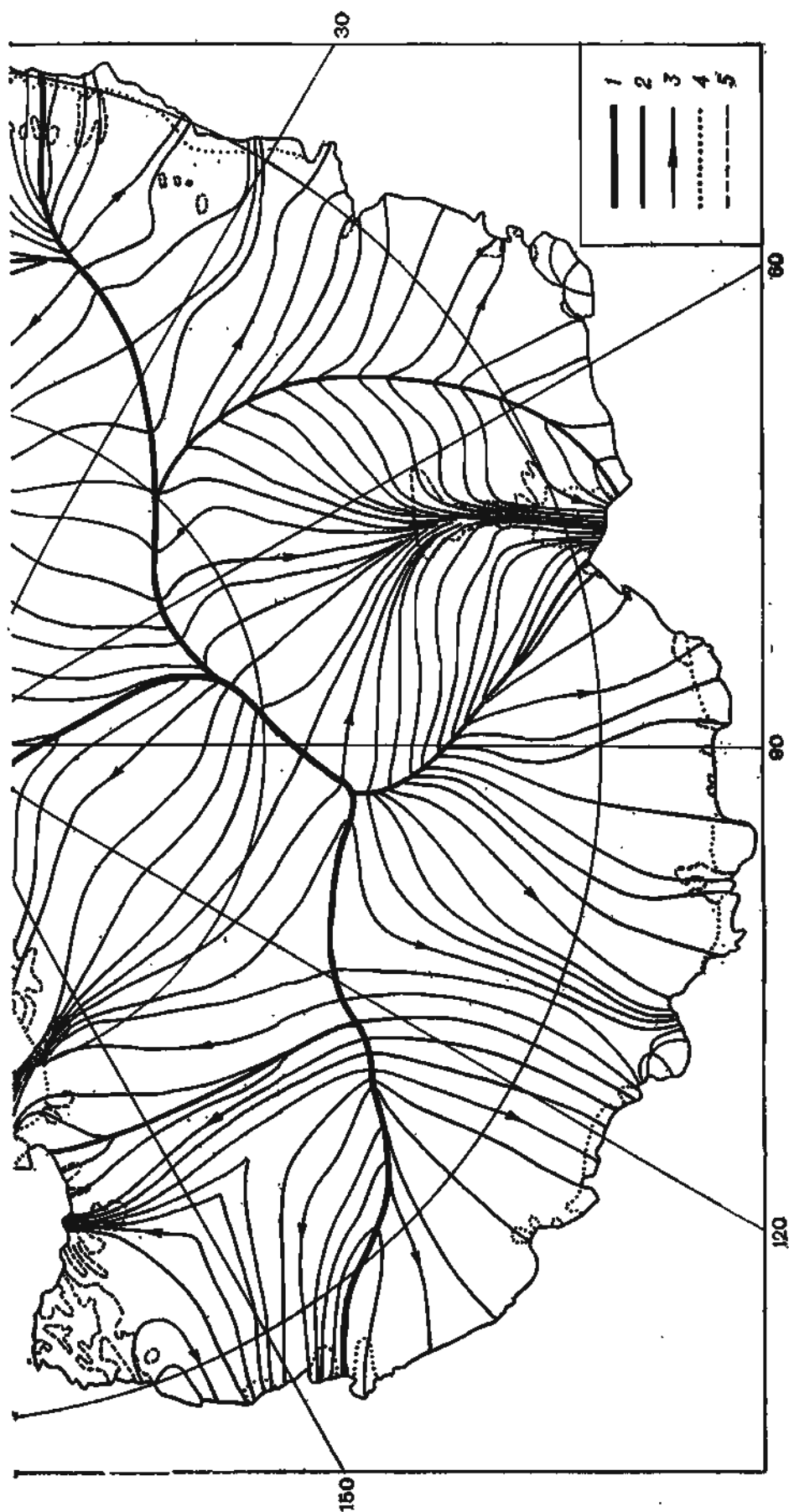
ЛЕДОМЕРНАЯ СЪЕМКА. Измерение толщины льда и шуги под ним, толщины и плотности снега на морском припае, озерах, реках или водохранилищах. Л. с. проводится на одном или нескольких заранее выбранных профилях, наиболее полно характеризующих ледяной покров данного объекта. Частота Л. с. устанавливается в зависимости от решаемых задач территориальными управлениями Госкомгидромета. Л. с. проводятся от одного раза в месяц до двух раз за ледовый сезон. Кроме указанных измерений, Л. с. весной или полярным летом включает наблюдения за стаиванием льда. Длина ледовых профилей — от десятков и сотен метров до десятков км.

Особый вид Л. с. — маршрутно-ледомерная съемка. Она проводится в некоторых районах арктических морей с целью получения сведений о состоянии припая и правильного выбора пути наземного транспорта или проводки судов. Ее выполняют не менее чем за 10—15 сут до вероятного взлома припая. Число наблюдений увеличено по сравнению с обычными Л. с., отмечается высота торосов, занимаемая ими площадь, ширина и направление трещин во льду, разрушенность льда, положение и размеры промоин и т. д. В результате такой съемки составляется схематический план обследованной части припая.

В. Л. Цуриков.

ЛЕДОМЕРНЫЙ ПОСТ. Участок, в пределах которого проводятся визуальные и инструментальные наблюдения за ледовой обстановкой. Протяженность участка на малых реках должна быть не менее 200—500 м, а на средних и больших реках в зависимости от их ширины — от 0,5 до 5 км (2—3 ширины реки). Для наблюдений выбираются наиболее возвышенные места берега, мосты, вышки и т. п., позволяющие иметь наибольший обзор реки выше и ниже поста.





Ледосборные бассейны в Антарктиде. 1 — ледоразделы первого порядка, между океанами, 2 — ледоразделы второго порядка, ограничивающие ледосборные бассейны, 3 — линии движения ледника, 4 — тыловая граница шельфовых ледников, 5 — приближительная граница выводных ледников (ледяных потоков).

ЛЕД

ЛЕДООБРАЗОВАНИЕ. Процесс образования водного льда (в отличие от *льдообразования* — термина, относящегося к *ледниковому льду*). В зависимости от интенсивности теплообмена водных масс с атмосферой и турбулентного перемешивания переохладение воды с выделением льда происходит либо преимущественно в поверхностном слое, либо по всей глубине. На реках с малыми скоростями течения (до 0,3 м/с) и в непроточных водоемах при отсутствии ветрового волнения наблюдается переохладение воды в тонком поверхностном слое, достигающее нескольких сотых градуса ниже нуля. В этом слое происходит образование первичных иглообразных кристаллов, при смерзании которых образуется поверхностный лед. При волнении в водоемах и на реках со скоростью течения свыше 0,3 м/с имеет место более или менее интенсивное перемешивание воды, способствующее переохладению всей ее массы, поэтому лед происходит не только у поверхности, но также на разных глубинах вплоть до дна.

Р. В. Донченко.

ЛЕДОПАД. Участок ледника, разбитый множеством поперечных и отчасти продольных трещин на отдельные глыбы. Образуется над крутым выпуклым перегибом продольного профиля ледникового ложа; иногда простирается на сотни метров по высоте. Под действием таяния ледяные глыбы на лед превращаются в причудливые колонны и пирамиды, носящие собирательное название *сераки*. Широко известен лед на леднике Кхумбу, по которому обычно проходит путь альпинистов к Эвересту.

В. М. Котляков.

ЛЕДОПЛАСТ. См. *пластолед*.

ЛЕДОПРОХОДИМОСТЬ. Основной показатель возможности судна преодолевать сплошной лед. Определяется как предельная толщина ровного сплошного льда, преодолеваемого *ледоколом* или *ледокольным судном* при непрерывном движении со скоростью около 1 узла при работе двигателей установок на полную мощность.

Н. В. Волков.

ЛЕДОРАЗДЕЛ. Линия, разделяющая части ледникового покрова, лед ко-

торых движется в противоположных или сильно отличающихся направлениях. На крупных ледниковых покровах имеются ледяные разломы, разделяющие ледосборные бассейны разной величины. Ледяной, совпадающий с линией движения ледника, иногда называют *квазиледоразделом*. В горах ледяные разломы обычно проходят в верхней части *переметных ледников*. В. М. Котляков.

ЛЕДОРЕЗ. Защитное ограждение на опорах мостов, быках и плотинах для защиты их от повреждения льдом во время ледохода и предупреждения образования ледяных *заторов*. Ледорезы сооружаются как непосредственно на опорах или быках, так и перед ними на свайных основаниях. Основным элементом ледореза — наклонная или вертикальная грань, обращенная против течения реки, которая принимает на себя удары льдин, ломает их и направляет в пролеты моста или плотины.

Н. В. Волков.

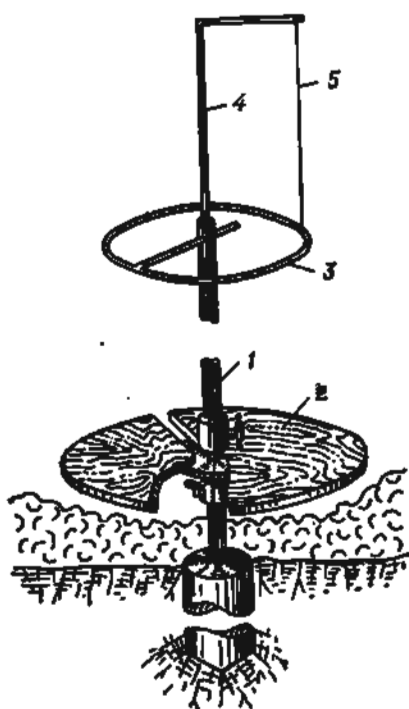
ЛЕДОСБОРНЫЙ БАСЕЙН. Часть ледникового покрова, оконеченная ледоразделом, откуда лед стекает в отдельный выводной ледник или на определенный участок фронта ледника. Разделение на ледяные бассейны удобно для подсчетов баланса массы ледника, как это делается сейчас в Антарктиде (см. рис. на с. 230—231).

В. М. Котляков.

ЛЕДОСКОП. Предложенный А. Д. Заморским [71] прибор для измерения отложений твердых осадков разных видов. Состоит (см. рис. на с. 233) из вертикального железного стержня (1) длиной 140 см и диаметром 12 мм, фанерного круга (2) диаметром 30 см, горизонтального кольца (3) диаметром 20 см из проволоки толщиной 5 мм, вертикального Г-образного кронштейна (4) того же диаметра и ледяной нити (5) толщиной в доли мм. Иней измеряют на фанерном круге, изморозь — на ледяной нити и кронштейне. Последовательное увеличение покрова изморози, гололеда и налипшего снега определяют по горизонтальному кольцу; налипание снега на вертикальных поверхностях отмечают по железному стержню.

В. М. Котляков.

ЛЕДОСТАВ. 1. Период образования на поверхности реки или водоема неподвижного льда. Длительность ледостава



Общий вид ледоскопа.

толщина льда зависят от продолжительности и температурного режима зимы, характера водоема, толщины снега, ветрового режима. 2. Фаза ледового режима, характеризующаяся наличием на реке или водоеме неподвижного ледяного покрова. В период Л. происходит упрочнение неподвижных масс льда, нарастание толщины льда благодаря кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова и промерзанию шуги под ледяным покровом, а также смерзание снега, пропитанного водой и находящегося на ледяном покрове. При Л. происходит деформация ледяного покрова на реках под влиянием колебаний температуры воздуха (термические деформации), а также изменений скорости течения, колебаний уровня и атмосферного давления (динамические деформации). В результате этих деформаций изменяется состояние ледяного покрова, возникают трещины и полыньи, образуются торосы, навалы льда и т. п.

Л. устанавливается в течение октября — ноября на реках Азиатской части СССР, сев.-вост. части Китая, Аляски и Канады, за исключением юго-вост. части последней, и в ноябре — декабре — на реках Европейской части СССР, Скандинавии, сев. штатов США и юго-вост. Канады. Число дней с ледяным покровом на реке

или водоеме называется продолжительностью Л. В пределах Европейской части СССР она изменяется от 2 месяцев на реках ЮЗ до 7 месяцев на реках СВ, а в Азиатской части СССР — от 5 месяцев в юж. районах Сибири и Дальнего Востока до 8 месяцев на реках Крайнего Севера. От 3 месяцев на юге до 8 месяцев на Крайнем Севере покрыты льдом реки Канады и Скандинавии, 6—8 месяцев — реки Аляски. В районах с неустойчивым зимним температурным режимом — в Юж. Казахстане и Средней Азии, на Кавказе, в странах Центральной и Юго-Вост. Европы, в сев. штатах США — ледостав неустойчив, здесь в течение зимнего периода отмечается кратковременное, а иногда повторное замерзание и вскрытие рек.

Участки с очень быстрым течением или выбросом теплых вод могут оставаться в течение всей или большей части зимы свободными ото льда (*майны, полыньи*). Малые реки и небольшие озера имеют большую продолжительность Л., чем крупные. На горных реках сплошной Л. не образуется.

Р. В. Донченко.
ЛЕДОТЕРМИКА. Раздел гидрологии и ледоведения водоемов и водотоков, занимающийся изучением ледового и термического режима водных объектов (рек, озер, водохранилищ, морей) преимущественно в инженерных целях. Основное назначение ледотермических исследований — вскрытие закономерностей формирования и развития ледяного покрова в зависимости от климатических условий, теплового состояния и гидравлических характеристик водных потоков, а также взаимодействия с инженерными сооружениями. Л. определяет принципы проектирования и правила эксплуатации гидротехнических объектов, обеспечивает их бесперебойную работу, осуществляет прогноз развития опасных гляциальных явлений (формирование заторов, зажоров, шуги, ледяного сала и др.), разрабатывает мероприятия по их предотвращению. Наиболее детальные ледотермические исследования проводятся при проектировании и эксплуатации мостов, плотин, портов, ледяных переправ и т. п.

В. Р. Алексеев.
ЛЕДОТЕХНИКА. Отрасль технических наук, находящаяся на стыке с

ЛЕД

инженерной гляциологией, занимающаяся разработкой методов и оборудования для использования льда и борьбы с его вредным влиянием; расчетами инженерных сооружений, находящихся под влиянием гляциальных процессов; конструированием инструментов и механизмов для разработки естественного и изготовления искусственного льда, его погрузки и транспортировки. Ледотехнические расчеты основываются на теоретическом фундаменте представлений о нивально-гляциальных явлениях и процессах, разрабатываемых общей и инженерной гляциологией.

В. М. Котляков.

ЛЕДОХОД. Движение льдин и ледяных полей под воздействием течений. В период замерзания наблюдается осенний Л., при котором движутся льдины, образовавшиеся от смерзания ледяного сала, снежуры и шуги на малых и средних реках со слабым течением и образовавшиеся из шугового льда (шуговых венков и ковров) и оторвавшихся берегов на больших реках. Осенний Л. и переход его в ледостав сопровождается *зажорами*. В период вскрытия наблюдается весенний Л., образующийся из обломков ледяного покрова, взламываемого силой течения. На больших реках весенний Л. обычно сопровождается *заторами*. На крупных озерах Л. выражается в дрейфе льда после вскрытия, вызываемом ветром и волнением.

Основной характеристикой служит *густота Л.* — отношение площади льдин к площади водной поверхности на участке движения льда. Произведение густоты Л. на долю ширины реки, занятой льдом, представляющее собой *коэф. Л.*, характеризует степень покрытия ледяными образованиями водной поверхности реки. При однородном распределении льда по ширине реки *коэф. Л.* равен его густоте. Густота Л. на реках оценивается в баллах по 11-балльной шкале. За нуль принимается свободная ото льда поверхность реки, за 10 баллов — сплошь покрытая льдом. Один балл соответствует Л. 0,1, два балла — 0,2 и т. д. На озерах различают три категории Л.: редкий при *коэф. Л.* менее 0,3; средний — при

коэф. Л. 0,4—0,6; густой — при *коэф. Л.* более 0,7.

Характер движения льда зависит от условий погоды периодов замерзания или вскрытия, гидравлических свойств потока и морфологических особенностей русла. Расход Л., т. е. количество льда, проходящее через поперечное сечение потока, вычисляется по формуле:

$$Q_L = \alpha_L Z_L U_L b,$$

где α_L — *коэф. Л.*, Z_L — толщина плывущих льдин, U_L — скорость движения льда, b — ширина реки между берегами. Величина расхода Л. используется для расчетов стока льда за сутки и весь период Л.

Продолжительность осеннего Л. на больших реках составляет 15—20 дней, на средних 5—7 дней. Меньше всего изменчивы сроки Л. в резко континентальном климате, больше всего — в морском. Продолжительность весеннего Л. колеблется от 4—5 дней на реках сурового континентального климата до 15—18 дней на больших реках сравнительно мягкого морского климата. Различия в сроках весеннего Л. на реках сев. и юж. районов Вост. Европы и Сев. Америки составляет около 3 месяцев, в пределах Вост. Сибири 2 месяца, а в пределах Дальнего Востока 1,5 месяца.

Р. В. Донченко.

ЛЕД-РЕЗУН. См. *нилас*.

ЛЕДЯНАЯ ДАМБА. Вытянутый ледяной массив в виде усеченной пирамиды, создаваемый послойным или брызговым намораживанием воды и используемый в качестве ограждающей конструкции во время весенних ледоходов и паводков.

ЛЕДЯНАЯ ДОРОГА. См. *снежно-ледяная дорога*.

ЛЕДЯНАЯ ДРУЗА. Совокупность кристаллов сублимационного льда, наросших одним концом на какую-нибудь поверхность и ограниченных только с другого конца, обращенного в сторону пустого пространства. Часто встречается в составе *пещерного льда*.

ЛЕДЯНАЯ ДЫМКА (син. *морозная дымка*). Помутнение воздуха до горизонтальной видимости в пределах от 1 до 10 км, вызванное наличием в воздухе большого количества *ледя-*

ных игл и, возможно, замерзших капелек. Наблюдается при сильных морозах в безоблачную погоду. При большом помутнении переходит в *ледяной туман*.

ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. Плиткообразное ледяное тело, образованное в результате замерзания воды в трещине, которая рассекает лед или другие породы. Находит широкое распространение в холодных ледниках и многолетнемерзлых породах. Внутри последних в поперечном разрезе имеет клиновидную форму, в зависимости от размеров может быть текстурообразующей или залежеобразующей Л.ж. Заполнение льдом открытых трещин при медленном поступлении воды и низких температурах идет путем нарастания ледяных натеков на стенках (аккреционные Л.ж.), а при большом количестве воды — путем заливания трещин с последующим замерзанием (жилы льды выполнения). В случае внедрения напорных вод в трещины снизу образуются инъекционные Л.ж., которые также называются ледяными дайками и штоками, а при послойном внедрении — ледяными силами (пластовыми интрузиями). На основе морфологических различий выделяются Л.ж. простые, сложные, ступенчатые и др. Тонкие жилы называют прожилками, или просечками. По структуре льда тонкие жилы обычно не отличаются от вмещающего льда. Лед толстых жил имеет призматическо-зернистую структуру, ориентированную по нормали к стенкам трещин. Осевые плоскости жил (осевые швы) обычно маркированы скоплениями сферических и расплюснутых пузырьков воздуха, кроме того, к ним тяготеют воздушные включения трубчатой формы, ориентированные нормально к швам.

Особую категорию образуют *вторные Л.ж.*, эпигенетические и сингенетические, образующиеся в результате ежегодно повторяющегося заполнения льдом морозобойных трещин в мерзлых горных породах. Крупнейшие из них достигают толщины 6—8 м и длины 20—30 м. В плане системы таких жил образуют полигональные решетки.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДЯНАЯ ЗАЛЕЖЬ. Скопление подземного льда любого генезиса жильной, пластовой и глыбовой фор-

мы — в многолетнемерзлых породах толщиной 0,3 м и более, в сезонно-мерзлых породах 0,1 м и толще. Различают инъекционные Л.ж., возникающие при инъекционном льдообразовании и встречающиеся преимущественно в виде ледяных ядер бугров пучения — *гидролакколитов*, и инъекционно-сегрегационные Л.ж., формирующиеся в результате последовательной смены инъекционного и сегрегационного типов льдообразования.

Б. И. Втюрин.

ЛЕДЯНАЯ КАЙМА. Слой прозрачного льда на боковом контакте некоторых повторных ледяных жил, претерпевших значительное боковое давление; почти не содержит включений. Предполагается, что Л.к. — это повторножильный и сегрегационный льды вмещающих пород, претерпевших метаморфические преобразования.

Б. И. Втюрин.

ЛЕДЯНАЯ КАША. Скопление обломков плавучего льда (до 2 м в поперечнике), образовавшихся в результате разрушения других форм льда, а также смерзания воды с кристаллами льда.

ЛЕДЯНАЯ КОРКА. Слой льда на поверхности почвы или снежного покрова, образующийся зимой под влиянием солнечной радиации и глубоких оттепелей (сменяющихся морозами), жидких осадков или оседающего тумана. Различают *притертые корки* и *насты*. Л.к. нередко приводит к повреждению или гибели озимых культур и зимующих растений, а также создает неблагоприятные условия для выпаса животных. При снегозадержании уменьшается опасность образования Л.к.; для ускорения таяния Л.к. посыпают перегноем, торфом, золой или минеральными удобрениями.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНАЯ КРУПА. Твердые осадки, выпадающие из кучево-дождевых облаков в виде мелких частичек плотного льда, обычно белых, но с прозрачной оболочкой, диаметром не более 5 мм. Выпадает при невысокой положительной температуре воздуха, обычно на несколько градусов выше нуля, чаще всего в переходные сезоны, иногда вместе с дождем. При падении на твердую поверхность обычно подпрыгивает, но не разбивается. Образуется, в отличие от *снежной крупы*, путем растекания по

поверхности снежного ядра коагулирующих с ним капель воды при температуре около 0°C и последующего замерзания этой воды, в результате чего и образуется ледяная оболочка ядра. Не следует смешивать Л.к. с *градом*, размеры отдельных частиц которого больше 5 мм.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНАЯ ЛАВИНА (син. *ледяной обвал*). Срыв масс фирна и льда с ледника в результате его движения по крутому склону, наступания на резкий уступ ложа, накопления значительных количеств жидкой воды внутри ледника, прорыва ледниково-подпрудных озер, землетрясений. На некоторых крутых висячих ледниках такие срывы происходят регулярно и служат главной составляющей расхода льда (механическая абляция), при этом ниже нередко возникает *возрожденный ледник*. Примером может служить ледник Трамплинный, через который т.о. происходит расход льда с Памирского фирнового плато на лежащий ниже долинный ледник Фортамбек. Л.л. представляют большую стихийную угрозу в горах и иногда приводят к ледниковым катастрофам с большими разрушениями и человеческими жертвами: такими были обвалы Девдоракского ледника на Кавказе в первой половине XIX в., обвал ледника Алалин в Альпах в 1965 г. и др.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНАЯ ЛИНЗА. См. *ледяные включения в фирновой толще*.

ЛЕДЯНАЯ ПЕРЕМЫЧКА. 1. Место стыка двух *ледяных полей* или скопленных сплоченных дрейфующих льдов. Часто Л.п. — короткий, но труднопроходимый участок пути судна во льдах. 2. Короткий участок ледяного покрова на реке, образующийся в местах смыкания заберегов или вследствие остановки и смерзания плывущих льдин и шуги. Наиболее вероятные участки образования Л.п. — места наименьшей сплавной способности реки, т.е. участки с небольшими уклонами водной поверхности ($0,01-0,02\%$), сужения и крутые повороты русла. Л.п. служат очагами формирования ледяного покрова на реке.

Р. В. Донченко.

ЛЕДЯНАЯ ПЕРЕПРАВА. Участок ледяного покрова рек, озер и морских заливов, используемый для передвижения транспортных средств с одного берега на другой. Л.п. бывают двух типов: естественные (не укрепленные) и усиленные. Усиление несущей способности ледяного покрова возможно двумя способами: 1) послойным и брызговым намораживанием воды и 2) устройством деревянных настилов. Намораживание воды проводится при интенсивности движения до 100 автомашин в сутки. Обычно по обеим сторонам намеченной полосы устраивают снежные валики и периодически заливают пространство между ними слоями воды толщиной 3—5 см. В процессе намораживания лед армируют ветками, хворостом, жердями и пр. Послойное и брызговое намораживание иногда сокращает время подготовки Л.п. на 1—1,5 месяца.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДЯНАЯ ПЕЩЕРА. См. *пещера-ледник*.

ЛЕДЯНАЯ ПИРАМИДА. Возвышение пирамидальной формы на поверхности ледникового языка, возникающее в результате неравномерного таяния льда, покрытого обломками морены. Иногда форму Л.п. принимает ледяной пьедестал *ледникового стола* после сползания с него каменной глыбы, иногда это участки льда, обточенные ледниковыми ручьями. Обычная высота Л.п. — около 1 м. Конусы таяния на ледниках ниже 1 м называют *грязевыми конусами*, а выше 1 м — *муравьиными кучами*.

ЛЕДЯНАЯ ПЛАТФОРМА. Искусственно созданная ледяная плита на поверхности воды или грунта, предназначенная для погрузо-разгрузочных работ, бурения скважин, проведения научных исследований. Обычно изготавливается послойным намораживанием воды с добавками снега, кускового льда и армирующих материалов. Существует ряд проектов создания крупных Л.п. для освоения арктического шельфа, но пока не решена проблема предохранения ледяного массива от волноприбойного разрушения.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДЯНАЯ ПЛОТИНА. Естественное или искусственное сооружение из льда и снега, перегораживающее долину реки, русло ручья, лог, балку, овраг. Естественные снежные и ледяные плотины, подпруживающие водные потоки, образуются при подвижках ледников, обрушении снежных лавин, интенсивном метелевом переносе снега. Самые крупные Л. п. возникают при продвижении ледникового языка, сдерживающего ледниково-подпрудное озеро — скопление воды в боковой долине или на ледниковой поверхности (напр., оз. Мерцбахера на Центральном Тянь-Шане). Л. п. со временем неизбежно прорывается, что вызывает резкий паводок, иногда переходящий в водно-ледово-каменный сель, влекущий за собой большие разрушения.

Искусственные Л. п. возводятся послойным намораживанием воды (с добавками армирующих веществ или без них) при создании небольших водохранилищ, защите от высоких паводков, ледохода и наледей. Иногда ледяными называют каменнонабросные плотины с ледяным ядром.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДЯНАЯ ПОРОДА. Природное ледяное тело, участвующее в строении земной коры, т.е. залегающее в ее глубине или на поверхности. Л. п. имеют мономинеральный состав, для них характерны воздушные и другие включения, а также большое разнообразие структур и текстур. Разновидности Л. п. относят ко всем трем генетическим группам, представленным в земной коре: магматической (образованной из расплава), осадочной и метаморфической. Строение, физические, инженерно-геологические и другие свойства Л. п. изучают в основном теми же методами, что и свойства прочих горных пород.

М. Г. Гросвальд.

ЛЕДЯНАЯ ПРОБКА. Естественное скопление льда в трубе, скважине, тоннеле, образующееся в основном путем замерзания затекающих поверхностных или подземных вод. Иногда Л. п. вызывают *зажоры* и *заторы* на реках.

ЛЕДЯНАЯ ПРОЖИЛКА. Вертикальный или наклонный *ледяной шпир*.

ЛЕДЯНАЯ ПРОСЛОЙКА. См. *корки в снежном покрове*.

ЛЕДЯНАЯ ПЫЛЬ. См. *ледяные иглы*.

ЛЕДЯНАЯ СОЛЬ. Употребляемое в Якутии название гидрогалита или бигидрата хлористого натрия ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), образующегося в зимнее время у выхода соляных источников. См. также *соляная наледь*.

ЛЕДЯНАЯ ТРАВА. См. *игольчатый лед*.

ЛЕДЯНОЕ ОБЛАКО (син. *кристаллическое облако*). Облако, состоящее только из ледяных кристаллов, форма которых зависит от температуры. В нижней тропосфере при температурах от 0 до -20°C образуются в основном пластинки и звезды, в облаках средней тропосферы при температурах от -15 до -35°C — сплошные столбики и толстые пластинки, в верхней тропосфере при температурах от -30 до -60°C — призмы и ежи. Ледяными являются все облака верхнего яруса — перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые, а также вершины кучево-дождевых облаков. Концентрация ледяных кристаллов в Л. о. обычно не превышает 0,1 на 1 см^3 , водность равна 0,01—0,03 г/м³.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ. Плавающее на поверхности воды или в ее толще твердое тело, возникшее в результате замерзания воды. Л. о. бывают в виде отдельных игл и кристаллов, слоя смерзающихся кристаллов (сало, шуга, снежура), отдельных пластин (ниласовые льды), льдин, ледяных полей и их обломков, припая.

ЛЕДЯНОЕ ОХЛАЖДЕНИЕ. Способ понижения температуры среды за счет затрат тепла на таяние и испарение искусственного или естественного льда.

ЛЕДЯНОЕ ПОЛЕ. Отдельно плавающие льдины или участки ледяного покрова с относительно плоской поверхностью и поперечником более 20 м. Образуется при постепенном намерзании ровного льда или вследствие смерзания льда разного вида, а также разрушения берегового припая на большие части, которые затем выносятся в море. Л. п. может быть ровным или торосистым, по возрасту — однолетним или многолетним (последние достигают толщины 3—5 м). Л. п. подразделяют по горизонтальным размерам: гигантское Л. п. — льдина более 10 км в попе-

ЛЕД

речнике, обширное Л. п. — от 2 до 10 км, большое Л. п. — от 500 м до 2 км, обломок Л. п. — от 100 до 500 м. По международной номенклатуре морских льдов Всемирной метеорологической организации, к Л. п. относится и крупнобитый лед — льдины от 20 до 100 м в поперечнике.

В. Л. Цуриков.

ЛЕДЯНОЕ САЛО. Густой слой мелких ледяных кристаллов на поверхности воды, которые при смерзании приобретают вид застывающего сала с особым серовато-стальным или свинцовым налетом. Л. с. отражает мало света и придает воде матовый оттенок. Л. с. — первый вид льда, по которому осенью отмечается начало ледообразования, оно удерживается недолго и быстро переходит в шугу, а при волнении сбивается в ледяную кашу.

В. Л. Цуриков.

ЛЕДЯНОЕ ЯДРО. Залежь первичного внутригрунтового льда пластовой, линзовидной или штоковой формы в основании бугров пучения либо погребенного ледникового льда пластовой или глыбовой формы в конечных моренах и водно-ледниковых образованиях.

ЛЕДЯНОЙ. Состоящий из льда, сложенный льдом (напр., ледяной покров, ледяное облако, ледяной поток). В отличие от слова Л., определение ледовый применяют к явлению, только имеющему отношение ко льду (напр., ледовый режим, ледовые явления, ледовая обстановка). Поэтому неправильно называть ледяной покров на поверхности воды ледовым покровом.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ БЕРЕГ. Тип берега, на котором море контактирует с материковым льдом. В морфологическом отношении Л. б. подразделяют на две группы: скально-ледяные, где край ледникового покрова, омываемого водами океана, лежит на грунте, и плавающие ледяные берега, к которым относят участки побережья с шельфовым ледником, находящимся на плаву. При этом подводная береговая линия (линия налегания) иногда располагается в нескольких десятках или сотнях км от ледникового барьера. Л. б. в Антарктиде тянутся почти на 29 тыс. км, что составляет 95 % береговой линии ма-

терика. Скально-ледяные берега занимают около 30—40 % Антарктического побережья, а плавающие Л. б. — более 55 %. В Арктике Л. б. характерны для сев. части Гренландии, Земли Элсмira, Земли Франца-Иосифа и ряда других о-вов.

Л. б. в результате движения ледников медленно перемещаются в сторону океана, а затем при обломе айсбергов мгновенно занимают положение ближе к матерiku. Основной причиной разрушения Л. б. служат динамические воздействия океана: гидростатическое давление при воздействии длиннопериодных волн, волн цунами, ветровых волн и зыби.

Н. В. Волков.

ЛЕДЯНОЙ ВУЛКАН. См. гидровулкан.

ЛЕДЯНОЙ ГРИБ. Останец наледного льда высотой до 2—2,5 м и шириной 1—2 м, прикрытый сверху плотной массой корней растений, травы, торфа или песка. Грибовидная форма возникает из-за неравномерного таяния ледяного массива.

ЛЕДЯНОЙ ДОЖДЬ (синоним. *замерзший дождь*). Мелкие прозрачные ледяные частицы неправильной или округлой формы, выпадающие из облаков, поперечником 1—3 мм. Образуются от замерзания капель дождя при их прохождении через нижний слой воздуха с отрицательной температурой; иногда внутри частиц Л. д. остается еще не замерзшая вода. Ударяясь о твердые предметы, льдинки разбиваются. От Л. д. следует отличать оледенелый снег — довольно редкую форму снежных кристаллов, состоящих из комочков льда размером 1—3 мм, частично сохранивших форму снежинки.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ ЖЕЛВАК. См. ледяные включения в фирновой толще.

ЛЕДЯНОЙ ЗАБЕРЕГ. См. припай.

ЛЕДЯНОЙ КАБАН. Крупная глыба льда, заготавливаемого на реках и водоемах; выкалывается из ледяных бунтов или создается путем замораживания воды в специальных льдоформах.

ЛЕДЯНОЙ КЕРН. Цилиндрическая колонка ледяной породы, получаемая в результате бурения ледников. При электромеханическом или тер-

мическом бурении Л. к. отбирается с помощью специального кернобрателя через каждые 0,5—1 м. По внешнему виду отобранного Л. к. делается его макроскопическое описание, затем большая часть керна используется для химического, изотопного и газового анализов, микроструктурных исследований и определения физико-механических свойств льда. На основе комплексного исследования Л. к. из тлубоких скважин делаются выводы о прошлых условиях существования ледника и о палеоклимате.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ КИЛЬ. См. *лед в подводном плавании.*

ЛЕДЯНОЙ КУПОЛ. Масса льда в виде бугра высотой до 6 м, сформировавшаяся вокруг фонтанирующих скважин при послойном намораживании изливающихся подземных вод. Встречается в долинах рек в области многолетнемерзлых пород. Иногда Л. к. называют бугры пучения речного, озерного или морского льда.

ЛЕДЯНОЙ МАССИВ. Скопление морских льдов сплошностью более 7 баллов, занимающее сотни км², сохраняющееся летом длительное время в одном районе. Представляет собой существенное препятствие для судоходства. Под воздействием преобладающих ветров в каждом ледовитом море в зоне выноса формируется *полюнья*, в зоне приноса — Л. м. Выделяют океанические, морские и локальные Л. м. В Сев. Ледовитом океане существует океанический Л. м., дающий отроги в окраинные моря: Бофортский в море Бофорта, Чукотский в Чукотском море, Айонский в Восточно-Сибирском море, Таймырский в море Лаптевых, Карский Сев. в Карском море, Гренландский в Гренландском море. К морским Л. м. относят Новоземельский в Карском море, Анадырский в Беринговом море, Шантарский в Охотском море, Баффинский, или „срединные льды“, в Баффиновом море. К локальным Л. м. из припайных льдов относят Североземельский в Карском море, Яанский в море Лаптевых, Новосибирский в Восточно-Сибирском море. В водах Антарктики Л. м. наблюдаются в зап. частях всех крупных излучин побережья (напр., Атлантический в море Уэдделла, Тихоокеанский в море Росса и др.).

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ МИЛОНИТ. См. *милонитизация льда.*

ЛЕДЯНОЙ МОСТ (син. *нависший лед*). Участок ледяного покрова, отделившийся от водной поверхности при понижении уровня воды и опирающийся на берега. Образуется на малых реках вследствие резкого падения уровня после ледостава. Представляет большую опасность для проходящего транспорта и пешеходов.

ЛЕДЯНОЙ НАЛЕТ. См. *твердый налет.*

ЛЕДЯНОЙ НАТЕК. Ледяные сосульки, образующиеся при замерзании воды от тающего на солнце снега. Генетически относится к *замерзшей воде.*

ЛЕДЯНОЙ ОБВАЛ. См. *ледяная лавина.*

ЛЕДЯНОЙ ОСТРОВ. Обширное поле материкового льда, оторвавшееся от *шельфового ледника* у сев. берегов Земли Элсмira или Гренландии и вынесенное в Арктический бассейн. Толщина Л. о. 15—50 м, над поверхностью моря его край возвышается на 2—7 м. Поперечник Л. о. достигает 15—35 км, площадь — от нескольких тысяч м² до 500 км². Л. о. обычно имеет волнистую поверхность, благодаря чему с воздуха он выглядит ребристым; высота валов не превышает 2 м, а расстояние между их гребнями 50 м. Под действием ветров и течений Л. о. дрейфуют в Сев. Ледовитом океане, иногда многократно совершая замкнутые циркуляции; при столкновении с о-вами или при посадке на мель нередко разламываются. Л. о. используют для организации на них временных *ледовых аэродромов* и н.и. станций длительного действия (советские станции СП-6, СП-19, СП-21, СП-22, СП-23, СП-24, американские станции Т-3, Н-1, Н-5, АРЛИС-2, Альфа-1, Альфа-2).

Н. В. Волков.

ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ. Масса ледяных образований, покрывающая полностью или частично поверхность моря, реки, озера. Л. п. образуется в результате замерзания воды или приноса льда из соседнего водоема. В расчетах обычно используют среднюю толщину Л. п. естественного нарастания с учетом *подсогов* и *торосов.*

ЛЕДЯНОЙ ПОТОК. Ледник с канализованным характером течения

ЛЕД

льда, шириной от нескольких десятков метров до нескольких км. Среди горных ледников к Л. п. относят многочисленные виды долинных и дендритовых ледников, а в покровном оледенении типичными Л. п. являются выводные ледники. Однако в этом случае Л. п. называют не любой выводной ледник, а лишь потоки льда, обособившиеся в пределах ледникового покрова из-за значительных скоростей движения, т. е. текущие в ледяных берегах. В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ ПОТОЛОК. См. лед в подводном плавании.

ЛЕДЯНОЙ ПОЯСОК. См. ледяной шпир.

ЛЕДЯНОЙ ПРИЧАЛ. Естественная стенка ледяного обрыва или искусственно намороженный массив льда на берегу, приспособленные для швартовки морских или речных судов. Используются (создаются) в полярных областях для облегчения погрузо-разгрузочных работ, связанных с освоением и эксплуатационным исследованием труднодоступных районов. Различают два типа Л. п., создаваемых в Антарктиде: на припайе и на ледниковом барьере.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДЯНОЙ СТАЛАГМИТ. Натечно-капельное образование в виде конуса или столба, растущее с пола *пещеры-ледника* навстречу ледяному сталактиту и нередко сливающееся с ним, при этом образующее ледяной сталагнат. Один из видов *пещерного льда*.

ЛЕДЯНОЙ СТАЛАГНАТ (син. *ледяной столб*). Натечно-капельное образование в виде колонны, возникающее в *пещере-леднике* при срастании ледяных сталагмитов и сталактитов. Один из видов *пещерного льда*.

ЛЕДЯНОЙ СТАЛАКТИТ. Натечно-капельное образование в виде сосульки, растущее с потолка *пещеры-ледника* вследствие замерзания воды, просачивающейся по трещинам в своде пещеры. Один из видов *пещерного льда*.

ЛЕДЯНОЙ СТОЛЬ. См. ледяной сталагнат.

ЛЕДЯНОЙ ТАРАН. Подводный выступ льдины морского происхождения, айсберга или ледникового барьера. Образуется вследствие интен-

сивного таяния и эрозии льда в надводной части, а также при образовании *подсонов* и торосистых нагромождений.

ЛЕДЯНОЙ ТУМАН (син. *морозный туман*). Помутнение воздуха до горизонтальной видимости менее 1 км, вызванное наличием в воздухе большого количества *ледяных игл*, мельчайших (диаметром 10—20 мкм) замерзших капелек, а также ледяных кристаллов диаметром 10—100 мкм вместе с переохлажденными капельками. Наблюдается при сильных морозах, преимущественно ниже -30°C . При ослаблении помутнения переходит в *ледяную дымку*. Л. т. широко распространены в Сибири и на Северо-Востоке СССР. В Якутске иногда сохраняются в течение месяца без перерыва.

В. М. Котляков.

ЛЕДЯНОЙ ФЛИШ. См. ледяные включения в фирновой толще.

ЛЕДЯНОЙ ШЛИР. Обобщенное название для мелких ледяных образований разнообразной неизометричной формы: прослоек — преимущественно горизонтальных и наклонных Л. ш. линзообразной формы в поперечном разрезе и прожилок — вертикальных и наклонных Л. ш. клиновидной формы в поперечном разрезе. Они участвуют в формировании слоистых, сетчатых и других шлировых криотекстур. Условная предельная толщина Л. ш. — 0,3 м в многолетнемерзлых породах и 0,1 м в сезонномерзлых породах; более крупные образования называют *ледяными залежами*. Различают элементарные Л. ш. — небольшие прослойки и прожилки льда, преимущественно без примесей, и сложные Л. ш., состоящие из чередующихся элементарных Л. ш., разделенных прослойками грунта толщиной в доли см, нередко прерывистыми. К сложным Л. ш. в многолетнемерзлых породах относят также небольшие по мощности (преимущественно менее 0,3 м) горизонты с атакситовой криотекстурой, что нельзя считать правильным. Такие горизонты и сложные Л. ш. иногда называют ледяными поясками.

Б. И. Втюрин.

ЛЕДЯНЫЕ АКТИВИЗАТОРЫ. См. методы намораживания.

ЛЕДЯНЫЕ БРЕКЧИИ ТРЕНИЯ.

Одна из двух основных разновидностей фрикционно-катакластического льда. Образуются, как и ледяной милонит (см. *милонитизация льда*), в зонах разнонаправленного глыбового движения по внутриледниковым поверхностям разрывов, являются продуктом дислокационного метаморфизма. Л. б. т. состоят из угловатых обломков поликристаллического льда и ледяного цемента, который чаще всего представлен милонитом. По размерам обломков делятся на глыбовые (свыше 1 м), обломочные (0,1—1 м) и щебенчатые (1—10 см). В случаях, когда в цементации Л. б. т. участвует жидкая вода, обломки обтаивают и округляются, в результате чего ледяная порода переходит в псевдоконгломерат. Наиболее часто Л. б. т. встречаются в быстро движущихся холодных ледниках Антарктиды, Гренландии и других о-вов Арктики, однако их находят и на ледниках горных стран умеренного пояса, в частности в Альпах. Обычны в пульсирующих ледниках после их подвижек.

М. Г. Гросвальд.
ЛЕДЯНЫЕ ВАЛЫ. Вытянутые положительные формы рельефа ледяного покрова рек, озер, водохранилищ и морей, создающиеся при термическом расширении льда, ветровом напоре, пучении, набрызгах на припай и забереги. Образуются в период замерзания рек на участках с быстрым течением, а также у волноприбойных берегов озер и водохранилищ во время волнения; иногда наблюдаются по два или три параллельных вала. В морском льду достигают высоты 5 м и более, часто располагаются рядами, при торошении составляют полигональную сеть. На пресноводных водоемах и водотоках сложены из шуги и битого льда, имеют ширину в основании до 5 м, высоту до 2 м на реках и до 4 м на крупных озерах и водохранилищах.

Р. В. Донченко.
ЛЕДЯНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГОРНОЙ ПОРОДЕ. Любые по генезису и форме мелкие ледяные образования в мерзлых породах: *ледяные шлиры, гнезда льда* и пр. Термин широко применяется в геокриологической литературе, хотя и противоречит принятому в геологии понятию „включения“ [45]. По существу к ледяным включениям можно отно-

сить лишь погребенные поверхностные льды в мерзлых породах.

Б. И. Втюрин.

ЛЕДЯНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ФИРНОВОЙ ТОЛЩЕ. Включения льда, образующиеся в толще фирна в результате инфильтрации и замерзания талой и дождевой воды. Выделяют три вида включений, составляющие единый генетический ряд: ледяные желваки, вертикальные ледяные включения и ледяные линзы. Ледяные желваки имеют размеры в несколько см, они обычно образуются в начале таяния, когда в толще еще господствуют отрицательные температуры. Центрами кристаллизации при замерзании воды в этом случае служат свежие кристаллы с базисной плоскостью, ориентированной в направлении, близком к направлению теплоотдачи. По мере усиления таяния в толще снега появляются каналы просачивания. Впоследствии вода в каналах замерзает и в этих местах образуются вертикальные ледяные включения, иногда достигающие значительных размеров. Как правило, они имеют в плане округлую форму и заканчиваются в нижней части ледяной линзой, образующейся в результате накопления воды над водупорной прослойкой, которой могут быть различные корки внутри толщи. Линза растет вверх, благодаря чему ее нижняя граница выделена резко, а верхняя расплывчата. В условиях слабого таяния в снегу формируется ледяной флиш — чередование тончайших (1—1,5 мм) горизонтальных прослоев льда и фирна общей мощностью до 10—15 см. Ледяной флиш образуется в результате радиационного таяния в толще, имеющей отрицательную температуру, и в снежно-фирновой зоне на полярных ледниках часто служит основным летним горизонтом.

В. М. Котляков.
ЛЕДЯНЫЕ ДАЙКИ И ШТОКИ. См. *ледяная жила*.

ЛЕДЯНЫЕ ИГЛЫ. 1. Очень мелкие удлинённые кристаллы льда с гексагональным поперечным строением, размерами от сотых долей до 1 мм, чаще всего 0,1—0,2 мм, парящие в приземном слое воздуха при безоблачном небе или при высокой облачности. У наиболее крупных кристаллов наблюдается заметная скорость падения. Образуются при низких температурах воздуха, в ярких ис-

ЛЕД — ЛИН

точниках света вызывают оптические явления типа гало: световые столбы, ложные солнца и пр. Л. и., выпадающие при безоблачном небе, имеют название ледяная пыль, при выпадении из облаков — снежная пыль, при безоблачном небе и очень низких температурах — алмазная пыль. Интенсивность выпадения Л. и. в общем ничтожна, а слой ее отложения в редких случаях превышает 1 мм при очень малой плотности. Когда при выпадении Л. и. видимость становится меньше 10 км, явление называется ледяной дымкой, а когда видимость понижается до 1 км и менее — ледяным туманом. 2. См. *начальные виды льдов*. В. М. Котляков.

ЛЕДЯНЫЕ КАСКАДЫ. Ступенчатые ледяные массивы, формирующиеся на крутых склонах и в распадах гор, на береговых обрывах и конструкциях инженерных сооружений при послойном замерзании подземных или поверхностных вод.

ЛЕДЯНЫЕ КОНСТРУКЦИИ. Сооружения из льда и снега, используемые в практической деятельности человека. К ним относятся: *ледовый аэродром, ледяная дамба, ледяная переправа, ледяная платформа, ледяная плотина* и др. Л. к. возводятся: 1) кладкой ледяных и снежно-ледяных блоков, 2) послойным намораживанием воды на горизонтальных или наклонных основаниях, 3) брызговым (капельным), факельным намораживанием на жестких решетчатых или мягких воздухоопорных поверхностях, 4) смешанным способом. Особый тип Л. к. представляют ниши, тоннели, камеры и другие сооружения, создаваемые разработкой (вырубкой, выпиливанием, разрушением) льда в крупных ледяных массивах — ледниках, наледях, ледяных бунтах. Широко используются в областях с суровым климатом.

В. Р. Алексеев.

ЛЕДЯНЫЕ КРУЖЕВА. См. *абляционный микрорельеф*.

ЛЕДЯНЫЕ СВЕЧИ. Разрушающийся морской или озерный лед, состоящий из ледяных призм, ориентированных перпендикулярно к поверхности льда; разновидность *гнилого льда*.

ЛЕДЯНЫЕ СИЛЫ. См. *ледяная жила*.

ЛЕДЯНЫЕ СКЛАДКИ. См. *тектонические структуры льда*.

ЛЕДЯНЫЕ СОТЫ. См. *абляционный микрорельеф*.

ЛЕДЯНЫЕ СТЕБЕЛЬКИ. См. *игольчатый лед*.

ЛЕДЯНЫЕ ЦВЕТЫ. См. *цветы Тиндалля*.

ЛЕЖАЛЫЙ СНЕГ. См. *снежный покров*.

ЛЕНТОЧНОСТЬ ЛЬДА. См. *полосчатость льда*.

ЛЕНТОЧНЫЕ ГЛИНЫ. См. *ледниково-озерные отложения*.

ЛЕТАЮЩАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ. Самолет или вертолет, оборудованный для дистанционных фотографических и геофизических наблюдений за снегом и льдом, включая съемку в ИК- и СВЧ-диапазонах спектра. С помощью Л. г. л. могут решаться такие задачи, как расчет снегозапасов, оценка колебаний ледников и измерение их толщины, изучение физических свойств и структуры ледников, обнаружение жидкой воды внутри и под ледниками, оценка теплового баланса поверхности снега и льда, наблюдения за морскими льдами и айсбергами. На борту Л. г. л. размещают аппаратуру для аэрофото-съемки, гамма-снегосъемки, радиолокационного зондирования, альтиметрии, лазерного профилирования, а также СВЧ-радиометры, альбедометры и радиолокационные станции бокового обзора. В зависимости от конкретных задач возможны три варианта Л. г. л.: 1) наиболее полный — с размещением на борту самолета аппаратуры для наблюдений за снежным покровом, морскими льдами, ледниковыми покровами и крупными ледниками; 2) менее полный — с размещением на борту самолета приборов для наблюдений за ледниками; 3) достаточно полный — с размещением на борту вертолета аппаратуры для наблюдений за горными ледниками и снежным покровом в районах со сложной орографией.

В. М. Котляков.

ЛЕТНИЙ БАЛАНС МАССЫ. См. *баланс массы ледника*.

ЛЕТНИЙ ЛЕДОХОД. См. *наледная опасность*.

ЛЕТНИЙ СНЕЖНИК. См. *снежник*.

ЛЕТНЯЯ ПОВЕРХНОСТЬ. Поверхность ледника в момент окончания периода абляции, т. е. в начале нового *балансового года*. Служит исходным уровнем для балансовых подсчетов текущего года и является *изохронной поверхностью* конца прошлого балансового года.

ЛИВНЕВЫЙ СНЕГОПАД. См. *снегопад*.

ЛИЗИМЕТР. Прибор для измерения расхода вертикального потока воды в верхних слоях почвы, снежного покрова или фирна. Состоит из металлического или плексигласового бака, в который помещается почвенный или снежный монолит; просочившаяся вода собирается в водосборном сосуде и измеряется при помощи мерного бачка или мензурки. При измерении расхода воды Л. непосредственно в камере стенки снежного шурфа для устранения обтекания прибора в потолке камеры может быть сделан конус, по которому вода собирается к центру Л. При изучении водного баланса монолита Л. можно получить и величину испарения. С этой целью, помимо измерения просочившейся воды, учитываются также поступающие атмосферные осадки и изменение запасов влаги в монолите между сроками наблюдений. Иногда Л. называют *воднобалансовыми площадками*, на которых измеряется *поверхностный и подземный (подснежный) сток*.

В. М. Котляков.

ЛИМНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. См. *ледниково-озерные отложения*.

ЛИНИЯ ВСПЛЫВАНИЯ. См. *линия налегания*.

ЛИНИЯ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА. См. *линия тока в леднике*.

ЛИНИЯ НАЛЕГАНИЯ (синоним *линия всплывания*). Гляциологическая граница на ледниковом ложе, разделяющая налегающие и плавающие части „морских” ледников. Она отграничивает шельфовые ледники и плавающие ледниковые языки от „морских” ледниковых щитов, куполов и ледяных потоков (см. рис. к статье *шельфовый ледник*). Л. н. характерна также для приливных ледников. Позиция Л. н. устанавливается в процессе взаимодействия ледников с океаном или внутренним водоемом и может изменяться под влиянием ряда факторов. Уравнение, описывающее

скорости отступления и наступания Л. н., имеет вид

$$\frac{dx}{d\tau} = \frac{(\rho_b - \rho_l) U_{\Delta z} + (\alpha - \beta) U_x - \dot{a} - Z \dot{\epsilon}_{zz}}{\alpha - \beta (1 - \rho_b / \rho_l)},$$

где x — координата Л. н. на оси x , совпадающей с направлением движения ледника; τ — время; $U_{\Delta z}$ — скорость изменения глубины океана, выражающая суммарный эффект эвстатического и изостатического факторов, ледниковой эрозии и аккумуляции; Z — толщина льда; U_x — скорость движения ледника; $\dot{a}$ — скорость питания или абляции ледника; $\dot{\epsilon}_{zz}$ — скорость вертикальной деформации (сжатия или растяжения) льда; α и β — уклоны поверхности ледника и ложа (все величины измерены у Л. н.); ρ_b и ρ_l — плотность воды и льда.

Из анализа уравнения следует, что такие изменения условий на Л. н., как увеличение глубины океана (которое может быть следствием погружения земной коры, эрозии ложа или повышения водного уровня), возрастание скорости движения льда, ослабление питания ледника, усиление его абляции и продольное растяжение, ведут к отступанию Л. н., а противоположные изменения тех же условий — к ее наступанию. При этом скорость миграции Л. н. сильно зависит от уклона ложа β и разности $\alpha - \beta$ и становится максимальной при их приближении к нулю. Соответственно, наиболее благоприятные условия стабилизации Л. н. имеются на дистальных склонах подледных ригелей и в верхних частях материковых склонов. И наоборот — на горизонтальном или наклонном в проксимальную сторону ложе Л. н. не стабилизируется, она оказывается неустойчивой и в ответ на любое сколь угодно малое возмущение испытывает катастрофические сдвиги (переброски), которые идут либо до полного разрушения „морского” ледника, либо до достижения Л. н. участков ложа с крутыми уклонами в дистальную сторону, где возможна ее новая стабилизация.

Эффекты воздействия приведенных выше факторов на положение Л. н. существенно ослабляются или усиливаются в зависимости от ха-

рактера взаимодействий между налегающими и плавучими частями „морских“ ледников. Отступление Л. н. тормозится, если налегающие части подпруживаются плавучими, либо ускоряется, если эти части испытывают дополнительное растяжение. Наиболее сильное подпруживающее воздействие на „морские“ ледниковые щиты и их ледяные потоки оказывают крупные шельфовые ледники внутреннего типа.

Л. н. является самым низким геоморфологическим уровнем Земли. На ее рубеже происходит смена экзарации ледниковой аккумуляцией и действует приливный насос, генерирующий внутренние гравитационные волны на поверхности раздела между верхним (разбавленным талой водой) и нижним (нормально соленым) слоями морской воды. В итоге в зоне стационарирования Л. н. на подводных склонах вырабатываются террасовидные уступы, а обломочный материал сортируется и окатывается. Эти образования часто ошибочно относят к затопленным береговым линиям.

М. Г. Гросвальд.

ЛИНИЯ НАСЫЩЕНИЯ. См. *зоны льдообразования*.

ЛИНИЯ НУЛЕВОГО БАЛАНСА. Линия на поверхности ледника, на которой в данный момент абляция равна аккумуляции. На языке ледника она совпадает с *границей сезонного снега*. В летний сезон по мере стаяния снега Л. н. б. поднимается вверх по леднику и к концу балансового года занимает положение *границы питания ледника*.

В. М. Котляков.

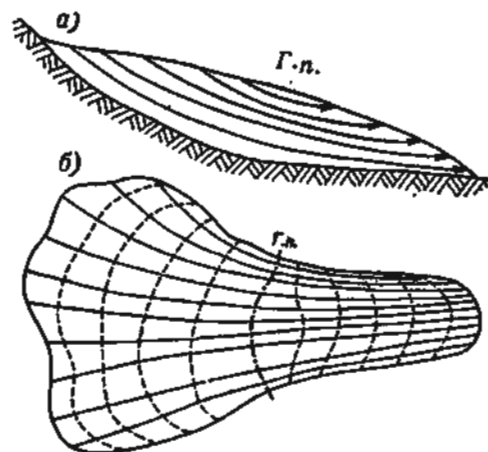
ЛИНИЯ НУЛЕВОГО СТОКА. См. *ледниковый сток*.

ЛИНИЯ ОТРЫВА ЛАВИНЫ. См. *устойчивость снега на склоне*.

ЛИНИЯ СУХОГО СНЕГА. См. *зоны льдообразования*.

ЛИНИЯ ТОКА В ЛЕДНИКЕ. Траектория движения частиц льда в толще ледника. В соответствии с законами движения льда линии тока входят внутрь ледника в области питания, выходят из ледника в области абляции и параллельны поверхности на границе питания; часть линий тока кончается на дне и внутри ледника, где происходит донное

и внутреннее таяние. Проекция линии тока на поверхности дает *линию движения ледника*. В фирновом бассейне горных ледников линии движения постепенно сближаются по мере перехода к ледниковому языку, а в области абляции благодаря стайванию льда происходит их причаливание к бортам (см. рис.). В местах



Линии тока (а) и линии движения (б) в горном леднике. Г. л. — граница питания ледника.

сужения ледников наблюдается схождение, или *конвергенция* линий движения, а при расширении и растекании ледников происходит расхождение, или *дивергенция* линий движения. Последнее характерно для ледниковых покровов и многих антарктических шельфовых ледников.

В. М. Котляков.

ЛИТОКРИОСФЕРА. См. *криолитозона*.

ЛИХЕНОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД В ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИИ. Метод абсолютного датирования позднеголоценовых моренных гряд и обработанных льдом скальных поверхностей по данным о максимальных диаметрах корковых лишайников *Rhizocarpon geographicum* и некоторых других. Предложен австрийским геоботаником Р. Бешелем в 1950 г.

При разработке Л. м. в п. использовались следующие особенности роста накипных литофильных лишайников: в областях с умеренным климатом многие из них растут до 1500—2000 лет, а в полярных странах — до 4000 лет и более; радиальный прирост таких лишайников

всегда меньше 1 мм/год; закономерности изменений скоростей этого прироста однотипны в пределах значительных по размерам районов; в силу медленности роста лишайников влияние короткопериодических колебаний климата сглаживается. Применение Л. м. в п. позволило восполнить пробел в ледниковой геохронологии голоцена, который существовал между событиями, датированными по ^{14}C , и современностью.

В жизни каждой особи лишайника выделяют периоды: „скрытого” роста (10—20 лет), ускоренного роста (40—500 лет) и наиболее длительный период равномерного роста. Л. м. в п. включает лихенометрическую съемку, проводимую на моренах у бортов и перед концами ледников, и построение графиков скорости роста лишайников. Съемка состоит в массовых измерениях диаметров наиболее крупных особей лишайников на валунах каждой из подлежащих датированию морен. При этом особое внимание обращается на стабильность обломочного материала и правильный выбор валунов, которые должны быть представлены кристаллическими изверженными породами. Общее число измерений на каждом участке — не менее 100. Возраст самой крупной особи принимается равным возрасту субстрата. Графики скорости роста лишайников составляются по данным съемок в репрезентативных долинах, где имеется несколько (3—5) моренных гряд, абсолютный возраст которых ранее установлен другими методами — по ^{14}C , сравнением со старыми картами и т. д. Такие графики могут быть аппроксимированы математическими кривыми типа

$$\lg(y + c) = a + bx,$$

где y — возраст лишайника, x — диаметр максимальной особи, a — логарифм значения возраста при $x = 0$, b и c — коэффициенты.

С помощью графиков скорости роста датированы десятки позднеголоценовых морен Альп, Скандинавии, Исландии, Каскадных гор, Кавказа и других районов и установлена синхронность ряда молодых ледниковых подвижек сев. полушария. Лит. [200, 247]. М. Г. Гросвальд.

ЛЛИБУТРИ (Lliboutry) Луис (род. 1922). Французский физик и гляцио-

лог. В 1951—1956 гг. работал в университете Сант-Яго в Чили по проблемам снега и льда. Предпринял ряд экспедиций в Анды, занимаясь широким кругом проблем гляциологии — от каталогизации ледников до механизма образования кающихся снегов и наложенного льда. Итоги исследований изложены в широко известной монографии „Снега и ледники Чили” [271]. С 1957 г. работает в Гренобльском университете, с 1959 г. профессор, возглавил геофизическую лабораторию и основал гляциологическую базу в Шамони, а в 1964 г. — лабораторию альпийской гляциологии. Занимается теорией условий на ложе ледников и влиянием воды на движение льда, балансом массы и движением талой воды в ледниках. Автор двухтомного в значительной мере оригинального трактата по гляциологии [272]. С 1983 г. президент Международной комиссии снега и льда.

ЛОМОНОСОВ Михаил Васильевич (1711—1765). Великий русский ученый-энциклопедист, акад. Петербургской Академии наук (1745). В своих географических и геологических трудах уделял большое внимание гляциологии. Предложил понятие „морозного слоя атмосферы” — прообраза современной хюносферы. В работе „О слоях земных” привел гляциологические доказательства существования материка в области Юж. полюса Земли. Л. исследовал морские льды и дал их первую классификацию. Он неоднократно подчеркивал важность для России освоения Сев. морского пути. В 1762—1763 гг. написал „Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию”, а в 1764 г. — „прибавление” к этой работе „О северном мореплавании на Восток по Сибирскому океану”. Именем Л. назван горный хребет на Новой Земле, подводный хребет в Сев. Ледовитом океане, ледниковое плато на о. Зап. Шпицберген.

ЛОРИУС (Logius) Клод (род. 1932). Французский геохимик и гляциолог. Многократно зимовал и работал в Антарктиде, начиная с МГГ, в т. ч. на станциях Шарко, Дюмон-Д'Юрвиль, Амундсен-Скотт, Восток, Купол С. С 1961 г. работает в Нацио-

ЛОТ — ЛЬД

нальном центре научных исследований Франции, с 1979 г. заместитель директора Лаборатории гляциологии в Гренобле, с 1983 г. — директор. Ведущий специалист по изотопным и геохимическим методам изучения ледникового льда, возглавляет комплексные исследования керна из глубоких скважин Антарктиды и Гренландии и их палеоклиматическую интерпретацию. С 1970 г. представитель Франции в Совете Международного антарктического гляциологического проекта, в 1979—1983 гг. вице-президент Международной комиссии снега и льда.

ЛОТКОВАЯ ЛАВИНА. Предложенное Г. К. Тушинским название лавины, движущейся по ложбине, логу или эрозионной борозде.

ЛЬДИНА. Обломок морского, озерного или речного льда размером от десятков или сотен км до долей метра в поперечнике.

ЛЬДИСТОСТЬ МЕРЗЛЫХ ПОРОД. Степень насыщения породы льдом вообще или определенным его видом. В зависимости от вида подземного льда различают Л. м. п.: эвидентную — за счет эвидентных льдов; латентную — за счет латентных льдов; цементную — за счет льда-цемента рыхлых пород (этот вид Л. м. п. называют также микрольдистостью); шлировую — за счет шлиров текстуробразующего льда; макрольдистость — за счет залегающих подземных льдов; общую или суммарную — за счет всех видов подземного льда. Каждый из названных видов Л. м. п. может выражаться либо как отношение массы льда к массе сухого или влажного грунта, либо как отношение объема льда к объему мерзлой породы (в процентах или долях единицы).

Б. И. Втюрин.

ЛЬДОБЕТОН. Замороженная смесь воды, песчано-галечного, щебенчатого или гравийного материала, отличающаяся высокой механической прочностью. Используется при строительстве временных инженерных сооружений в областях с суровым климатом. Иногда применяется при возведении гидронапорных каменно-набросных плотин в качестве водо-

непроницаемого ядра в сочетании с глинистым экраном.

ЛЬДОВОДЯНАЯ ПУЛЬПА. Смесь воды и мелкодисперсного льда. Используется в теплообменных аппаратах на льдозаводах, а также для непосредственного охлаждения скоропортящихся продуктов и материалов. В естественных условиях Л. п. образуется при формировании водоснежных и водно-ледовых потоков, шуговых наледей.

ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ. Процесс образования первичного внутригрунтового льда.

ЛЬДОЗАКЛАДКА. Способ предотвращения обрушения горных пород в подземных выработках, пройденных в многолетнемерзлой толще. Основан на послойном намораживании воды с помощью искусственной или естественной циркуляции холодного воздуха. Используется также в целях консервации шахт, штолен, шурфов и тоннелей.

ЛЪДООБРАЗОВАНИЕ. Формирование сплошной воздухонепроницаемой ледяной породы из воды, снежного покрова и фирна (в отличие от термина *ледообразование*, принятого для обозначения процесса формирования ледяного покрова на воде). Понятие о Л. введено П. А. Шумским [220] в петрографическом смысле в отличие от минералогического и физического смысла, обозначающего кристаллизацию воды или водяного пара. Выделяют два основных типа Л.: *конжеляционное* и *метаморфическое*.

А. Н. Кренке.

ЛЪДООБРАЗОВАНИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Процесс формирования льда внутри земной коры. Классификационная схема Л. в г. п. строится на основе четырех основных посылок: 1) место развития процесса, 2) время его проявления, 3) происхождение воды, участвующей в нем, 4) поведение воды в процессе льдообразования [44]. Кроме того, выделяют: инъекционное, сегрегационное, сегрегационно-цементное и цементное льдообразование.

Инъекционное льдообразование связано с кристаллизацией свободной воды, внедрившейся под напором в промерзающие или мерзлые горные

породы, и приводит к образованию *ледяных залежей* пластовой, линзовидной и штоковой форм. **Сегрегационное льдообразование** происходит в дисперсных горных породах, оно обусловлено кристаллизацией в них слабо связанной воды (от максимальной молекулярной влагоемкости или предела раскатывания до предела текучести), сопровождающейся пленочной миграцией ее к фронту кристаллизации, и приводит к возникновению ледяных тел (шлиров, пластов), значительно превышающих по размерам поры и полости, бывшие в породе до промерзания. Этот вид льдообразования иногда называют *избыточным льдовыделением*.

Сегрегационно-цементное льдообразование развивается при возвратном (снизу) промерзании сезонных пород в области низкотемпературных (-5°C и ниже) многолетнемерзлых пород. Механизм его пока не совсем ясен; по-видимому, он обусловлен кристаллизацией свободной и слабо связанной (от предела раскатывания до предела текучести) воды, мигрирующей к фронту кристаллизации. Этим можно объяснить распученность пород с формирующимися базальной и атакситовой криотекстурами, при которых содержание льда в породе достигает 70—90 %. **Цементное льдообразование** происходит в процессе промерзания пород или после него, в любых по размерам, форме, генезису и времени образования полостях, если оно не сопровождается пленочной миграцией влаги к фронту промерзания, а размер полостей или остается неизменным, или увеличивается не более чем на 9 % по сравнению с первоначальным. Льдообразование этого типа распространено наиболее широко в любых по составу породах, в обширном диапазоне их влажности и скорости промерзания; оно приводит к возникновению льда-цемента, *трещинного льда*, *пещерного льда*.

Б. И. Втюрин.

ЛЬДОПРУД. Искусственный или естественный водоем небольших размеров, в пределах которого намораживается толща льда для охлаждения подледной воды. Обычно Л. сверху укрывается теплоизоляционным материалом, предохраняющим лед от радиационного и теплового воздействия в теплое время года.

ЛЬДОСОЛЯНАЯ СМЕСЬ. Продукт смешения льда и воднорастворимых солей натрия, калия, кальция и др. Используется для охлаждения среды, материалов и пищевых продуктов. Холодопроизводительность 1 кг замороженного рассола или соответствующей ему охлажденной двухкомпонентной Л. с. определяется по формуле

$$q = (1 - \xi)(L_{\text{л}} - c_{\text{л}}t) + \xi(s_{\text{с}} - c_{\text{в}}t),$$

где $L_{\text{л}}$ — удельная теплота плавления льда при температуре 0°C ; $c_{\text{л}}$, $c_{\text{в}}$ — теплоемкость льда и воды соответственно; $s_{\text{с}}$ — отрицательная теплота растворения соли (при льде с рассолом — теплота разбавления); t — температура замороженного рассола; ξ — концентрация соли относительно смеси (кг/кг). Л. с. обычно состоит из крупных смерзшихся кусков пресноводного льда, контактирующих с рассолом. В последнее время начали изготавливать искусственный лед из морской воды. В. Р. Алексеев. **ЛЬДОТРСЯЕНИЯ.** Сейсмические сигналы, источником которых служат процессы, происходящие в ледниках. На определенной стадии деформирования льда в ледниках проявляются быстрые процессы, носящие хрупкий характер и сопровождающиеся эмиссией волн напряжения. Такие волны могут возникать при образовании и росте трещин, возникновении каверн, дроблении льда. Дополнительными внутренними источниками упругих колебаний в ледниках могут быть заполненные водой полости. Турбулентное движение воды, резкие изменения режима ее течения, прорыв внутриледниковых каверн, собственные колебания воды в полостях, кавитационные явления приводят к пульсации давления на стенках и, как следствие, к вибрациям льда.

Л. зарегистрированы в широком диапазоне энергий — от 10^7 до 10^{17} эрг, а частотный состав слагающих их колебаний варьирует от единиц герц до нескольких десятков, реже первых сотен герц. Наибольший объем информации накоплен для слабых Л. с энергией от 10^7 до 10^{12} эрг. Высокочастотный характер сейсмических сигналов от ледников обнаруживается при наблюдениях на льду или в непосредственной близости от ледника.

Тип, размер, мощность и длительность Л. несут информацию о динамических процессах в ледниках, происходящих в твердой и жидкой фазах, а также на их границе. Обнаружена физически обоснованная связь между эмиссией упругих колебаний и напряженным состоянием, длительной прочностью и степенью разрушенности льда. Поэтому исследование Л. дает возможность следить за изменением во времени напряженно-деформированного состояния ледников, исследовать процессы, приводящие к потере ими механической устойчивости. Л. могут быть предвестниками резких *подвижек ледников*.

В. М. Котляков.



МАЙЕР (Meier) Марк Ф. (род. 1925). Американский гидролог и гляциолог. Руководитель гляциологических проектов отдела водных ресурсов Геологической службы США (1956). Профессор геофизики Вашингтонского университета в Сиэтле (1965). В 1964—1967 гг. вице-президент, а в 1967—1971 гг. президент Международной комиссии снега и льда. В 1979—1983 гг. президент Ассоциации гидрологических наук МГГС. Один из организаторов международного сотрудничества в рамках программы МГД. Исследует динамику горных ледников, их тектоническую структуру, баланс массы, гидрологию. Изучает пульсирующие ледники, ведет большие работы на приливном леднике Колумбия (Аляска). Ряд работ М. переведен на русский язык: „Структура нижней части Голубого ледника“, „Современные колебания бюджета массы ледников запада Сев. Америки“ (в кн.: Вопросы динамики и эволюции современных ледников. М., 1964).

МАЙНА. Водное пространство в ледяном покрове, образующееся в результате скалывания и удаления льда. Используется для производства гидротехнических работ.

ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ СНЕГА. Адсорбирование люминофоров на поверхности снежинок, т. е. создание меченого снега с целью изучения его движения во время метелей. Меченый снег легко обнаруживается в ультрафиолетовом или инфракрасном свете. Чувствительность Л. а. с. очень велика (до 10—75 кг/м³). С помощью Л. а. с., в частности, изучают фактическую *дальность переноса снега*, хотя люминофорные покрытия влияют на процессы возгонки и конденсации, искажая результаты экспериментов. Корректнее радиоактивное или изотопное мечение снега. А. К. Дюнн.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ЛЬДА. См. *оптические свойства льда*.

МАКСИМАЛЬНЫЙ ВЛАГОМЕР. Прибор для определения водных свойств снега. Предложен в 1945 г. П. П. Кузьминым. Состоит из следующих частей: 1) двух прозрачных цилиндров высотой 60 см и внутренним диаметром 16 см для взятия пробы снега без нарушения структуры; 2) стойки для вертикального подвешивания снежной пробы и весов для ее взвешивания; 3) дождевальной установки в верхней части цилиндра для равномерной подачи в него воды нулевой температуры и установки для учета подаваемой воды с точностью до 0,5 г; 4) водосливного приспособления внизу цилиндра для учета воды, вытекающей из пробы снега с точностью до 0,5 г; 5) герметической накладке к нижнему основанию цилиндра с резиновым шлангом для подачи воды в цилиндр снизу под небольшим напором.

Перед смачиванием обследуется снежная проба во втором цилиндре, аналогичном первому, взятая одновременно в том же месте. С помощью второго цилиндра исследуется первоначальная структура и температура снега и их изменения в условиях искусственно поддерживаемого снеготаяния, а с помощью первого изме-

руется водоудерживающая способность снега, высота капиллярного поднятия воды в снеге, скорость фильтрации, плотность и оседание снега до и после смачивания.

В. М. Котляков.

МАЛЫЙ ЛЕДНИК. См. *ледник*.

МАЛЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД. Интервал времени с XV (по некоторым данным с XIII) до конца XIX в., отмеченный значительным похолоданием климата, снижением снеговой линии на 100—150 м и наступанием ледников во многих горно-ледниковых районах мира — Альпах, Скандинавии, на Кавказе и др. [214, 247]. Пришел на смену теплему интервалу X—XII вв., который иногда называют вторым климатическим оптимумом голоцена. Внутри М. л. п. выделяют несколько пиков похолодания — ледниковых стадий второй половины XVII, второй половины XVIII, начала, середины и конца XIX вв.

М. Г. Гросвальд.

МАЛЬМГРЕН (Malmgren) Финн (1895—1928). Шведский геофизик и гляциолог, сотрудник Шведской гидрографической комиссии. Участник экспедиций Р. Амундсена на судне „Мод” в Вост. Арктику и на дирижабле „Норвегия” через Арктику, экспедиции У. Нобиле на дирижабле „Италия”, в которой погиб. Разработал применяемые до сих пор методы изучения физических и химических свойств морского и пресного льда. Опубликовал книгу [273].

МАНЕВРЕННАЯ СНЕГОЗАЩИТА. См. *снегозащита*.

МАРГИНАЛЬНЫЙ КАНАЛ. См. *приледниковые дренажные каналы*.

МАРИНИЗМ. См. *антигляциализм*.

МАРИНОГЛЯЦИОЛОГИЯ. Отрасль гляциологии, изучающая ледники „морского”, или западноантарктического, типа. Такие ледники получали широкое развитие в эпохи древних оледенений, поэтому решение проблем М. является одной из главных задач *палеогляциологии*. Все „морские” ледники находятся в интенсивном массоэнергообмене с океаном, их зарождение, развитие и деградация контролируются гл. обр. океанологическими факторами: тепловым балансом и циркуляцией океана, рельефом и вертикальными движениями морского дна, формой и степенью обособленности отдельных бассейнов. Крупней-

шие „морские” ледники оказывали мощное обратное воздействие на океан, они вызывали колебания уровней, отклонения течений и изоляцию крупных частей океана, изменяли условия осадконакопления и биологической продуктивности, выпахивали шельфы и аккумулялировали толщи ледниково-морских осадков на материковых склонах и подножиях. Ледники этого типа были главным фактором формирования масс глубинной воды, а их подвижки и прорывы больших ледниково-подпрудных озер вызывали резкие изменения в температурах, солености и изотопном составе крупных областей Мирового океана. В этой связи М. должна рассматриваться также как раздел палеоокеанологии.

М. изучает морфологию и динамику „морских” ледников, включая условия их устойчивости; распространение таких ледников в современную эпоху и в прошлом; их массоэнергообмен с океаном; способы образования, механизмы деградации, в т. ч. катастрофические, включающие сдвиги ледяных потоков, спуск льда и отступление бухт отела; специфичную геологическую деятельность.

С развитием М. связан ряд успехов палеоклиматологии и других наук. Новая картина распространения и рельефа ледниковых покровов прошлого, восстановленная методами М., позволила уточнить граничные условия для реконструкций палеоклимата с помощью глобальных циркуляционных моделей. Исследование „морского” оледенения Зап. Антарктиды открыло новые пути прогноза последствий предстоящих изменений климата для уровня океана. На базе концепций М. получили объяснение такие явления, как современное воздымание ряда шельфов; четвертичные трансгрессии полярных четей, совпадавшие с эпохами оледенений; присутствие морских слоев внутри ледниковых серий приморских низменностей, а также быстрая деградация плейстоценовых оледенений, которая необъяснима с точки зрения энергетики атмосферы. Эти концепции создают научную основу для решения ряда практических проблем: прогноза полезных ископаемых (углеводородов, россыпей, стройматериалов и др.) на гляциальных шельфах и побережьях, выбора оптимальных про-

ектов строительства в этих областях, оценок рыбных ресурсов и т. д.

В качестве самостоятельной отрасли М. оформилась лишь в 70-х годах XX в., чему способствовали успехи исследований Антарктики и палеогляциологии Арктики, а также развитие морской геологии. Основы М. заложены работами Г. Хоппе, И. Вертмана, Дж. Мерсера, Т. Хьюза, М. Г. Гросвальда и др. Лит. [53, 309]. *М. Г. Гросвальд.*

МАРКОВ Константин Константинович (1905—1980). Советский физико-географ, геоморфолог и гляциолог. Акад. АН СССР (1970). Профессор, зав. кафедрой общего землеведения и палеогеографии географического факультета МГУ. Исследования по геологии четвертичного периода, палеогеографии, гляциальной геоморфологии, региональной географии и гляциологии Памира и Антарктиды, физической географии Мирового океана. Инициатор внедрения физико-химических методов изучения новейших отложений, комплексных исследований их опорных разрезов. В ряде работ подчеркивал специфичность истории оледенений разных областей, отражающую региональные особенности географических условий. Основные работы: „Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области“ (1931), „Ледниковый период на территории СССР“ и „Четвертичная геология“ (1939, в соавт. с И. П. Герасимовым), „Палеогеография“ (1951), „Четвертичный период“ (т. 1—3, 1965—1967, соавт.).

МАРШРУТНАЯ СНЕГОСЪЕМКА.

См. *снегомерная съемка.*

МАРШРУТНО-ЛЕДОМЕРНАЯ

СЪЕМКА. См. *ледомерная съемка.*

МАССОВАЯ ПЛОТНОСТЬ СНЕЖИНОК. Масса снежинки, деленная на объем области внутри описанной вокруг снежинки замкнутой выпуклой поверхности. Важный параметр при анализе движения снежинок в виде взвеси — *витания снежинок.*

МАССОПЕРЕНОС В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. Перераспределение вещества внутри снежной толщи, обусловленное процессами уплотнения, перекристаллизации и таяния. Можно различать дислокационный массоперенос, когда происходит перемещение

вещества в твердой фазе, режеляционный массоперенос — в жидкой фазе и сублимационный массоперенос — через парообразную фазу. См. также *испарение снега.*

МАССОЭНЕРГООБМЕН ЛЕДНИКОВ. Обмен ледников массой и энергией с окружающей средой — атмосферой, земной корой, в некоторых случаях и с океаном, а также между различными частями ледников, обуславливающий их режим и изменения. Различают *внешний и внутренний М. л.*

МАССОЭНЕРГООБМЕН ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ. Обмен *ледниковых систем* массой и энергией с другими природными системами и внутри данной системы. Составляющие уравнения М. л. с. те же, что и для массоэнергообмена ледников. Однако из-за отсутствия данных эти составляющие не могут быть получены простым суммированием. Для расчета М. л. с. в целом используется эталонный метод или метод гляциологических полей. Эталонный метод опирается на балансовые кривые на эталонных ледниках с последующим перемножением их характеристик на площади оледенения всей системы по высотным поясам. Метод полей [115] заключается в подсчете по полю аккумуляции (абляции) на высоте границы питания на основе предположения о равенстве этих величин средним значениям аккумуляции и абляции на всем леднике, что подтверждается эмпирически. Внутреннее питание в системе оценивается по зонам льдообразования в долях от таяния. Нетающий остаток снега определяется по балансовым кривым зависимости аккумуляции и абляции от высоты. Таяние многолетнего льда приравнивается к сумме внутреннего питания и нетающего остатка. Расход на айсберги вычисляется исходя из протяженности айсбергпродуцирующих берегов и расхода на эталонных ледниках. Средняя скорость оборота массы в системах определяется как отношение ледникового стока к объему ледников системы, а скорость оборота массы в многолетней ветви влагооборота — как отношение таяния многолетнего льда к объему ледников системы.

Поглощение тепла из атмосферы оценивается величиной абляции, умноженной на удельную теплоту плавления. Радиационный баланс системы вычисляется исходя из площадей областей питания и абляции, характеристик альбедо и облачности. Сток холода вместе с ледниковым стоком в реки и моря может вычисляться умножением объема стока на изменение его энтальпии при нагреве от 0 °С до комфортной температуры 20 °С. Такой расчет включает количество тепла, идущего на таяние айсбергов.

Ледниковые системы СССР вместе пропускают ежегодно 50 км³ воды, в т. ч. 25 км³ в многолетней ветви, из которых 10 км³ приходится на внутреннее питание и 15 км³ на нетаяющий остаток снега. Расход на айсберги составляет около 6 км³. Скорость массообмена — десятки лет в малых горных системах, около 150 лет в крупных и до 1000 лет в полярных. Забор тепла из атмосферы равен $2 \cdot 10^{16}$ кДж (половина антропогенного нагрева), затраты тепла на таяние айсбергов $2 \cdot 10^{16}$ кДж, сток холода $2 \cdot 10^{16}$ кДж в год. Массообмен и теплообмен материковых ледниковых покровов на 1—2 порядка больше.

А. Н. Кренке.

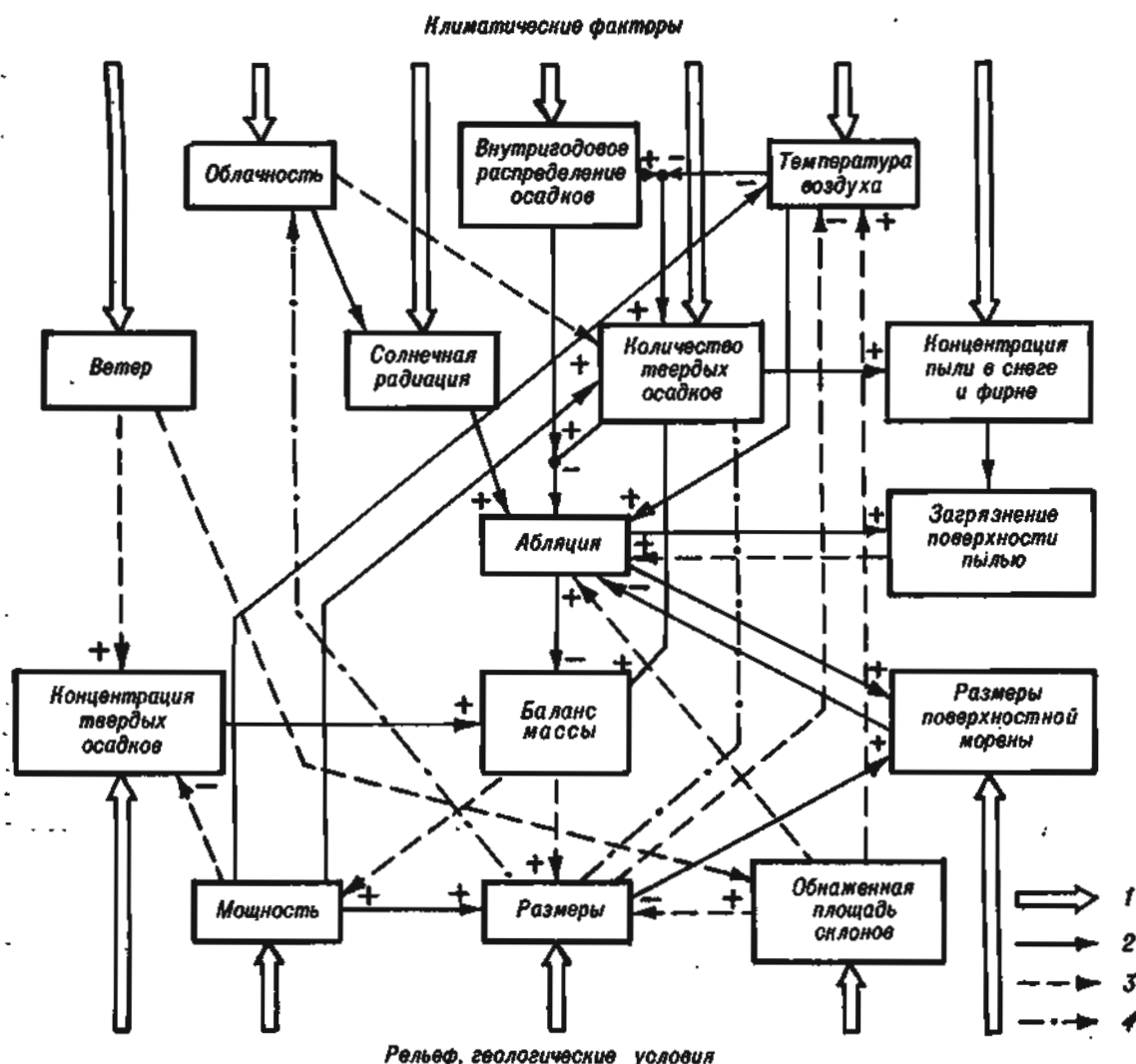
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ. Составление и решение математических соотношений, описывающих определенную совокупность качеств ледника и процессов его взаимодействия с рельефом и климатом. Модель, в отличие от реального объекта, всегда обладает конечной сложностью, поэтому широта (полнота) модели находится в противоречии с ее детальностью (точностью). Эти качества соотносятся друг с другом по принципу дополнителности. Решение модели находится с помощью ЭВМ, в связи с чем реализация М. м. л. включает следующие этапы [112]: изучение ледников с целью выявления основных соотношений, управляющих режимом; формализация этих соотношений; составление математической модели; получение исходной информации о параметрах соотношений и ее формализация и кодирование; разработка метода решения системы соотношений; составление вычислительной схемы и машинного алгоритма или программы; решение системы на машине; составление на его основе численного

прогноза или реконструкции; интерпретация этого прогноза.

Пример блок-схемы модели взаимодействия горного ледника с климатом представлен на с. 252. Отдельные связи на этой схеме в разной степени изучены для включения в модель. Достаточно хорошо моделируется (статистически и аналитически в зависимости от исходной информации) воздействие климата на поверхностные процессы на ледниках. Однако и здесь сложна проблема моделирования аккумуляции, отражающей в каждой точке все поле окружающего рельефа, а не только его локальные характеристики. Используется факторный анализ для выбора значимых индикаторов такого поля (число хребтов, их вергенция и т. д.).

Обратное воздействие ледников на климат оценивается балансовым методом, но для рассредоточенных моделей необходимо совместное решение уравнений движения и теплопередачи. Наиболее сложно звено, описывающее передачу внешних воздействий на размеры и форму ледников, в свою очередь являющихся климатообразующими факторами. Составлены модели деформации изотермических ледников, но отсутствует учет роли движения в них воды и движения льда по коренному ложу и внутриледниковым сколам; неизвестны параметры характеристик ложа и даже необходимый набор таких параметров. Для холодных ледников, где роль скольжения мала, совместное решение уравнений теплопередачи и движения возможно только в крайне упрощенных приближениях. Такие упрощения сделаны для крупных ледниковых покровов в климатических моделях.

Специальные модели строятся для отдельных процессов: формирования ледникового стока, накопления морены, прорыва ледниково-подпрудных озер и т. д. Моделирование может быть облегчено введением дополнительных гипотез. Напр., гипотеза подобия полей аккумуляции и абляции в пределах отдельных ледников позволяет вводить в качестве исходной информации только высоту границы питания и температуру воздуха на метеостанции. Весьма важна гипотеза актуализма, или „эргодичности“, о сохранении во времени существующей в настоящее время в пространстве



Блок-схема взаимодействия климата, рельефа и ледника для процессов средней продолжительности [49]: 1 — внешние воздействия, 2 — воздействия, для которых имеются численные модели, 3 — воздействия, известные качественно, 4 — предполагаемые воздействия.

связи между формой ледников и их площадью или объемом.

Моделирование ледниковых систем требует учета взаимодействий между ледниками — элементами этих систем, зависящих от меры компактности сорасположенных ледников, через климат, либо допущения об отсутствии таких взаимодействий. Для ледниковых систем также плодотворна гипотеза о подобию во времени полей характеристик ледниковых систем — аккумуляции, абляции и др. Каждой точке такого поля соответствует целый ледник. А. Н. Кренке. **МАТЕРИКОВЫЙ ЛЕДНИК** (син. континентальный ледник). Нежелате-

лен для употребления. Равнозначен понятию наземный ледниковый покров, который занимает целый континент или крупный остров. В настоящее время к М. л. относятся Антарктический и Гренландский ледниковые покровы.

МАТОВЫЙ ЛЕД. См. мутный лед. **МЕДИАННЫЙ ЛЕДНИК.** Ледник, площадь которого имеет 50 %-ную обеспеченность (соответствует медиане) на кривой распределения площадей ледников ледниковой системы по размерным (площадным) грациям. В ледниковой системе ледники меньше медианного занимают ту же площадь, что ледники больших разме-

ров. Медианный ледник обычно в несколько раз больше среднего. Его размер наиболее репрезентативен в системе с точки зрения условий формирования ледникового стока.

А. Н. Кренке.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОГРАММА (МГП). Система международного сотрудничества в области гидрологии и гляциологии, вызванного все возрастающей потребностью человечества в воде при неудовлетворительной изученности природных вод во многих районах мира. Включает развитие сети станций и совершенствование методик наблюдений, изучение водного баланса и учет водных ресурсов, улучшение подготовки специалистов в области наук о воде, обмен информацией и публикациями. В МГП участвует около 100 стран; руководство осуществляет Отдел наук о воде ЮНЕСКО, в нашей стране — Междудомственный комитет по МГП.

МГП продолжила завершившиеся в 1974 г. работы *Международного гидрологического десятилетия*. В 1975—1980 гг. проходила первая фаза МГП, в 1981—1984 гг. — вторая фаза МГП, на 1985—1989 гг. намечена ее третья фаза. МГП включает широкие гляциологические исследования, в т. ч. составление Всемирного каталога ледников, постоянные наблюдения за колебаниями ледников с изданием соответствующего бюллетеня, изучение закономерностей формирования талого стока и, в частности, расчет и прогноз стока с ледников и из ледниковых районов. Одним из проектов МГП является составление Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, порученное Советскому Союзу. Гляциологические исследования по МГП координируются Международной комиссией снега и льда, в СССР — Секцией гляциологии.

В. М. Котляков.

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ СНЕГА И ЛЬДА (МКСЛ). Одна из комиссий Ассоциации гидрологических наук Международного союза геодезии и геофизики (МГГС), призванная пропагандировать достижения мировой гляциологии и координировать исследования снега и льда в разных странах. Впервые создана в 1894 г. на Шестом Международном геологическом конгрессе как Международная ледниковая комиссия; ее деятель-

ность была приостановлена первой мировой войной и возобновилась лишь в 1927 г. уже в качестве одной из секций МГГС, созданного в 1924 г. В 1933 г. была образована Международная комиссия по снежному покрову. После второй мировой войны на базе обеих комиссий возникла МКСЛ, входящая в Международную ассоциацию гидрологических наук МГГС.

МКСЛ регулярно организует международные симпозиумы, в т. ч. раз в 4 года на генеральных ассамблеях МГГС (Осло — 1948, Рим — 1954, Торонто — 1957, Хельсинки — 1960, Беркли, Калифорния — 1963, Берн — 1967, Москва — 1971, Гренобль — 1975, Канберра — 1979, Гамбург — 1983), координирует гляциологические исследования по Международной гидрологической программе, курирует Службу наблюдений за колебаниями ледников и Временный технический секретариат по составлению Всемирного каталога ледников, участвует в организации специализированных гляциологических курсов (Тарфала, Швеция — 1967, 1970; Инсбрук, Австрия — 1975; Манали, Индия — 1978 и др.), подготавливает обзоры последних исследований по актуальным вопросам гляциологии.

Бюро МКСЛ состоит из президента, трех вице-президентов, секретаря Комиссии и председателей четырех подкомиссий: ледников и ледниковых покровов; снежного покрова и лавин; морских, речных и озерных льдов; подземных льдов. Все они избираются на 4-летний срок на очередной ассамблее МГГС. В бюро МКСЛ входят также председатели рабочих групп, образуемых Комиссией. В последние годы президентами МКСЛ избирались: Х. Альман (Швеция) в 1948—1951 гг., Дж. Зелигман (Англия) в 1951—1954 гг., Р. Хефели (Швейцария) в 1954—1957 гг., Р. Финстервальдер (ФРГ) в 1957—1960 гг., П. А. Шумский (СССР) в 1960—1963 гг., Х. Хойнкес (Австрия) в 1963—1967 гг., М. Майер (США) в 1967—1971 гг., Дж. Най (Англия) в 1971—1975 гг., У. Радок (Австралия, США) в 1975—1979 гг., Ф. Рутс (Канада) в 1979—1983 гг., Л. Ллибутри (Франция) в 1983 г. Вице-президентами МКСЛ избирались советские ученые: Г. А. Авсюк в 1963—1971 гг. и В. М. Котляков в 1971—1979 гг.

МЕЖ

Национальным представителем СССР в МКСЛ является советская Секция гляциологии. В. М. Котляков. **МЕЖДУНАРОДНАЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН.** Систематизация типов и видов лавин на основе небольшого числа легко доступных для наблюдений морфологических характеристик лавин. Составлена в первой половине 1970-х годов рабочей группой Международной комиссии снега и льда (председатель М. Де-Кервен) на основе предложений, подготовленных и опробованных в Швейцарии в 1950-х годах. М. м. к. л. сохраняет в сжатой форме описательные характеристики

рокого использования в нашей стране. К. С. Лосев. **МЕЖДУНАРОДНОЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕСЯТИЛИТИЕ (МГД).** Период международного сотрудничества в области гидрологии и гляциологии в 1965—1974 гг. Проводилось по решению 13-й Генеральной конференции ЮНЕСКО (ноябрь 1964 г.) и включало наблюдения за балансом природной воды во всех частях и природных зонах земного шара по единой программе и близкой методике. В МГД участвовало более 100 стран под руководством Координационного совета, созданного при Отделе наук о воде ЮНЕСКО. В на-

МЕЖДУНАРОДНАЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН

Зона	Критерий	Альтернативная характеристика и название лавины	
Зарождения	А. Тип начала движения	А1. Двинулась из точки (лавины из рыхлого снега)	А2. Двинулась с линии (лавины из снежной доски) <i>пачка</i> А3. Мягкая доска <i>пачка</i> А4. Твердая доска <i>пачка</i>
	В. Положение поверхности скольжения	В1. Внутри снежного покрова (лавины поверхностного слоя) В2. Отрыв в новом снежном покрове В3. Отрыв в старом снежном покрове С1. Отсутствует (лавины из сухого снега)	В4. По грунту (лавины полной глубины) С2. Имеется (мокрая лавина)
	С. Жидкая вода в снегу		
Транзита	Д. Форма пути	Д1. Движение на ровном склоне (неканализованная лавина)	Д2. Движение в лотке (канализованная лавина)
	Е. Тип движения	Е1. Облако снежной пыли (пылевая лавина)	Е2. Течение вдоль поверхности грунта (текущая лавина)
Отложения	Г. Поверхностная шероховатость отложений	Г1. Крупнокомковатые (крупнокомковатые отложения) Г2. Угловатые блоки Г3. Окатанные комья	Г4. Мелкокомковатые (мелкокомковатые отложения) Г5. Имеются (мокрые лавинные отложения)
	Д. Жидкая вода в снежных отложениях Н. Загрязнение отложений	Н1. Отсутствуют (сухие лавинные отложения) Н2. Нет ясного загрязнения (чистая лавина)	Н3. Имеется загрязнение (загрязненная лавина) Н4. Скальные обломки, остатки почвы Н5. Ветки, деревья Н6. Обломки сооружений

лавин, дающиеся простыми едиными терминами, и облегчает передачу этих характеристик с помощью кода, она дополнена классификацией условий, приводящих к возникновению лавин (см. табл.). М. м. к. л. включена в *Атлас лавин*; рекомендуется для ши-

шей стране работами руководил Междуправительственный комитет по МГД.

В программу МГД было включено три гляциологических проекта: инвентаризация ледников, наблюдения за колебаниями ледников и изучение баланса льда, воды и тепла

на избранных горно-ледниковых бассейнах. По первому проекту были проведены подготовительные работы к составлению Всемирного каталога ледников, по второму проекту начато издание Бюллетеня с результатами наблюдений за колебаниями ледников, по третьему проекту велись наблюдения на ряде ледниковых бассейнов, образовавших три мировые цепи: вдоль 40 и 60° с. ш., а также вдоль Североамериканских Кордильер и Южноамериканских Анд. В СССР велись работы на семи избранных горно-ледниковых бассейнах: р. Большой Хадаты на Полярном Урале, р. Марухи на Зап. Кавказе, ледников Джанкуат и Гергети на Центральном Кавказе, ледника Абрамова на Алайском хребте, ледника Центральный Туяксу на Занлийском Алатау и ледников Актру на Алтае. Впоследствии ряд работ МГД был продолжен по *Международной гидрологической программе*.

В. М. Котляков.
МЕЖДУНАРОДНОЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО. Научная общественная организация, пропагандирующая достижения мировой гляциологической науки путем организации ежегодных международных симпозиумов по актуальным проблемам гляциологии и публикации научных трудов. Организовано в 1936 г. в Англии как Ассоциация по изучению снега и льда, в 1947 г. переименовано в Британское гляциологическое общество, а в 1972 г. получило статут международного. С 1947 г. издает журнал "Journal of Glaciology" (три номера в год), с 1958 г. трижды в год публикует бюллетень "Ice", с 1980 г. ежегодно издает по одному тому "Annals of Glaciology", в которых публикуются труды прошедших симпозиумов. М. г. о. насчитывает около 1500 членов, его штаб-квартира находится в Кембридже, имеются также четыре отделения: британское, скандинавское, северо-американское и западно-альпийское.

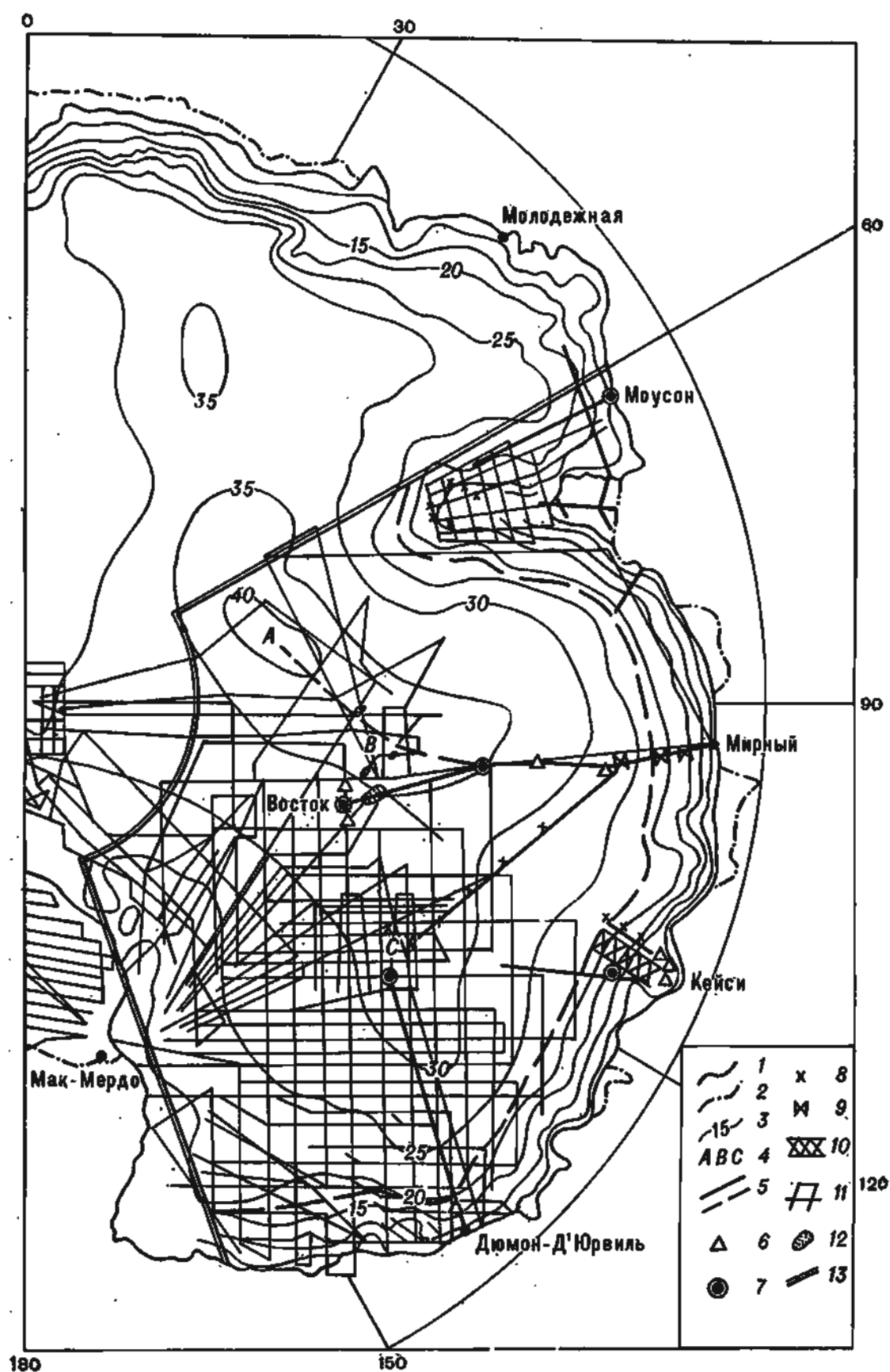
Президентами М. г. о. избирались: в 1947—1963 г. его основатель Дж. Зелигман (Англия), в 1963—1966 гг. В. Фукс (Англия), в 1966—1969 гг. Дж. Най (Англия), в 1969—1972 гг. В. Шютт (Швеция), в 1972—1975 гг. У. Уикс (США), в 1975—1978 гг. М. Де-Кервен (Швейцария), в 1978—1981 гг. Л. Голд (Канада), с 1981 г. Ч. Суинтинбенк

(Англия). В разные годы в совет М. г. о. избирались советские ученые: В. М. Котляков (дважды), Г. Н. Голубев, И. А. Зотиков. Ученым секретарем общества с 1953 г. неизменно является Х. Ричардсон (Англия).

В. М. Котляков.
МЕЖДУНАРОДНЫЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЕКТЫ. Интернациональные научные работы в области гляциологии, выполняемые силами нескольких стран по единой программе и близкой методике, например, раздел "Гляциология" в период МГГ, гляциологические работы в период МГД. Сейчас к М. г. п. следует отнести составление Всемирного каталога ледников и Службу наблюдений за колебаниями ледников, входящих в Международную гидрологическую программу. Особенно широкое развитие М. г. п. получили при организации гляциологических исследований в Антарктике, где за последние 15 лет совершился важный переход от комплексных национальных программ, характерных для 50-х и 60-х годов, к долговременным международным научным проектам. Центральное место занимает *Международный антарктический гляциологический проект*, существует также Проект гляциологии Антарктического полуострова, в котором участвуют Англия, Аргентина и Чили. Международный характер приобрели организованные в США работы по Проекту исследований шельфового ледника Росса (RISP) и Проекту изучения сухих долин на Земле Викторин. Ряд европейских стран — Дания, Франция, ФРГ, Швейцария, а также США участвуют в работах по Проекту исследований Гренландского ледникового покрова (GISP), главным достижением которого было бурение в 1981 г. на станции Дай-3 скважины глубиной 2137 м через всю толщу Гренландского ледникового покрова.

В. М. Котляков.
МЕЖДУНАРОДНЫЙ АНТАРКТИЧЕСКИЙ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОЕКТ (МАГП). Многолетние международные исследования ледникового покрова Вост. Антарктиды, осуществляемые по единой программе силами национальных экспедиций Австралии, Англии, СССР, США, Франции и Японии. Главные цели МАГП заключаются в выяснении связей между размерами, формой, режи-

МЕЖ



мом и условиями существования Антарктического ледникового покрова, реконструкции разных стадий его развития, определении причин происходивших изменений и их влияния на атмосферу и Мировой океан, установлении реакции ледникового покрова на возможные колебания внешних условий, определении направления и скорости современных изменений размеров и режима покрова, выяснении событий природного и антропогенного происхождения, запечатленных в толще льда, покрывающей Антарктиду.

Исследованиями МАГП охвачена территория Вост. Антарктиды, ограниченная меридианами 60 и 160° в. д. и 80-й параллелью (см. рис.). Программа МАГП предусматривает: наземные исследования на станциях и на ряде траверзов; бурение серий мелких, средних и глубоких скважин во льду с отбором и анализом керна; дистанционное радиозондирование ледникового покрова с самолета и другие работы. Проект МАГП начал претворяться в жизнь с 1970 г., исследования координируются Советом МАГП, в который входят по два представителя от каждой страны-участницы. Представители СССР в Совете МАГП — В. М. Котляков, Е. С. Короткевич. Совет собирается ежегодно в одной из стран-участниц для обсуждения итогов и планов исследований, координации двустороннего и многостороннего сотрудничества по проекту.

К 1980 г. завершена первая фаза МАГП. Проведены комплексные, в ряде случаев повторные исследования на траверзах Мирный — Восток, Пионерская — купол С (СССР), от станций Кейси в направлении к станции Восток и куполу С (Австралия), от станции Дюмон-Д'Юрвиль к куполу С (Франция). Пробурены глубокие скважины: на станциях Восток глубже 2000 м и Комсомольская около 800 м (СССР), на куполе С около 1000 м (Франция), в окрестностях станции Кейси до 900 м (Ав-

стралия). Выполнено радиозондирование более чем на половине территории МАГП (Англия и США, а также СССР, Австралия, Япония). Во вторую фазу МАГП планируются повторные работы на радиальных траверзах и организация работ на траверзах к куполу А и вдоль 2000-метровой изогипсы, продолжение бурения глубоких скважин на станции Восток и еще в двух-трех точках. Исследования по МАГП весьма важны для создания математической модели климатической системы южной полярной области с учетом взаимодействия атмосферы, океана с морскими льдами и ледникового покрова.

В. М. Котляков.

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД (МГГ). Период с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1958 г. (18 месяцев), в течение которого 67 стран проводили на всем земном шаре геофизические наблюдения по единой программе и близким методикам. МГГ явился преемником двух Международных полярных годов — Первого в 1882—1883 гг. и Второго в 1932—1933 гг. Продолжением МГГ было Международное геофизическое сотрудничество в течение 1959 г.

Гляциологические исследования проводили 26 стран, организовавших 103 ледниковые станции, несколько станций на дрейфующих льдах и множество экспедиций. Стационарными наблюдениями была охвачена вся планета: в сев. полушарии функционировали 54 гляциологические станции, а в южном — 49, из них в сев. полярной области располагалась 31 станция, а в Антарктике — 38. Самые обширные исследования ледников выполнили Советский Союз и США, имевшие по 17 станций: по 11 на своей территории и по 6 в Антарктиде. В СССР стационарные гляциологические наблюдения проводились на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Полярном Урале, Эльбрусе, ледниках Федченко на Памире, Карабаткак на Тянь-Шане, Центральный Туюксу в Заилийском Алатау,

Исследования по Международному антарктическому гляциологическому проекту (МАГП). 1 — береговая линия Антарктиды, 2 — барьер шельфовых ледников, 3 — горизонталы (в сотнях метров), 4 — главные ледниковые купола в Вост. Антарктиде, 5 — наземные траверсы, пройденные и предполагаемые, 6 — скважины глубже 150 м, 7 — скважины около 1000 м и глубже, 8 — геосиверные измерения, 9 — геодезические полигоны, 10 — непрерывная геодезическая сеть, 11 — маршруты самолетного радиозондирования ледника, 12 — обнаруженные подледные озера, 13 — границы района исследований МАГП.

Актру на Алтае, в горах Сунтар-Хаята, в Хибинах и под Москвой, в Загорске. В Антарктиде гляциологические работы выполнялись на советских станциях Мирный, Пионерская, Восток-1, Комсомольская, Восток и Советская.

Главными достижениями МГГ в области гляциологии было резкое расширение районов исследований, более широкий охват ледниковых проблем, применение новых методов исследований, получение одновременных данных о состоянии ледников в разных частях Земли, начало непрерывных рядов систематических наблюдений за режимом ледников. Научные результаты наблюдений МГГ изданы более чем в 120 томах серии „Материалы гляциологических исследований” и в нескольких сборниках серии трудов „Результаты МГГ. Гляциология”. Они хранятся в *Мировых центрах данных по гляциологии* в Боулдере (США), Москве и Кембридже (Англия).

В. М. Котляков.

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ (син. *интергляциалы*). Интервалы времени внутри ледниковых периодов, разделяющие соседние ледниковые эпохи. Для М.э. плейстоцена характерны: климат, близкий современному или более теплый; исчезновение ледниковых покровов в умеренных широтах; сильное сокращение ледников в полярных и высокогорных районах; повышение Мирового океана до его современного уровня; уменьшение площади криолитозоны; значительное смещение границ почвенно-растительных зон в сторону полюсов. В разрезах континентальных и морских отложений следами М.э. служат слои с остатками теплолюбивой фауны и флоры.

Периоды времени, для которых характерно некоторое сокращение оледенения и климат, заметно более холодный, чем современный, называют межстадиальными интервалами (интерстадиалами). И, наоборот, особенно теплые М.э., когда распался Западноантарктический ледниковый щит и уровень океана на 6—8 м превышал современный, иногда называют суперинтергляциалами. Вероятно, именно такой характер

имело последнее (микулинское, эемское) межледниковье.

М. Г. Гроссвальд.

МЕЖСТАДИАЛЬНЫЕ ИНТЕРВАЛЫ (син. *интерстадиалы*). См. *межледниковые эпохи*.

МЕЛКОБИТЫЙ ЛЕД. Лдины с относительно плоской поверхностью, менее 20 м в поперечнике.

МЕЛЛОР (Mellor) Мальколм (род. 1933). Американский гляциолог, специалист в области инженерной гляциологии. В период МГГ изучал баланс массы Антарктического ледникового покрова на австралийских станциях Моусон, Дейвис и Уилкс. С 1961 г. работает в Лаборатории по изучению и освоению холодных районов (США), где выполняет важные исследования по механике льда и мерзлых грунтов. Основные работы М. посвящены строению ледников и ледниковых покровов, механическим свойствам снега и льда, динамике метелевого переноса и снежных лавин, взрывам в снегу, льду и мерзлых грунтах [277—280]. В 1975—1983 гг. секретарь Международной комиссии снега и льда, с 1983 г. — вице-президент этой Комиссии.

МЕЛЬНИКОВ Павел Иванович (род. 1908). Советский геолог и геокриолог, акад. АН СССР (1981; чл.-корр. 1968). С 1935 г. работает на Игарской и Якутской мерзлотных станциях, в 1956—1960 гг. директор Сев.-Вост. отделения Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева, с 1960 г. директор Института мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР. Основные работы по геокриологии Якутии, руководит исследованиями подземных льдов Сибири.

МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ. См. *геокриология*.

МЕРЗЛЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. Породы, имеющие отрицательную температуру и содержащие лед. Различают кратковременномерзлые, сезонномерзлые и многолетнемерзлые породы. До последнего времени критерием их выделения считалась продолжительность пребывания пород в мерзлом состоянии: сутки и менее для первых, год и менее для вторых, многие годы (от 2—3 лет до тысячелетий) для третьих. В последнее время Е. А. Втюриной показана недо-

статочность этого критерия. Она положила в основу градаций М. г. п. особенности цикла их промерзания — протаивания. **Кратковременномерзлые породы** — это *аградационная фаза* развития кратковременнокриогенных пород, т. е. пород с проявлением суточного цикла промерзания — протаивания хотя бы один раз за год. **Сезонномерзлые породы** — аградационная фаза развития сезоннокриогенных пород, т. е. пород с проявлением сезонного цикла промерзания — протаивания хотя бы раз за многолетний период, принятый равным 30 годам. **Многолетнемерзлые породы** — аградационная фаза развития многолетнекриогенных пород, т. е. пород, которым свойствен только многолетний цикл промерзания — протаивания.

Е. А. Втюрина.

МЕРТВЫЙ ЛЕД. Остатки ледника, прекратившего свое движение. Встречаются ниже конца активного ледникового языка и часто не имеют четкой границы с последним. Толщина М. л. может достигать нескольких десятков метров. М. л. обычно покрыт мощным слоем моренных отложений, что затрудняет его таяние и служит причиной длительного сохранения. Неравномерное таяние М. л. приводит к формированию сложного бугристого рельефа и термокарстовых воронок. Особенно большие участки М. л. возникают в результате резких подвижек пульсирующих ледников, перемещающих значительные массы льда на низкие уровни, где они впоследствии теряют связь с основным ледником. Предполагается, что обширные массы М. л. возникали в результате деградации плейстоценовых ледниковых покровов.

В. М. Котляков.

МЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА. Изменение структуры, а часто и текстуры льда, остающегося в твердом состоянии, под воздействием температуры и давления. В связи с низкой температурой плавления лед может претерпевать глубокий метаморфизм вблизи поверхности. Понятие М. л. включает такие процессы, как изменение снежного покрова зимой, переработка ледяной породы талыми водами, дислокационный метаморфизм и перекристаллизация льда. К группе метаморфических ледяных пород П. А. Шумский [220] относит фирнизированный снег, ледниковый лед и

перекристаллизованные льды конгеляционного происхождения.

М. л. происходит под влиянием внутренней и внешней энергии ледяной породы. Источником первой является свободная поверхностная энергия кристаллов и их внутренняя энергия напряженного состояния. Поверхностная энергия расходуется на округление кристаллов и их собирательную перекристаллизацию, причем механизмы обоих процессов могут быть рекристаллизационными (идти в твердой фазе), режелационными (происходить при участии таяния и повторного замерзания) и сублимационными (идти через парообразную фазу с участием поверхностной миграции вещества). Внутренняя энергия напряженного состояния расходуется на паратектоническую перекристаллизацию, которая тоже может идти либо в твердой фазе (полигонизация, миграционная рекристаллизация), либо путем режелации и сублимации.

При наличии внешних источников энергии, обычно связанных с движением ледников или грунтовых масс, происходит дислокационный М. л. В твердой фазе он приводит к катаклазу и милонитизации льда, т. е. дроблению кристаллов с движением обломков по поверхностям разрывов, не совпадающим ни с границами кристаллов, ни с их внутренними плоскостями скольжения. В присутствии жидкой фазы идет режелационный динамометаморфизм трения и давления, в присутствии парообразной фазы образуется глубинная изморозь.

М. Г. Гросвальд.

МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. Изменение снега под воздействием внешних условий, включающее поверхностные изменения формы и размеров кристаллов, их внутренние деформации и взаимное смещение кристаллов или их частей с нарушением связей между ними. В результате М. с. постепенно исчезают поры, изменяется форма кристаллов и увеличиваются их размеры, при этом существенно изменяются физико-механические свойства снега. Источниками энергии М. с. служат внутренняя энергия самого снега и внешние источники энергии, к которым относятся тепловые и механические воздействия и прежде всего собственная масса снежной толщи. Соответственно различают авто-

метаморфизм, термометаморфизм и динамометаморфизм снега.

Внутренняя энергия снега ведет к возникновению молекулярных процессов перекристаллизации, направленных на достижение равновесного состояния, т. е. состояния с наименьшей свободной энергией кристаллов. За счет свободной поверхностной энергии происходит *округление снежных кристаллов*, т. е. приближение их к равновесной форме, и *собирательная перекристаллизация* — рост крупных кристаллов за счет более мелких. Эти процессы идут при любой температуре, встречающейся в природных условиях (до -72°C), но все более медленно по мере понижения температуры. Внешняя энергия активизирует молекулярные процессы, при механическом воздействии приводит к сближению кристаллов, оседанию и уплотнению снега. Возрастание внутренней энергии за счет внешних источников происходит путем повышения температуры и увеличения поверхности частиц снега при их росте, а также путем роста напряжений в снеге при упругих деформациях.

В зависимости от температуры и пористости снежного покрова М. с. может происходить в твердой фазе или с переходом в газообразную и жидкую фазы. Процессами в твердой фазе являются рекристаллизация и дислокационный метаморфизм, с переходом в газообразную фазу — сублимационный метаморфизм, с переходом в жидкую фазу — режеляционный метаморфизм.

В процессе метаморфизма снег проходит три стадии: деструктивного метаморфизма, когда под влиянием процессов перекристаллизации даже при незначительном температурном градиенте происходит округление отложенных снежных кристаллов, конструктивного метаморфизма, при котором идет собирательная перекристаллизация, для чего необходим значительный температурный градиент в толще, и стадию регрессивного метаморфизма, когда происходит нарушение устойчивости конечных форм кристаллов, образованных при конструктивном метаморфизме. Вся совокупность процессов М. с. представлена в таблице (с. 261).

См. также *кристалломорфология снежного покрова*. В. М. Котляков.

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ. Комплекс процессов метаморфизма, в результате которого беспорядочные пористые скопления обломков ледяных кристаллов (снежные массы) превращаются в ледяную породу, т. е. в сплошную, непроницаемую для воды и воздуха агрегат кристаллов льда. Эти процессы включают: диагенез снежного покрова, фирнизацию и собственно льдообразование, или превращение фирна в лед, что достигается действием трех механизмов — взаимного смещения кристаллов, поверхностных изменений их формы и размеров, а также внутренних деформаций кристаллов. Все процессы М. л. могут идти как с участием таяния и повторного замерзания, так и без него, а именно в твердой и газообразной фазах. В первом случае они сводятся к режеляционной перекристаллизации (теплый тип М. л.), во втором — к сублимации и рекристаллизации (холодный тип М. л.).

Для теплого типа М. л. характерно участие жидкой воды, главным источником которой является тающий лед, но могут быть также дождевые осадки и наледные явления. Режеляционный метаморфизм начинается с обтаивания периферии кристаллов атмосферного льда и сцепления снежинок в хлопья. В снежном покрове частичное таяние ведет к быстрому режеляционному округлению зерен, их обволакиванию водной пленкой и сильному оседанию за счет изменения формы кристаллов, их взаимного вращения и сокращения пор. Параллельно оседанию идет процесс роста крупных зерен за счет мелких и упорядочение структуры льда (собирательная режеляционная перекристаллизация). Происходит инфильтрация талой воды в снежно-фирновую толщу, замерзание этой воды ведет к образованию ледяных прослоек и шпир и повышает температуру толщи за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации. Промежуточный продукт этих процессов — режеляционный фирн, имеющий изометричные крупные зерна (0,3 мм и более),

ПРОЦЕССЫ МЕТАМОРФИЗМА СНЕГА

Источник энергии	Стадия метаморфизма	Тип метаморфизма		
		рекристаллизация и дислокационный метаморфизм	режеляционный метаморфизм	сублимационный метаморфизм
Внутренняя энергия породы	Свободная поверхностная энергия кристаллов	Рекристаллизационное округление	Режеляционное округление	Сублимационное округление
		Собирательная рекристаллизация	Собирательная режеляционная перекристаллизация	Собирательная сублимационная перекристаллизация
	Свободная внутренняя энергия напряженного состояния	Паратектоническая перекристаллизация	Миграционная рекристаллизация	Паратектоническая режеляционная перекристаллизация
Рекристаллизационный диафторез				
Внешняя энергия	Динамометаморфизм		Катаклиз, оседание	Сублимационный диафторез (рост глубиной изморози)
	Дислокационный метаморфизм			

слоистую пористую текстуру, аллотриоморфно- или гипидиоморфно-зернистую структуру и плотность 400—600 кг/м³. Превращение этого фирна в лед осуществляется за счет продолжения обеих групп процессов: 1) оседания и паратектонической перекристаллизации и 2) инфильтрации и замерзания талой воды. При их разных сочетаниях образуется инфильтрационно-рекристаллизационный, инфильтрационный или инфильтрационно-конжеляционный лед. Для льда двух первых типов характерна аллотриоморфно-зернистая структура с размером кристаллов 4—10 мм, для последнего — гипидиоморфно-зернистая структура, нередко переходящая в столбчатую, и крупные (иногда в несколько см) кристаллы.

Процессы холодного типа М. л. начинаются с *диагенеза снежного покрова*, т. е. изменений, идущих без воздействия высоких температур и давления. Ведущую роль при этом играют сублимационная перекристаллизация и оседание. Последующий метаморфизм состоит в фирнизации под влиянием возросшего давления (уплотнение, снижение воздухопроницаемости, продолжающаяся сублимация), при этом главная роль переходит к миграционной перекристаллизации. Окончательное замыкание пор в больших ледниковых покровах происходит на глубине 50—100 м, при этом образуется лед первично-рекристаллизационного типа. Он богат воздушными включениями (10—13 % против 5 % в конжеляционном льду), имеет мелкие (1—3 мм) изометричные зерна, гранобластическую структуру с неупорядоченной кристаллографической ориентировкой.

М. Г. Гросвальд.
МЕТЕЛЕВАЯ ЭЛЕКТРИЗАЦИЯ СНЕГА. Электризация снежинок при их дроблении и разъединении (диспергировании) в снеговетровом потоке, подобная электризации пыли из других материалов. Максимальные электрические заряды метелевых частиц, отнесенные к их массе, равны, по опытным данным, 0,2 нКл/мг. Напряженность электрического поля, вызванного сильными метелями, может достигать 6—10 кВ/м и более, чем объясняются

часто наблюдаемые при метелях электрические разряды и световые эффекты. Заряженные снежинки подвержены в этом поле действию ponderomotorных сил, ускорения которых не превышают 10—20 % ускорения свободного падения. Особо высокие градиенты электрического потенциала наблюдаются при сильных общих метелях, низких температурах и сухом снеге. При этом появляются радиопомехи, ухудшаются электроизоляционные свойства воздуха, повышается опасность пробоя изоляции в высоковольтных электрических установках и линиях электропередачи.

А. К. Дюнин.
МЕТЕЛЕВОЕ ИСПАРЕНИЕ СНЕГА. Ускоренное испарение метелевых снежинок при дефиците влажности воздуха. Происходит по следующим причинам: а) поверхность каждой частицы открыта со всех сторон, тогда как снежинка, лежащая на поверхности снежного покрова, способна испаряться только в одну сторону; б) средняя объемная концентрация снега в метелевом потоке при сверхсильных метелях в наиболее насыщенном приземном слое толщиной 2 см не превышает 0,1, быстро убывающая с высотой, так что частицы достаточно диспергированы; в) летящие снежинки перемещаются относительно воздушной среды вследствие пульсаций скоростей ветра и относительного движения частиц в воздушном потоке, т. е. снежинки обдуваются ветром со всех сторон, что и ускоряет их испарение; г) приток тепла, затрачиваемого на испарение диспергированных снежинок, обеспечивается турбулентным перемешиванием воздушных масс в приземном слое ветра. М. и. с. ограничивает предельную дальность снегопереноса и предельную высоту слоя диффузии снега.

А. К. Дюнин.
МЕТЕЛЕВОЕ СНЕГОНАКОПЛЕНИЕ. Накопление снега при его выпадении из снеговетрового потока вследствие кратковременного или длительного снижения скорости ветра и утраты им частично или полностью своей транспортирующей способности. Преграды и углубления на поверхности земли создают зоны длительного снижения скоростей ветра

и соответственно участки преимущественной аккумуляции метелевого снега.

А. К. Дюнин.

МЕТЕЛЕВЫЕ СНЕЖИНКИ. См. метелевые частицы.

МЕТЕЛЕВЫЕ ЧАСТИЦЫ (син. метелевые снежинки). Снежные кристаллы или их обломки, участвующие в метелевом переносе. Частицы верховых метелей представлены атмосферными снежинками. Низовая метель вовлекает в движение продукты многих снегопадов с разными формами снежинок, а также снег из нижних метаморфизованных слоев снежного покрова. Поэтому в отложениях низовых метелей, как правило, отсутствуют атмосферные снежинки сложного строения, а преобладает смесь разных фракций метелевого снега, в т.ч. наиболее часто встречающиеся сепарированные частицы фракции 0,2—0,3 мм.

А. К. Дюнин

МЕТЕЛЕВЫЙ МАССОЭНЕРГООБМЕН. Процесс тепло- и массопереноса в снежном покрове и в приземном слое воздуха при метелях. Основными компонентами М.м. служат перенос твердых частиц, перенос пара и теплоперенос. Перенос пара снизу вверх при отрицательном градиенте температур, когда поверхность снежного покрова холоднее нижележащего снега, сочетается с кристаллизацией в верхних слоях снежного покрова, что сопровождается их твердением. Аналогичный процесс при отсутствии метелей происходит в десятки раз медленнее. Действие метелей на поверхность снежного покрова противоречиво: с одной стороны, эта поверхность разрушается салтирующими снежинками и прямым выдуванием снега, но с другой — она быстро укрепляется вследствие указанного твердения. Испарение более глубоких слоев снега способствует их охлаждению за счет удельной теплоты испарения, а верхние слои соответственно прогреваются, что ускоряет метаморфизм снежного покрова.

А. К. Дюнин.

МЕТЕЛЕВЫЙ ПЕРЕНОС В ГОРАХ. Ветровой перенос снега в условиях сложной орографии. Характеризуется преобладанием верховых метелей, тогда как низовые метели играют второстепенную роль. Снегопады при общих метелях в горах могут быть очень обильными с интенсивностью

осадков до 10—15 мм/ч, а иногда и больше. Метели в горах отличаются порывистостью, резкими пульсациями скорости и направления метелевых ветров и переноса снега, что ведет к существенной неравномерности отложения твердых осадков.

Верховые метели вызывают макрораспределение снега в горах, образуя пояса повышенного снегонакопления на подветренном макросклоне горного хребта. Именно к этому поясу приурочена основная масса ледников данной горной страны и высокая лавинная активность территории. В противоположность этому подъем снега с поверхности земли на большую высоту ничтожен и поток из-за частого выпадения из него снега на неровностях рельефа обычно не насыщен, так что при низовой метели снег переносится здесь на небольшие расстояния и его перераспределение происходит лишь в пределах небольших бассейнов. Максимальный результат этого процесса — формирование больших сугробов и снежных карнизов на подветренном склоне в пригребневых частях хребтов, приводящее к асимметрии небольших каровых ледников и несколько повышенной лавинной активности подветренных склонов хребтов второго и третьего порядков. Лит. [256].

А. К. Дюнин.

МЕТЕЛЕВЫЙ ПОТОК. См. снеговетровой поток.

МЕТЕЛЕВЫЙ РЕЖИМ. Общая характеристика метелевой деятельности в данном географическом районе. Общие и верховые метели чаще наблюдаются при циклоническом типе погоды, а низовые — при антициклоническом, что и определяет повторяемость разных видов метелей, выражаемую в процентах от общего числа случаев. Средняя за 20-летний период повторяемость низовых метелей, включая поземки, изменяется в СССР от 32 % (станция Весляна в Сев. Приуралье) до 73 % (станция Яковлевка в Приморском крае) [101]. По своей продолжительности общие метели преобладают над низовыми. Частота метелей с одним и тем же общим твердым расходом обычно сопоставляется с частотой случаев ветров с одной и той же скоростью ветра. Роза частот кубов скоростью ветра на высоте флюгера U_ϕ или значений $(U_\phi - 5)^3$ для всех азиму-

тов называется розой метелей. Розы метелей используются при определении расчетных объемов снегопереноса для целей снегозащиты и при районировании территорий по объемам снегопереноса [139].

А. К. Дюнин.

МЕТЕЛЕВЫЙ СЛОЙ. Приземный слой воздуха, содержащий движущиеся с ветром снежные частицы. Слой верховой и общей метели простирается от земли до облаков. Слой низовой метели включает в себя слои влечения, сальтации и диффузии снежинок. В непосредственной близости к поверхности земли выделяется *вихревой слой метели*, отличающийся бурным вихреобразованием.

МЕТЕЛЕВЫЙ СНЕГ. См. *снежный покров*.

МЕТЕЛЕМЕР. См. *метелемерные измерения*.

МЕТЕЛЕМЕРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ. Измерение твердого расхода снеговетрового потока q и концентрации снега в метелевом потоке j с помощью метелемеров: а) стандартных типа ВО-2, б) портативных типа ЦПЗ-1, в) фотометелемеров, г) интегральных метелемеров, д) метелемеров-циклонов, е) электрометрических метелемеров.

Метелемер ВО-2, созданный в 30-х годах, долго был единственным прибором для измерения q . Однако он имеет ряд недостатков: громоздок, не улавливает весь летящий снег, требует удаления снега из прибора для взвешивания, способствует образованию воронок выдувания, искажающих показания. Метелемер ЦПЗ-1 лишен этих недостатков и широко используется для полевых М. и. Фотометелемерами измеряется концентрация j при условии их тарировки в аэродинамических каналах. Интегральный метелемер создан по образцу пескомера Р. П. Бегнолда. Метелемеры циклонного типа устроены по принципу центробежных циклонов — установок для улавливания пыли в воздухе промышленных предприятий. В электрометрических метелемерах используется явление электризации некоторых материалов при ударах твердых частиц.

А. К. Дюнин.

МЕТЕЛЬ. Перенос снега ветром над поверхностью земли. Ветер с включением снега отличается от чистого ветра, т. к. метелевые частицы влияют на его скорость и турбулентность. Исследования М. предпринимались еще во второй половине XIX в. в связи с практическими потребностями защиты от снежных заносов развивающейся сети железных дорог (Э. Д. Злотницкий, Э. Шуберт). В начале XX в. начали применять полевые приборы для измерения ветрового переноса снега (Н. Е. Долгов), были сделаны первые попытки создания гидродинамической теории М. (Н. Е. Жуковский, С. А. Чаплыгин, Н. А. Рынин). Велось накопление полевых и экспериментальных данных, преимущественно в России. Интерес к М. резко возрос с началом систематического изучения обширных ледниковых покровов. Была оценена роль метелевого переноса в балансе массы покровных ледников Антарктиды и Гренландии (Ф. Лёве, В. М. Котляков, У. Радок). Важный вклад в изучение М. в 50-х и 60-х годах внес А. К. Дюнин [67]. Он провел серии полевых экспериментов, создавал искусственную М. в аэродинамических трубах, исследовал форму и размеры метелевых частиц, их механическую прочность и способность к возгонке. В настоящее время сформировались советская и австралийская школы исследователей М.

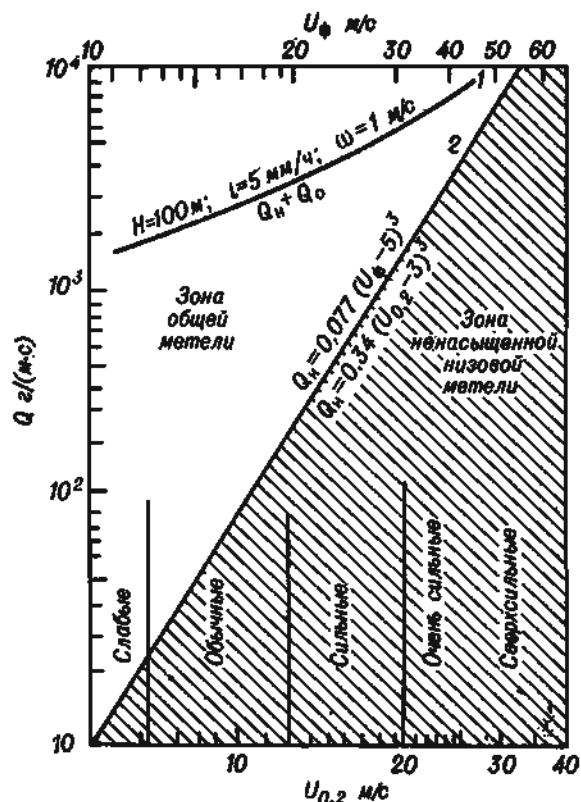
М. — сложное природное явление. В ней принимают участие как снег, отложенный на поверхности земли, так и снег, зародившийся в облаках и еще не достигший земли. Различают *верховую М.* — снегопад при ветре до приземления атмосферных снежинок; *низовую М.*, т. е. перемещение ветром вдоль земной поверхности и только что упавших, и ранее отложенных снежных частиц; *общую М.* — сочетание верховой и низовой М.

Интенсивность М. зависит от особенностей *снеговетрового потока* (его скорости и турбулентности), интенсивности снегопада, формы и размеров частиц снега, характера поверхности снега, температуры и влажности воздуха. По максимальному снегопереносу q , зависящему

прежде всего от скорости ветра U_ϕ , измеряемой на высоте флюгера (10—15 м), выделяют следующие виды М.:

	U_ϕ м/с	q кг/(м·с)
слабая	6—10	до 0,2
обычная	10—20	до 0,4
сильная	20—30	до 1,2
очень сильная	30—40	до 2,0
сверхсильная	40—90	более 2,0

Низовые М. могут быть насыщенными, когда ветровой поток переносит количество снега, соответ-



Зависимость общего твердого расхода метели Q от скорости ветра $U_{0,2}$ (на высоте 0,2 м) и U_ϕ (на высоте флюгера 10—15 м); кривая 1 построена для ветрового переноса снега на высоте 100 м над поверхностью при общей метели, когда интенсивность снегопада $l = 5$ мм/ч, а вертикальная скорость падения снежинок $\omega = 1$ м/с; кривая 2 — линия максимума насыщенной низовой метели. Показана также классификация метелей по их силе.

ствующее его максимальной транспортирующей способности, и ненасыщенными, когда масса снега, переносимого ветром, меньше максимума, насыщающего ветровой поток. Движение метелевых снежинок при низовой М. происходит тремя способами: *влечением* вдоль поверхности снежного покрова, льда или земли, *сальтацией*, когда снежинки подсакаивают сперва почти вертикально

вверх, а затем снижаются по отлогой кривой, *витанием*, или диффузией, когда снежинки, сорванные со снежного покрова, взвешиваются ветром и поднимаются высоко над поверхностью земли. В общей М. могут проявлять себя все три формы дефляции снега одновременно с падением атмосферных снежинок. М. формирует рельеф снежного покрова. При слабых М. создается снежная рябь, похожая на рябь песчаных барханов и на подводную рябь песчаных отмелей. При усилении ветра на поверхности снега появляются снежные барханы, валы, волны и гряды, медленно перемещающиеся по ветру. Эти и другие формы рельефа сами оказывают влияние на структуру метелевого потока. Сильные М. имеют много народных синонимов: снежная буря, выюга, пурга, буран и др. Иногда для обозначения интенсивной низовой М. при сильном морозе употребляется английское слово *близзард*.

Для возникновения низовой М. требуются отрицательная температура воздуха и снега, скорость ветра по флюгеру не менее 4—5 м/с, наличие снежных частиц, способных к смещению ветром. С течением времени снежный покров твердеет и сопротивляется дефляции, если происходящие в нем метаморфические процессы идут при отрицательном градиенте температур воздуха и снега. В этом случае М. насыщается сорванными со снежного покрова частицами постепенно до предельной стадии насыщения, приблизительно характеризуемой формулой *общего твердого расхода М.*:

$$Q = 0,077 (U_\phi - 5)^3.$$

При влечении и сальтации наиболее подвижны частицы размером 0,2—0,3 мм. Размеры диффундирующих или перемещающихся в виде взвеси снежных частиц значительно меньше, что обуславливает их быстрое испарение при наличии дефицита влажности воздуха. Поэтому общий слой низовой М. обычно не простирается вверх более чем на 1—3 м. При переувлажненном воздухе слой диффузии может быть много выше. Метелевым испарением снега лимитируется также предельная дальность его переноса вдоль земной поверх-

ности, варьирующая в зависимости от дефицита влажности воздуха от сотен метров до десятков км.

Верховая М. на равнине создает ровные снегоотложения, а в поселках образует весьма неравномерный снежный покров вследствие влияния препятствий на структуру ветра. Особенно сложен и имеет большое значение *метелевый перенос в горах*. Лит. [67, 68, 139, 267, 279, 297].

А. К. Дюнин.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ТАЯНИЯ. Характеристики воздушных масс, определяющие интенсивность таяния поверхности снега и льда. Таяние происходит за счет притока тепла солнечной радиации (прямой и рассеянной), длинноволнового излучения атмосферы, турбулентного теплообмена с воздухом и выделения удельной теплоты фазовых переходов (конденсации и сублимации). Первые измерения М. ф. т. выполнены Х. Свердрупом [307] и П. П. Кузьминым [119] в 30-х годах.

Среди М. ф. т. важную роль играет солнечная радиация, зависящая гл. обр. от облачности. Наибольшее значение она имеет при малой облачности, обеспечивающей вторичное отражение; сплошная облачность, особенно с мощными облаками, ее резко снижает. Вид облачности играет большую роль, чем количество облаков, затрудняя расчет радиационного баланса по баллам облачности. Излучение атмосферы определяется облачностью, а также влажностью и температурой воздуха. Турбулентный теплообмен при фиксированной температуре тающего льда (0°C) растет с повышением температуры воздуха и скорости ветра. Интенсивность и знак фазовых переходов определяются скоростью ветра и абс. влажностью выше $6,1$ гПа, характерной для приповерхностного слоя воздуха.

Радиационный баланс и абс. влажность воздуха положительно скоррелированы с температурой воздуха. Поэтому таяние успешно рассчитывается по температуре воздуха — пентадной, декадной, средней летней, менее надежно по средней суточной или мгновенной. Попытки расчета по комбинации температуры

воздуха с облачностью и влажностью воздуха менее удачны из-за их противоположного влияния на коротко- и длинноволновую радиацию и фазовые переходы. По той же причине не улучшаются результаты расчета при учете коротковолнового баланса.

А. Н. Кренке.

МЕТОД ВЕРШИН. Определение высоты границы оледенения (порога, или предела оледенения) путем отыскания самых высоких вершин, еще не покрытых льдом или многолетним снегом, и самых низких вершин, уже покрытых льдом, исходя из того, что первые лежат ниже этой границы, а вторые — выше. Для этого по топокартам горно-ледниковых районов для квадратов, соответствующих площадям $100\text{--}150$ км², рассчитывают средние арифметические из высот самых низких вершин, несущих оледенение, и самых высоких, лишенных ледников. Между полученными таким путем контрольными точками интерполируют *изогляциогиссы*.

В. М. Котляков.

МЕТОД ИОННОГО ПАВОДКА. Измерение расхода рек с сильной турбулентностью, в частности ледниковых, по разбавлению введенного в них индикатора, в качестве которого чаще всего используется поваренная соль. Индикатор вводится в поток мгновенно, т. е. выплескивается. В контрольном сечении, которое выбирается ниже ввода на расстоянии, достаточном для хорошего перемешивания индикатора с речной водой, измеряют электропроводность через малые интервалы времени от момента ввода индикатора до момента поступления первоначального значения электропроводности. Место контрольного сечения выбирают опытным путем в результате наблюдений за несколькими ионными паводками; оно считается удовлетворительным, если расходы воды Q по опытным определениям различаются не более чем на 5 %. Расход воды вычисляют по формуле

$$Q = V\sigma/s,$$

где V — объем раствора введенного индикатора; σ — его электропроводность; s — площадь поперечного сечения графика наблюдаемых значений элек-

тропроводности воды в контрольном створе (за нулевую принимают естественную электропроводность речной воды). Измерения естественной минерализации ледниковых вод требуют чувствительности, соответствующей сопротивлению около 1000 Ом·м. Считается, что для определения расхода воды, равного 1 м³/с, достаточно 2—3 кг поваренной соли.

В. М. Котляков.

МЕТОД ПСЕВДОПАРАЛЛАКСОВ. См. фототеодолитная съемка ледников.

МЕТОД РЕПЛИК. Метод измерения выпадающих снежных кристаллов. Падающие снежинки улавливаются поверхностью обеззоленной фильтровальной бумаги, покрытой тонким слоем радомина. После таяния снежинки образуются ярко-красный кружок, по диаметру которого можно судить о массе снежинки.

МЕТОД ТЕПЛОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ. Метод косвенного расчета снегозапасов на основе наблюдений за положением границы сезонного снега на склонах, основанный на равенстве на этом уровне аккумуляции и абляции снега от начала сезона аккумуляции до момента наблюдения. Название метода предложено В. Г. Ходаковым; известно два варианта метода: первый разработан Ю. М. Денисовым, второй — В. Г. Ходаковым.

В первом случае по материалам аэрофотосъемок при сходе снега через равные промежутки времени рисуются последовательные положения границы сезонного снега. Для этих уровней рассчитываются суммы положительной температуры воздуха, полученные на основе использования вертикального температурного градиента по данным ближайших метеостанций. Далее, по температурному коэф. снеготаяния (от 3 до 6 мм таящего снега на 1°C положительной температуры) рассчитывается абляция снега, равная максимальным снегозапасам в данной точке.

Во втором случае в ряде точек бассейна на разных высотах измеряется максимальное зимнее снегонакопление и последующее таяние. Затем через 5-суточные интервалы фиксируется положение границы сезонного снега. Площадям, освобожденным от снега до данного числа, приписывается таяние, равное изме-

ренному для того же числа в опорных шурфах на аналогичной высоте. Эти значения таяния принимаются равными максимальным снегозапасам в данных точках, где непосредственных наблюдений не было.

М. т. п. с. дает возможность построить детальные карты снежного покрова для гор, имеющих недоступные склоны. Он может быть применен для расчетов снегозапасов на базе аэрофотосъемки и космической съемки, как повторной, так и единичной.

В. М. Котляков.

МЕТОДЫ БОРЬБЫ С НАЛЕДЯМИ. Подразделяются на две группы: а) пассивные, направленные на ликвидацию вредного воздействия наледей и наледных процессов без устранения причин их развития, и б) активные, обеспечивающие предотвращение или направленное регулирование намораживания воды и разрушения наледного льда.

К пассивным методам борьбы относятся: а) устройство заграждений из земляных, ледяных и снежных валов и дамб, временных (сезонных) и постоянных заборов из досок, бетонных плит, металлических щитов, сеток и других материалов; б) устройство резервных бассейнов и выемок для заполнения их льдом или наледной водой; в) таяние наледного льда с использованием тепла солнечной радиации (зачернение поверхности наледей), газовых и нефтяных горелок, пара, горячего воздуха, подогретой воды речных потоков и водоемов, горячих и теплых сбросовых вод промышленных предприятий; г) разработка и уборка льда скалывающими орудиями, машинами и устройствами, гидромониторами, буровзрывным способом; д) внесение химических веществ (солей натрия, кальция и других реагентов), вызывающих таяние льда при отрицательных температурах; е) регулирование стока наледообразующих и талых наледных вод искусственными водопропускными и водоотводящими сооружениями; ж) усовершенствование конструкций инженерных сооружений с целью безвредного пропуска талых наледных вод и предотвращения отрицательного воздействия наледного льда (устройство свайных, эстакадных или ряжевых опор, фильтрующих оснований, увеличение отверстий мостовых переходов и труб,

подъем насыпей и пр.); э) перенос инженерных сооружений в безопасное место; объезд (обход) наледоопасных участков; и) внесение на поверхность льда абразивных материалов — песка, гравия, шлака и др.

Группу активных методов борьбы с наледями составляют: а) промораживание водоносных грунтов и водных потоков посредством устройства временных и постоянных мерзлотных поясов, навесов, опускающихся ледовых затворов, вентиляционно-морозильных установок и парожидкостных холодильных машин, введением металлических теплопроводящих стержней и льдообразующих поверхностно-активных веществ с целью полной консервации воды в зоне наледообразования или отвода наледи в безопасное для инженерных сооружений место; б) тепловая мелиорация наледоопасного участка теплоизоляционными материалами (торфом, опилками, пенопластом, естественным снегом, гранулированным и аэрированным льдом и др.), снятием почвенно-растительного покрова, орошением подогретой (теплой) водой, обогревом горных пород и проточных вод электрическими кабелями, паровыми иглами, термическими веществами, подтоплением и затоплением наледоопасных зон, аэрированием водных потоков и источников с целью исключения выхода наледообразующих вод на дневную поверхность; в) дренаж — каптаж, обеспечивающий безналедный пропуск (отвод) наледообразующих подземных и поверхностных вод в безопасное место посредством строительства каналов, колодцев, проходкой водопоглощающих буровых скважин, укладкой перфорированных труб и других водозаборных устройств, заменой глинистых грунтов хорошо фильтрующими породами и пр.; г) перегораживание или стеснение водных потоков путем устройства водонепроницаемых экранов (укладка глинистых грунтов, пленок, металлических щитов и пр.) или механического воздействия на их гидравлические характеристики (введение сеток, подвижных щитов и пр.) с целью отвода наледи в безопасное место; д) внесение химических веществ, по-

нижающих температуру замерзания воды на участках возможного ледообразования с целью предотвращения процессов формирования льда при температурах, близких к 0 °С.

В. Р. Алексеев.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ. Включают три группы, различающиеся по целям и составу работ: 1) рекогносцировочные обследования — проводятся с целью оценки селеопасности территории, составления или уточнения мелкомасштабных обзорных селевых карт, выбора репрезентативных селевых бассейнов для организации детальных исследований; в состав работ входят аэровизуальные наблюдения и маршрутные обследования на ключевых участках; 2) картирование селевых явлений — выполняется с целью выявления границ и районов распространения селей разных типов; составление крупномасштабных карт селевых бассейнов — необходимый этап при организации детальных исследований; 3) детальное изучение селей — проводится с помощью полустационарных и стационарных работ. При полустационарных исследованиях выполняются повторные наблюдения в селевых очагах и в пределах всего бассейна, позволяющие получить количественные характеристики селевого потока после схода селя; такие работы проводятся также на приледниковых озерах, угрожающих прорывом. Стационарные исследования предусматривают комплекс работ в репрезентативном селевом бассейне, позволяющих раскрыть механизм формирования и динамику селевого потока, оценить баланс твердого и жидкого вещества с целью разработки методов прогноза селей и системы оптимальных противоселевых мероприятий. В состав работ входят наблюдения за осадками и температурой воздуха, таянием снега и льда, твердым и жидким стоком, влажностью грунтов, экзогенными процессами на склонах, а также наблюдения в очагах зарождения селей за колебаниями уровня приледниковых озер, состоянием морен и др., а во время прохождения селя — измерения скорости, расхода, плотности потока. С помощью повторной фото-

теодолитной съемки получают количественные характеристики изменений рельефа и объемов перемещенных грунтовых масс в пределах бассейна, геофизическими методами выявляют положение, размеры, динамику внутриледниковых емкостей, а методами фитоиндикации определяют возраст прошедших селей за последние десятилетия (дендрохронология) и сотни (лихенометрия) лет, т.е. получают сведения об их повторяемости.

В. Ф. Перов.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛАВИН. Система снеголавинных работ, состоящая из наблюдений на снеголавинных станциях, предназначенных для оперативного предупреждения о лавинной опасности, экспедиционных изысканий для определения степени лавинной опасности, выполняемых снеголавинными партиями и отрядами, и разнообразных научных исследований. Основные М. и л. изложены в „Руководстве по снеголавинным работам” [174]. На снеголавинных станциях и в экспедициях выполняются стандартные метеорологические наблюдения, а также определения элементов солнечной радиации, метеомерные наблюдения и наблюдения за интенсивностью осадконакопления, температурой снежной толщи на разных уровнях и пр. Проводится регистрация, картирование и описание сошедших лавин с помощью регистраторов времени схода и во время маршрутов снеголавинного дозора, определяются скорости движения лавин с помощью дистанционных снегомерных реек или визуально, выполняются наблюдения за снегонакоплением в лавинных очагах, на специально выбранных площадках проводятся стратиграфические наблюдения в снежных шурфах. В экспедиционных условиях определяются границы распространения лавин и их воздушных волн, повторяемость схода лавин, дается оценка их размеров в экстремальных условиях и пр. Зимой экспедиционные наблюдения, как правило, выполняются по изложенной выше полной или сокращенной программе стационарных снеголавинных наблюдений. Научные исследования лавин проводятся с целью разработки математических и физических моделей лавинообразования, прогноза лавин, снеголавинных расчетов для

определения лавинных нагрузок. Динамические характеристики лавин могут изучаться в натуральных условиях и на искусственных лавинных лотках.

Л. А. Канаев.

МЕТОДЫ НАМОРАЖИВАНИЯ. Система приемов получения льда и возведения искусственных ледяных конструкций. Известны две группы методов намораживания воды: 1) в водоемах и льдоформах и 2) на твердом основании, граничащим с воздушной средой. Используется в основном вторая группа методов. Ее составляют: 1) послойное намораживание воды, 2) брызговое (капельное) намораживание воды, 3) намораживание льда, 4) смешанное (комбинированное) намораживание воды и льда.

Послойное намораживание воды предусматривает периодический налив (изливание) относительно тонких слоев воды на поверхность льда или другого твердого тела с последующим ее промерзанием в условиях отрицательных температур воздуха. При создании искусственных ледяных массивов в естественных условиях используются поливы, промораживание водных потоков и тампирование русел рек. Брызговое намораживание воды заключается в том, что капли диспергированной воды диаметром порядка 1 мм полностью или частично замерзают в процессе движения от источника до поверхности аккумуляции. Формирующийся при этом лед, осаждаясь, образует белую зернистую массу, напоминающую фирн. При аккреационном способе намораживания достигается последовательное присоединение переохлажденных или частично замороженных капель диспергированной воды к охлажденному наклонному основанию. Процесс льдоаккумуляции происходит за счет мгновенной кристаллизации переохлажденных сфер и их слипания (смерзания) с осевшими ледяными гранулами.

Намораживание льда проводится в тех случаях, когда имеются достаточные запасы естественного или искусственного льда в виде ледяных блоков или ледяной щебенки. Ледяные блоки (кабаны) выпиливаются из водоемного и речного льда или заготавливаются в льдоформах и на дополнительных площадках намора-

живания. При возведении ледяных конструкций куски льда смачиваются водой и укладываются в соответствии с рабочими чертежами. Промежутки между блоками льда заполняются мокрым снегом, ледяной щебенкой, гранулированным льдом и промораживаются. Иногда в пространство между льдом заливается вода. Этот метод намораживания почти на порядок дороже метода послойного намораживания воды, поэтому он используется лишь при возведении балок или опор, которые не могут быть построены другим способом намораживания.

Смешанное намораживание воды и льда может быть трех видов: 1) послойное или брызговое намораживание чередуется с укладкой ледяных блоков или щебенки, 2) уложенные слои кускового льда заливаются водой и промораживаются и 3) в промерзающие слои воды на льду насыпаются гранулированный лед или измельченные кристаллы снега. Добавки в замерзающую воду называются ледяными активизаторами. Они существенно увеличивают скорость кристаллизации воды, особенно в тех случаях, когда их температура значительно ниже 0 °С. Комбинированное намораживание воды и льда примерно в 2—3 раза дороже метода тонкослойного намораживания воды в чистом виде.

В. Р. Алексеев.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦЫ ПИТАНИЯ. Группа прямых и косвенных способов определения высотного положения *фирновой линии* или *границы питания ледников*. Фирновую линию как границу между льдом и фирном можно определить по перспективным фотографиям (см. фото ХХХ.56), аэрофото- и космическим снимкам, сделанным в конце периода абляции. Границу питания можно найти на леднике во вторую половину лета структурным методом, предложенным М. Г. Гросвальдом, — по смене выклинивающихся слоев льда, характерных для области абляции, и горизонтальных слоев льда в зоне ледяного питания. Высоту границы питания легко определить по балансовым кривым — пересечению высотных кривых аккумуляции

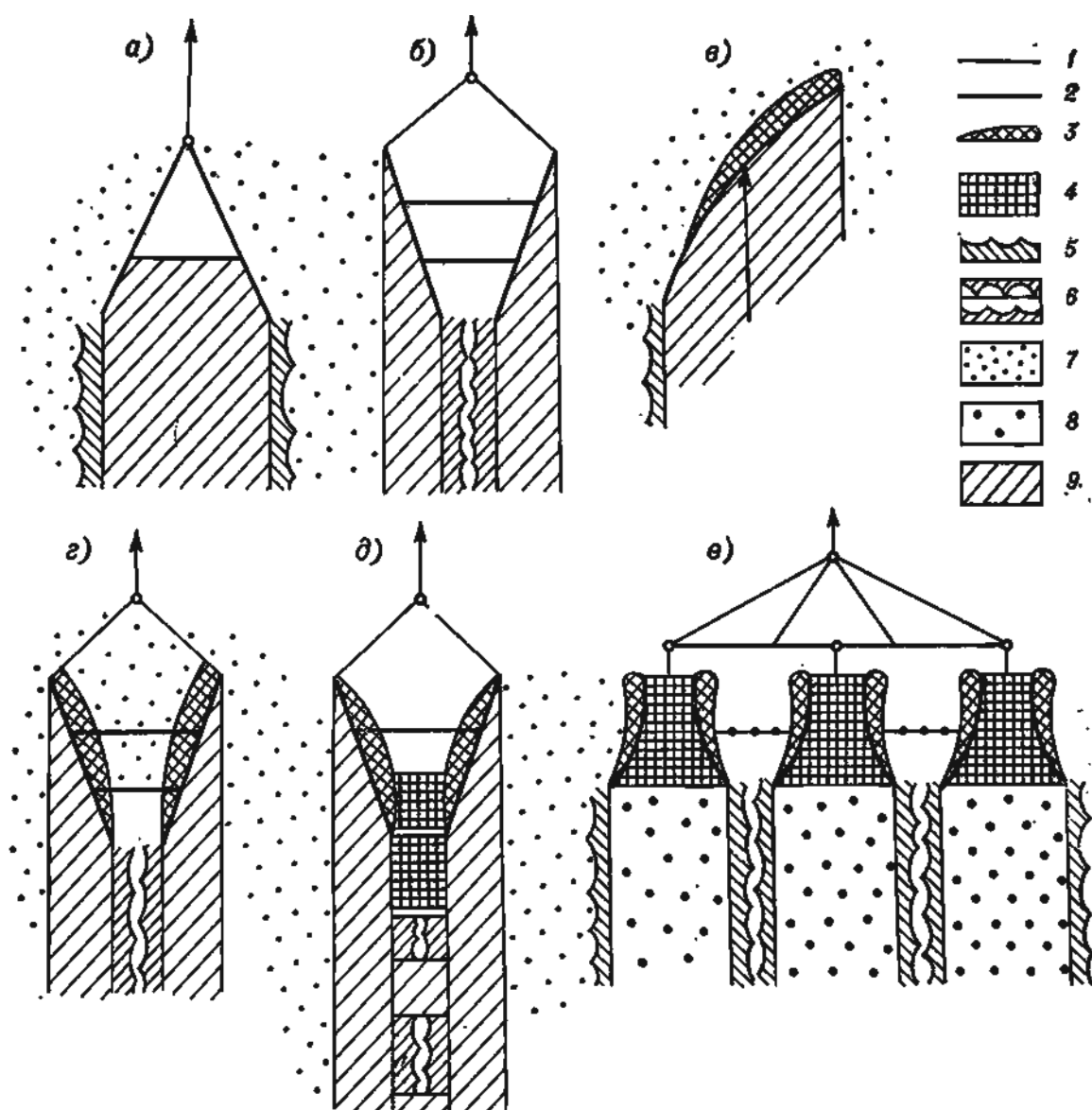
и абляции, построенных для данного балансового года.

К косвенным М. о. г. п. относятся методы Куровского, Гефера, Гесса, Рейда и Щегловой. По методу Куровского высота границы питания находится как уровень на леднике, выше и ниже которого площади ледника равновелики; по методу Гефера — как среднее арифметическое из высоты обрамления фирнового бассейна и высоты конца ледника; по методу Гесса — как полоса ледника на топографической карте, где вогнутые в поперечном профиле горизонтальности области питания сменяются выпуклыми горизонтальностями языка ледника; по методу Рейда — как среднее из наименьшей высоты бергшрунда и наибольшей высоты поверхностных морен на леднике; по методу Щегловой — как уровень максимального приращения площади ледника в данном высотном интервале (см. *кривые распределения ледников*).

Недавно выполненный анализ показал [72], что результаты определений методами Гесса и Рейда дают положение средней многолетней кинематической границы питания ледника, а применяя методы Куровского и Гефера, мы получаем среднюю многолетнюю границу питания ледника для периода его сокращения. При определении высоты границы питания на ледниках площадью менее 15 км² предпочтительнее один из высотных, балансовых методов — Куровского или Гефера, а на более крупных ледниках лучше использовать плановые, кинематические методы — Гесса или Рейда.

В. М. Котляков.

МЕХАНИЗАЦИЯ СНЕГОЗАДЕРЖАНИЯ. Применяемое в СССР маневренное снегозадержание выполняется с помощью дорожно-строительных, сельскохозяйственных машин и специальных *снегопахов*. За рубежом для снегозадержания, как правило, предпочитают легкие средства: щиты, сетчатые рулоны и т. п. Разработано несколько принципиальных схем снегопахов как прицепных орудий к трактору (см. рис.): а) клин-угольник, б) простой риджер, в) американский снеговой плуг,



Схемы прицепных снегопахов: 1 — направление движения, 2 — рама и жесткие связи, 3 — отвальные поверхности, 4 — уплотняющие поверхности, 5 — один отвал, 6 — два отвала, 7 — нетронутый снежный покров, 8 — уплотнение снега, 9 — удаление снега.

г) отвальный риджер, д) риджер с откидной ограничительной плитой, е) уплотнитель-валкователь. Клинугольник применялся на конной тяге еще в конце прошлого столетия. Более совершенны снеговые плуги и простые риджеры, но при плотном снеге их рамы и отвальные поверхности нередко „всплывают“ на поверхность снежного покрова. В 50-х годах в Казахстане стали успешно применяться отвальные риджеры, хорошо зарекомендовавшие себя при плотном снеге. Одна из конструкций снабжена внутренними лемехами, подрезающими снег, другая имеет откидную плиту. Снежный валик, вы-

ходящий из горловины риджера, получается высоким, устойчивым и прерывистым, представляя собой проникаемую стенку. Для предотвращения дефляции снега используются катки с последующим прикатыванием снежного покрова металлическими листами. Уплотненные полосы создают барьеры для потоков талой подснежной воды, т.к. плотный снег тает медленнее рыхлого. Внедряются комбинированные снегопахи, предназначенные для валкования и полосного уплотнения снега. В Омской области применяется уплотнитель-валкователь, состоящий из трех полых широких лыж с боковыми отвалами, соеди-

ненных между собой гибкими и жесткими связями, которые тянет по снегу один трактор ДТ-75. Из-под лыж выходит слой уплотненного снега, а межлыжные промежутки работают как два риджера.

А. К. Дюнин.

МЕХАНИЗАЦИЯ СНЕГОУБОРКИ. Система машин и механизмов, предназначенная для удаления снега с дорог, улиц, площадей и территорий предприятий. Необходимость М.с. возникла в конце XIX в. Первый в мире роторный снегоочиститель на паровой тяге, изобретенный Г. И. Лобачевским, был применен в 1878 г. На железных дорогах СССР наибольшее распространение получил двухпутный снегоочиститель с укрепленными на обоих концах вагона косыми металлическими щитами, подрезающими снег ниже головок рельсов, и направляющими крыльями, отбрасывающими снег в сторону обочины на 5—10 м при скорости движения 30—70 км/ч.

Роторные и шнекороторные снегоочистители на железных и автомобильных дорогах предназначены для уборки больших снежных завалов, в т.ч. лавинных. Они способны отбрасывать снег на 30—50 м от места очистки. Дальний отброс снега необходим, иначе снежные отвалы вблизи дорожного полотна могут стать причиной заносов. Производительность современных самоходных автодорожных роторных снегоочистителей достигает 1000—2000 м³/ч, железнодорожного шнекороторного — 13 000 м³/ч.

Средства М.с. обеспечивают снегоочистку, транспортировку и выгрузку снега. Для выполнения этих работ используются снегоуборочные машины: плужные автомобильные и роторные снегоочистители, грейдеры, бульдозеры, простейшие прицепные снаряды. На автомобильных дорогах практикуется профилактическая снегоуборка в виде регулярной патрульной снегоочистки проезжей части дорог, когда слой снега на ней превосходит 5—6 см. Патрульная снегоочистка выполняется обычно одноотвальными автомобильными снегоочистителями при рабочей скорости до 30 км/ч. При этом снег отбрасывает-

ся в сторону полосой шириной до 4 м.

Наиболее сложны условия снегоочистки желобов стрелочных переводов на железнодорожных станциях. В этом случае М.с. осуществляется: 1) щеточными снегоборщиками (профилактическая снегоуборка), 2) реактивными снегоочистителями с помощью нагретых струй турбореактивных двигателей, установленных на платформах, 3) устройствами для пневматической снегоочистки, подключенными к стационарным компрессорным установкам, 4) электрообогревом с трубчатыми электрообогревательными элементами, 5) газообогревом с применением факельно-камерных установок, располагаемых под подошвой рельса, и горелок инфракрасного излучения, которые могут размещаться вдали от обогреваемых объектов. В США и Канаде они устанавливаются над стрелками на высоте 7 м и не мешают работе снегоочистителей механического действия.

Снегоочистка электрообогревом широко используется на взлетно-посадочных площадках аэропортов, начинает применяться на открытых площадках электрических подстанций. Электро- и газообогрев при низких температурах воздуха сопровождается, как правило, значительным испарением снега, поэтому специальный отвод талой воды не требуется. Для очистки от снега и льда проезжей части дорог используются снеготаялки. В недавнем прошлом с этой целью активно применяли химические вещества, ускоряющие снеготаяние (поваренную соль, хлористый кальций, хлористый магний и т.д.), но этот способ вреден и не может быть рекомендован с экологической точки зрения. А. К. Дюнин.

МЕХАНИЗМЫ ЗАРОЖДЕНИЯ И РОСТА ОЛЕДЕНЕНИЙ. Процессы образования ледниковых покровов разных типов. Предполагается, что в зависимости от типа области (суша, море), рельефа суши и морского дна, а также положения границы питания в периоды зарождения и роста оледенения ведущая роль принадлежала одному из трех механизмов (или их разным сочетаниям). Первый меха-

низм — горный, действовавший в областях возвышенной суши при умеренной высоте границы питания, которая обеспечивала положительный баланс снега только в горах. В этом случае в горах развивались сначала каровые ледники, затем долинные, далее — сетчатые ледниковые системы и горно-покровные комплексы, рост которых шел преимущественно навстречу влагонесущим ветрам. Второй механизм, действовавший в областях плато и равнин при снижении границы питания до их уровня, состоял в одновременном появлении снежно-фирновых полей на всей площади этих областей, их утолщении вследствие снегопадов и перерастания в наземные ледниковые покровы. Третий механизм — ледниково-шельфовый, характерный для холодных морей, геоморфологически изолированных от основной площади Мирового океана. В случае отрицательного теплового баланса этих морей и снижения границы питания до их поверхности на них возникал покров паковых льдов, который утолщался в результате снегопадов и донного намерзания и сначала перерастал в плавучий шельфовый ледник, а затем садился на дно и превращался в „морской” ледниковый покров.

По-видимому, горный механизм играл главную роль в зарождении и росте оледенений Альп, Кавказа, Кордильер и других областей альпийского рельефа; механизм одновременного оледенения (второй) преобладал на плоскогорьях и плато Киватина, Баффиновой Земли, Вост. Памира; ледниково-шельфовый механизм — в Баренцевом, Карском, Беринговом морях, а также в Зап. Антарктиде. Лит. [53, 254, 309].

М. Г. Гросвальд.

МЕХАНИКА ЛЬДА. Направление науки на контакте гляциологии и механики. Изучает движение ледяных тел или их частей и происходящее при этом взаимодействие между ними. Зависимость механических свойств льда от температуры и тепловые эффекты механических взаимодействий вызывают необходимость рассматривать чисто механические проблемы совместно с тепловыми. Применение разработанных в классической механике математических моделей ограничивается сложными и

переменными механическими свойствами льда как материала. Эти свойства также служат предметом механики льда. Часть из них, гл. обр. термодинамические параметры, хорошо известны, тогда как реологические и прочностные свойства поликристаллического, как правило, анизотропного льда все еще недостаточно изучены. При применении к реальным ледяным телам проблема осложняется примесями воздуха, морены, растворимых солей, а при температуре таяния — и воды. В результате разрывов и особенно срезов большую роль может играть вторичное смерзание — *адгезия льда*.

Проблемы М. л. относятся одновременно к различным разделам механики сплошных сред. Используются уравнения движения, неразрывности и энергии. Выделяются задачи по статике (равновесие снега на склоне, отрыв лавин), кинематике (линии тока льда, изохронные поверхности в ледниках, нахождение которых необходимо при палеоклиматической интерпретации керна), динамике (расчет движения ледников, лавин и т. д. или реконструкция поля сил, напр. климатических факторов по движению). Ледовые системы представляют удобный объект для изучения актуальных проблем механики — течения „неклассических” сплошных сред, линейной и нелинейной теорий колебаний и устойчивости движения.

А. Н. Кренке.
МЕХАНИКА МЕТЕЛЕЙ. Частный случай механики сплошной многокомпонентной среды. В случае М. м. изучается трехкомпонентная среда: воздух + пар + снежинки. Следуя Ф. И. Франкля, выполняется пространственно-временное осреднение основных балансовых уравнений метелевого потока (баланса массы, потоков импульса, энергии) с получением дифференцируемых уравнений, общих для областей метели и снежного покрова. Для замыкания уравнений используются правдоподобные предположения.

Разрабатываются также разнообразные варианты феноменологической теории метелей, отличающиеся гипотезами по поводу предельной транспортирующей способности снеговетрового потока. Согласно лимитной теории дефляционной метели, существует предел насыщения снегом ме-

телевого потока, не зависящий от дальнейшего роста его скорости [30]. Диффузионная теория дефляционных метелей, наоборот, исходит из предположения, что способность ветра транспортировать снег не имеет границ в связи с гипотетическим преобладанием во всех случаях фактора диффузии снега [297]. При наличии дефицита влажности воздуха эти гипотезы не нашли убедительного подтверждения экспериментальными и полевыми наблюдениями.

А. К. Дюнин.

МЕХАНИЧЕСКАЯ АБЛЯЦИЯ. См. абляция.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА. Реакция льда на приложенные к нему нагрузки. Под действием давления лед может упруго деформироваться с исчезновением деформации при снятии нагрузки. Время восстановления формы представляет собой время релаксации. Однако лед может и разрушаться при нагрузке, меньшей предела упругости, — в этом проявляется хрупкость льда. Наконец, при нагрузке, большей предела упругости, лед может пластично деформироваться и необратимо растекаться. Скорость течения определяется реологическими свойствами льда. Проявление упругих и хрупких свойств или, наоборот, пластичных зависит от продолжительности и величины напряжений, скорости их нарастания и температуры льда. С понижением температуры нарастает упругость и хрупкость льда, с повышением — пластичность льда. М.с.л. в массиве определяются особенностями его строения, структурой, текстурой и наличием разнообразных включений. М.с.л. характеризуются рядом инженерных параметров [125], в частности пределами прочности льда на сжатие, изгиб, сдвиг, срез, разрыв и пр. См. также *прочность льда, реологические свойства льда, упругие свойства льда*. А. Н. Кренке.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Способность снега сопротивляться приложенным нагрузкам, включая возможность упругого и пластического деформирования под действием напряжений. М.с.с. имеют практическое значение при использовании снега как строительного материала, при

расчете устойчивости снежного покрова на склоне, анализе условий возникновения и движения снежных лавин, при выявлении условий передвижения по снегу, конструировании снегоуборочных машин и пр. М.с.с. связаны с физическим состоянием снега и окружающей среды; они неодинаковы для отдельных кристаллов и зерен и снежного покрова в целом, где проявляются особенности поликристаллической структуры и слоистости. Так же как и кристаллы снега, снежный покров характеризуется анизотропией механических свойств.

Первые попытки изучения М.с.с. основывались на несостоятельной аналогии с механикой грунтов. Для снега невозможно равновесное состояние, т.к. между его жестким скелетом и поровым заполнением происходят непрерывные фазовые переходы. Кроме того, в естественных условиях при температуре, близкой к точке плавления, в случае приложения к снегу даже небольших нагрузок в точках соприкосновения кристаллов возникает явление режеляции, что быстро меняет М.с.с. Широкие исследования М.с.с. начались в 40-х годах XX в.; значительный вклад в механику снега в 60-х и 70-х годах внесли К. Ф. Войтковский, Ц. Иосида, Б. Залм и М. Меллор.

К М.с.с. относят упругие свойства снега (константы упругости) и прочность снега, т.е. его способность сопротивляться разрушению и образованию остаточных деформаций при воздействии разного рода напряжений. Механические свойства зависят от внутреннего сцепления и трения в снегу, его жесткости, пластичности, ползучести; важную роль играет *вязкость снега*.

Деформация снега под нагрузками складывается из нескольких механизмов: а) упругих деформаций снежинок и связей между ними, б) деформаций ледяных частиц, в) изменения связей между ними с их частичным или полным разрушением, г) относительных перемещений между зернами. Начальные деформации включают компоненты „а“, „б“, „в“, затем за счет компонент „в“ и „г“ происходит медленный процесс

ползучести снега, когда снег подвергается непрерывным пластическим деформациям при воздействии постоянной нагрузки или механического напряжения. Для количественной оценки перечисленных механизмов деформации применяют различные подходящие реологические модели: Максвелла, Кельвина — Фойгта.

Упругие свойства снега характеризуются модулем упругости (модуль Юнга), модулем сдвига и коэф. поперечной деформации (коэф. Пуассона). Упругие свойства проявляются при распространении в снегу упругих продольных и поперечных волн. Скорость их распространения существенно зависит от анизотропии зерен снега и связей между ними. В свежем снегу она меньше в вертикальном направлении, чем в горизонтальном, т.к. снежинки укладываются длинной стороной вдоль горизонтальных слоев. В слоях глубинной изморози, для которых характерна вертикальная столбчатость, наблюдается обратная картина. Если к снегу приложена нагрузка и напряжения не превышают предела прочности льда и связей между частицами, то начальная деформация снега может быть упругой. Вслед за начальной деформацией начинают развиваться и преобладать пластические деформации. Модуль упругости снега E_s резко увеличивается по мере его уплотнения и зависит также от температуры и структуры снега. По данным М. Меллора, E_s растет от

для определения сопротивления снега сдвигу. Наибольшее сопротивление снега сжатию (раздавливанию) является пределом его прочности. Разрушение снега обычно имеет стадийный характер: при разрушении начальной структуры снега образуется новая структура, которая в свою очередь может быть разрушена и заменена другой без нарушения сплошности. Сопротивление снега сдвигу τ_c определяется силами сцепления между зернами снега и силами внутреннего трения в снегу, которые зависят от строения, плотности и температуры снежного покрова, а также от условий нагружения и деформирования:

$$\tau_c = \tau' + s\varphi.$$

Здесь τ' — сопротивление снега сдвигу при отсутствии нормального давления на поверхность среза s ; φ — коэф. внутреннего трения. Однако сейчас допускается, что эта зависимость, широко используемая в механике грунтов, не подходит для снега [24]. Предельное сопротивление снега растяжению σ_p значительно меньше, чем сжатию σ_c , и зависит от времени действия нагрузки и плотности образца. При длительном растяжении определенное значение σ_p установить нельзя, т.к. образец будет в конце концов разорван даже при малых растягивающих усилиях.

Для характеристики прочностных свойств снега (см. табл.) обычно используют результаты испытаний,

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕГА

Тип снега	Плотность, кг/м ³	Коэффициент трения	Сопротивление сдвигу, кг/м ²	Сопротивление растяжению, кг/м ²
Свежевыпавший	70—180	0,30—0,53	0—500	0—114
Уплотнившийся	150—350	0,30—0,79	69—1954	0—1096
Мелкозернистый	300—480	0,35—0,64	263—4700	108—1683
Крупнозернистый	300—430	0,36—0,59	81—2100	196—2218

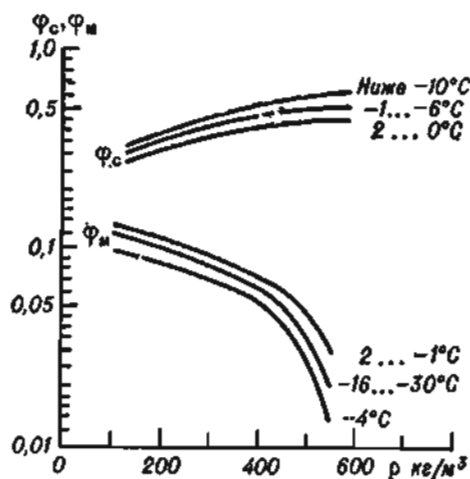
10^2 до 10^7 кПа при изменении плотности снега от 100 до 800 кг/м³.

Прочность снега характеризуется его сопротивлением прикладываемым нагрузкам. С этой целью производят испытания образцов снега: на одноосное сжатие для определения сопротивления снега сжатию (раздавливанию), на растяжение для определения сопротивления снега растяжению (разрыву), на срез или сдвиг

проводимых при быстром приложении нагрузки на образец. М.с.с. зависят от многих факторов — плотности снега, его структуры и температуры, предыстории развития и предшествующих деформаций, вида напряжения, наличия в снеге свободной воды, скорости приложения нагрузок. В целом для прочностных характеристик снежного покрова установлено, что сопротивление снега

растяжению, сдвигу и сжатию растет с увеличением плотности и понижением температуры. Сопротивление сжатию для одних и тех же образцов снега примерно вдвое больше сопротивлению на растяжение и сдвиг, которые приблизительно равны по величине. Максимальные прочностные характеристики получаются при быстром приложении нагрузки. При медленном нагружении прочностные характеристики значительно меньше.

При обработке и уборке снега машинами используется предельное сопротивление снега резанию $\sigma_{рез}$, т.е. усилие, необходимое для вырезания снежного покрова с поперечным сечением 1 м². Это интегральный показатель, т.к. при резании снега машинами преодолеваются сопротивления сжатию, разрыву и сдвигу. При механизированной обработке снега происходит, кроме его резания, перемещение снега по отвалам плугов и снега по снегу. На



Коэффициенты трения снега по снегу Φ_c и снега по металлу Φ_m в зависимости от плотности снега ρ и температуры воздуха.

рисунке приведены значения коэф. трения снега по снегу и снега по металлу в зависимости от плотности снега и температуры воздуха. При росте скорости резания от 1,5 до 11,2 м/с значение $\sigma_{рез}$ может возрасти втрое. Трение скольжения твердого тела по снегу (полозья саней, лыжи и пр.) происходит с выделением тепла и образованием жид-

кой водяной пленки, поэтому оно невелико. Минимальных значений 0,04—0,06 коэф. трения достигает при температурах, близких к 0°C.

Хорошо известна пластичность снежного покрова, т.е. его способность необратимо изменять, не разрушаясь, свою форму и размеры под действием внешних сил. В естественных условиях пласты снега нередко изгибаются при сползании со склона, образуют складки и скручиваются в улитки, а свежесыпавший снег с небольшой плотностью при приложении нагрузки меняет не только форму, но и объем, т.е. ведет себя как вязкая сжимаемая жидкость.

Методы и приборы для определения М.с.с. недостаточно разработаны; для снежного покрова большое значение имеет масштабный эффект из-за наличия в снегу большого числа микро- и макронеоднородностей, поэтому экспериментальные данные о М.с.с. в большинстве случаев носят иллюстративный характер. Лит. [38, 120, 280, 302, 316].

А. К. Дюнин, К. С. Лосев.
МЕЧЕНЫЙ СНЕГ. См. люминесцентный анализ снега.

МИГРАЦИЯ ИОНОВ В ЛЕДНИКАХ. Перемещение в ледниках ионов химических элементов, выпавших на них вместе с осадками или поступивших с мореной. Существует три вида М.и.в.л.: 1) перемещение ионов вследствие движения льда, приводящее к их накоплению вместе с мореной в концевой части ледника и к стоку в реки в результате таяния льда; 2) вымывание солей из льда талой водой путем выноса аэрозолей и разрушения солесодержащего слоя вокруг ледяных зерен с последующим стоком растворов солей по порам в фирне и каналам в талом льду; 3) обмен ионами между водными растворами и включенной в ледник мореной. Миграция различных элементов в леднике не одинакова: мало растворимые и связанные с аэрозолями, такие, напр., как ртуть, надолго консервируются, а легко растворимые, напр. хлор или сурьма, быстрее переходят из морены в раствор.

А. Н. Кренке.
МИГРАЦИЯ НАЛЕДЕЙ. Смещение участков наледеобразования в связи

с изменением климатических, гидрологических или мерзлотно-гидрогеологических условий. Различают М. н. ежегодную и многолетнюю. Ежегодная миграция характерна для наледей поверхностных вод во всех природных зонах и для наледей подземных вод с мягкими мерзлотно-гидрогеологическими условиями и резко континентальным климатом. Она определяется ежегодными колебаниями температуры воздуха, количества выпадающих атмосферных осадков, толщины снежного покрова, глубины сезонного промерзания и протаивания и ряда других характеристик среды, от которых зависят запасы наледеобразующих вод, их перераспределение и процессы кристаллизации. Многолетняя М. н. связана с изменением гидрологической и мерзлотно-гидрогеологической обстановки под влиянием длиннопериодных колебаний климата. Она проявляется в смещении границ наледных зон и областей, в изменении расходов постоянно действующих наледеобразующих источников и их местоположения. Смещение или исчезновение крупных ледяных массивов обычно фиксируется в облике *наледных полей* рядом характерных признаков — особым типом растительности, формами рельефа, строением подстилающих грунтов и пр. Наиболее ярко многолетняя М. н. выражена в районах с суровыми мерзлотными условиями, где изменение климатических факторов быстро сказывается на положении, форме, размерах и водопропускной способности таликов.

В. Р. Алексеев.

МИКРОСКОПИЯ ЛЬДА. Измерение микроструктуры снега и льда в тонких шлифах под поляризационным микроскопом. Состоит из определения формы и размеров ледяных кристаллов, воздушных пор и внутрикристаллических включений воздуха, а также измерения ориентировки оптических осей кристаллов с помощью универсального столика Федорова. М. л. сопровождается микрофотографированием шлифов и позволяет исследовать тип льдообразования, результаты термодинамометаморфизма льда и включения минеральных частиц.

В. М. Котляков.

МИКРОЧАСТИЦЫ В ЛЕДНИКАХ. Аэрозольные частицы диаметром от 0,1 до 20 мкм, осаждающиеся на ледниках из атмосферы. Имеют конти-

нентальное, вулканическое, морское, космическое и антропогенное происхождение. Континентальные микрочастицы попадают в тропосферу благодаря выносу пыли, поднимаемой с обширных пустынь, продуктов выветривания горных пород, сульфата аммония, образующегося из SO_2 и NH_3 над континентами. Вулканические микрочастицы попадают в тропосферу при сильных извержениях вулканов. Аэрозоли морского происхождения возникают при разрыве пузырьков в „белых барашках“, создаваемых сильными ветрами на поверхности океана. Космогенные частицы, имеющие сферическую форму, происходят из облаков космической пыли и в меньшей степени от метеоритов. Частицы промышленного происхождения образуются в результате сгорания топлива и выбросов производственных предприятий. Выпадающие на леднике атмосферные осадки накапливают примеси благодаря процессам, происходящим внутри облаков, — т. н. „вымыванию в облаке“, и ниже облаков, — „вымыванию осадками“.

Выпадение микрочастиц на ледники обычно носит сезонный характер, что объясняется режимом атмосферной циркуляции и приводит к возникновению сезонных и годовых циклов микрочастиц в ледниковой толще. Годовой пик в концентрации микрочастиц размером от 0,3 до 1 мкм приходится на конец зимы или раннюю весну; летние твердые осадки в полярных районах содержат более крупные частицы пыли по сравнению с зимними. Концентрация пыли в Гренландском ледниковом покрове в 15—20 раз больше, чем в Антарктическом, что объясняется более интенсивным переносом пыли в сев. полушарии по сравнению с южным. Обнаружено повышенное содержание нерастворимых микрочастиц в позднеплейстоценовом льду обоих полушарий, что связано с уменьшением в это время скорости аккумуляции, сокращением размеров кристаллов льда, повышением концентрации пыли в атмосфере, усилением атмосферной циркуляции. Лит. [108]. В. М. Котляков.

МИЛОНИТИЗАЦИЯ ЛЬДА. Один из основных видов дислокационного метаморфизма льда в зонах разнонаправленного движения по внутренним плоскостям разрывов в ледниках. Процесс М. л. связан с особенно силь-

ными ориентированными напряжениями. Он состоит в хрупких дислокациях (разрывах) перенапряженных кристаллов и движений их обломков по поверхностям разрывов, которые не связаны ни с границами кристаллов, ни с внутрикристаллическими плоскостями скольжения. В итоге образуется ледяной милонит — компактный лед, состоящий из тонкоперетертого материала, обычно имеющий четкую динамофлюидальную текстуру. Лед этого типа — одна из разновидностей фрикционно-катакластического льда (см. также *ледяные брекчи трения*). В процессе М. л. размеры кристаллов сильно уменьшаются, их предпочтительная ориентировка исчезает, однако частично восстанавливается при рекристаллизации после снижения напряжений.

М. Г. Гросвальд.

МИНДЕЛЬСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ РЕК. Количество и состав минеральных примесей, растворенных в воде ледниковых рек, питаемых талой водой с ледников. Несмотря на повышенную мутность (*ледниковое молоко*), М. л. р. мала; на Кавказе и в Средней Азии она колеблется от 5 до 100 мг/л; она меняется в течение суток и года, уменьшаясь с ростом расходов воды, вызываемых таянием льда. С увеличением расхода, а значит, и доли ледниковой воды, возрастает содержание хлора и уменьшается содержание магния; последнее отражает связь магния с грунтовыми (моренными) питанием. Содержание кальция и других ионов по-разному зависит от расхода воды в разных ледниковых реках. Различия обуславливаются неодинаковым химическим составом льда ледников, разной степенью их загрязненности моренным материалом, различной интенсивностью таяния и разнообразием состава взаимодействующих со льдом пород.

А. Н. Кренке.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. Привнос в лед растворимых продуктов выветривания горных пород, гл. обр. щелочных (Na, K) и щелочно-земельных (Ca, Mg) солей соляной, серной и угольной кислот. Эти продукты обыч-

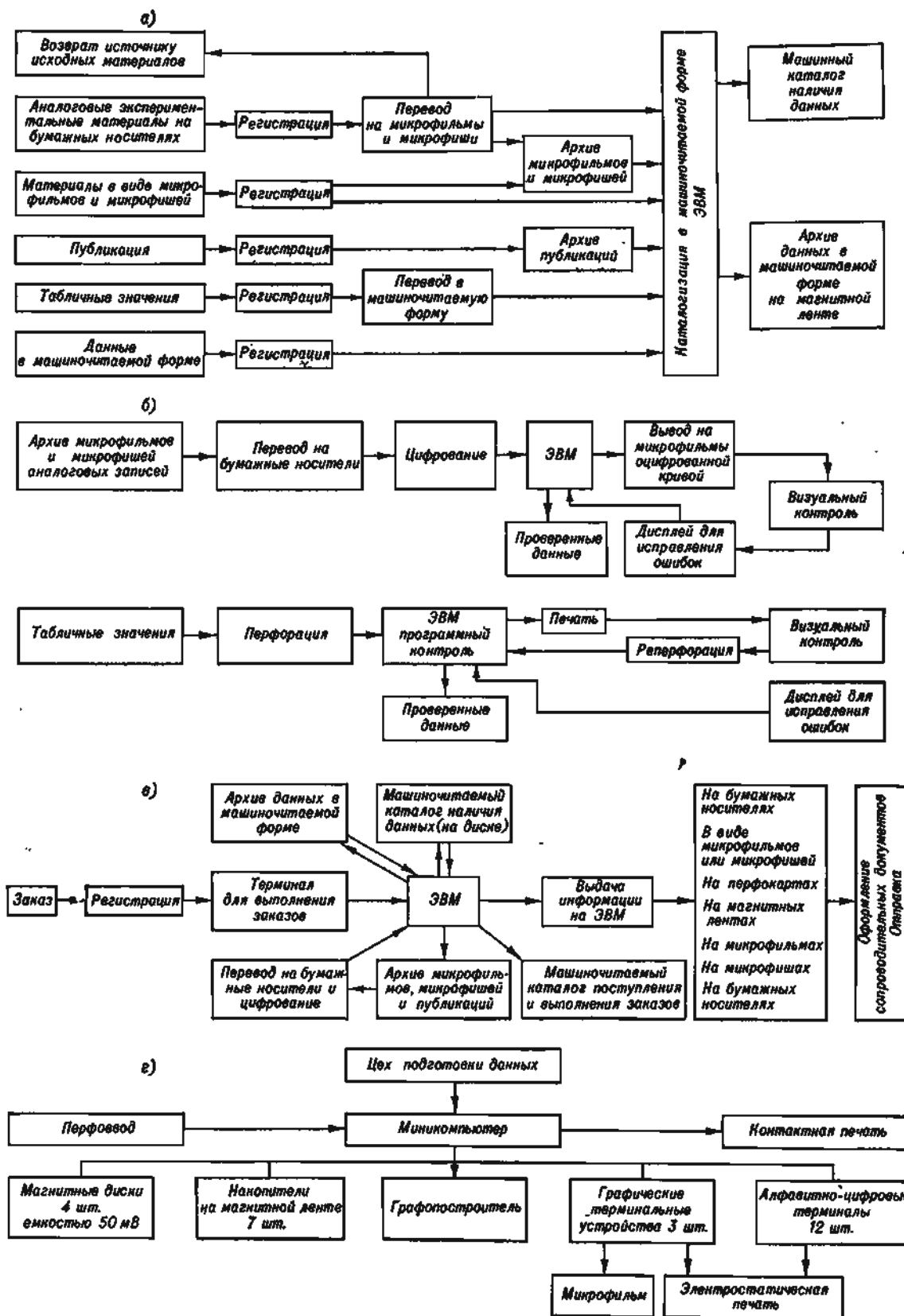
но попадают в лед при выщелачивании минеральных включений, сопровождающем частичное таяние. В осадочных льдах обычно содержатся хлориды, являющиеся ядрами кристаллизации атмосферного льда, сульфаты и азотистые соединения. Минерализация этих льдов резко растет с приближением к морю или соленым озерам. Состав и количество солей в конгеляционном льду сильно меняется в зависимости от первичной солености воды.

Минерализованный лед обычно содержит жидкую фазу. В процессе замерзания ионы солей выделяются на границах растущих кристаллов. При очень больших концентрациях солей понижение температуры сопровождается выпадением их кристаллов из раствора. При разных соотношениях концентраций солей и температур растворов полное замерзание последних дает эвтектические, гипозэвтектические и гиперэвтектические смеси кристаллов льда и солей. Природные льды при очень низкой температуре представляют собой гипозэвтектику, а при более высокой содержат пленки и каналы жидкого рассола. Жидкий рассол содержится в большинстве минерализованных льдов, в частности в молодых морских, что связано с низкими эвтектическими температурами их солей: NaCl — 21,2 °C; MgCl₂ — 33,6 °C; CaCl₂ — 55 °C и т. п. Эта примесь сильно снижает прочность льдов.

Благодаря М. л. таяние многих ледяных пород начинается при температурах несколько ниже 0 °C. В соленых льдах часть рассола при протавании обычно вытекает вниз, замещаясь воздухом, так что повторное протавание и замерзание ведет к снижению М. л. Определение М. л. проводится на пробах талой воды путем химических анализов, электрометрии или (менее точно) по сухому остатку.

М. Г. Гросвальд.

МИРОВЫЕ ЦЕНТРЫ ДАННЫХ (МЦД) ПО ГЛЯЦИОЛОГИИ. Часть системы Мировых центров геофизических данных, созданной в 1957 г. по решению Международного совета научных союзов в США (МЦД „А“) и СССР (МЦД „В“) для сбора, хранения и распространения данных, не-



Блок-схема сбора, хранения и распространения данных в МЦД «А» с применением электронно-вычислительной техники: а — поступление и архивация данных, б — цифрование и проверка данных, в — порядок выполнения заказов, г — конфигурация вычислительного комплекса.

обходимых при изучении глобальных геофизических процессов и явлений. МЦД „А“ по гляциологии находится в г. Боулдере, МЦД „В“ — в Москве и МЦД „С“ — в Кембридже (Англия). До последнего времени все три центра в основном занимались сбором и систематизацией изданной литературы по гляциологии, включающей все виды природных льдов и снежный покров; в центре „А“, кроме того, большое место занимают собрания фотографий североамериканских ледников, сделанных с воздуха. В центрах имеются каталоги всех новых поступлений, МЦД „А“ издает сборники „Glaciological Data“, в которых публикуются тематические библиографии и обзорные статьи (к 1983 г. вышло 14 выпусков).

В последние 2—3 года начата работа по коренной перестройке МЦД по гляциологии с целью сбора первичных данных гляциологических наблюдений и перевода их в машиночитаемую форму с записью на технические носители информации. Сейчас центрами „А“ и „В“ совместно разрабатывается перечень таких данных и формы хранения; решено, в частности, включить в состав собираемых материалов данные радиозондирования ледников, результаты геохимических и изотопных анализов ледникового керна. В будущем планируется организовать работу МЦД по гляциологии по блок-схеме с применением ЭВМ (см. рис. на с. 279), как это уже практикуется в МЦД „А“ по некоторым отраслям геофизики.

В. М. Котляков.

МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ (син. *вечная мерзлота, многолетняя мерзлота*). Мерзлые породы, характеризующиеся многолетним циклом промерзания — протаивания, *аградационная фаза* развития многолетнекриогенных пород. По современным данным, максимальная продолжительность непрерывного мерзлого состояния горных пород превышает 1 млн. лет. М. п. занимают на Земле площадь около 35 млн. км², из них 11 млн. км² приходится на территорию СССР. По распространению в плане выделяют сплошные (более 90 % территории занято М. п.), слабопрерывистые (от 90 до 70 %), силь-

нопрерывистые (от 70 до 50 %), частоостровные (от 50 до 25 %) и редкоостровные М. п. (менее 25 %). В вертикальном разрезе М. п. могут быть также сплошными, или слитными, и прерывистыми, или слонистыми. Мощность М. п. возрастает к полюсам до 1000 м и более, а температура соответственно понижается до —15...—16 °С в сев. полушарии и, вероятно, до —50 °С и ниже в скальных выходах в Антарктиде. *Льдистость М. п.* колеблется от нескольких процентов до 90 %. Форма, размеры и взаимное расположение ледяных образований зависят от состава, влажности, скорости промерзания и способа формирования М. п.

Различают эпигенетические и сингенетические М. п. К эпигенетическим М. п. относят породы, промерзавшие после их отложения и частичной или полной литификации. Формирование таких толщ идет путем постепенного приращения снизу, по мере проникновения отрицательных температур вглубь. К сингенетическим М. п. условно относят свежеложенные, как правило, не литифицированные осадки, промерзавшие вскоре после их образования. Формирование этих пород идет путем постепенного приращения сверху вследствие перехода в М. п. нижней части слоя *сезоннокриогенных пород*. В соответствии с двумя указанными способами формирования М. п. различают эпигенетический и сингенетический типы их криогенного строения. В зависимости от характера напластования горизонтов с различным типом криогенного строения в вертикальном разрезе мерзлой толщи различают моногенетические и полигенетические М. п.

Присутствие льда существенно влияет на физические, механические, фильтрационные, инженерно-геологические и другие свойства М. п. Это требует особых решений при хозяйственном освоении территории с М. п. Иногда область М. п. называют областью подземного оледенения.

Б. И. Втюрин.

МНОГОЛЕТНИЙ ЛЕД. См. *старые льды*.

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА. См. *многолетнемерзлые породы*.

МНОГОЛЕТНЯЯ НАЛЕДЬ (син. *наледь-перелеток*). Наледь, не успевающая стаять за летний период.

МНОГОЯРУСНАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. См. *повторная ледяная жила*.

МОДЕЛИ СТОКА С ЛЕДНИКОВ.

Совокупность математических и логических действий, ставящих в соответствие входным гидрометеорологическим воздействиям на ледник (осадкам, таянию или факторам таяния) и начальным условиям (водозапасу в леднике, снегозапасу на нем, альбедо поверхности и т. д.) характеристики водного режима питаемой ледником реки. Разработанные до сих пор модели обычно состоят из двух блоков: блок 1 — расчет поступления воды на ледник — это прежде всего расчет таяния по метеорологическим факторам, тепловому балансу или по температуре воздуха как индикатору теплового баланса; этот блок основан на физических моделях с рассредоточенными параметрами; блок 2 — подбор операторов (функций влияния), преобразующих появление воды на леднике в сток питаемой им реки. Такой подбор осуществляется на основе некоторых физических гипотез, напр. о линейной связи стока с запасом жидкой воды в леднике. Ледник представляется либо в виде единого резервуара, либо в виде нескольких параллельно и (или) последовательно соединенных емкостей (снежный покров, фирновая толща, область абляции, неледниковая часть бассейна). Увеличение числа параметров, по которым оптимизируется модель, компенсируется в последнем случае ее лучшим физическим подобием натуре. Эти модели, как правило, концептуального типа с сосредоточенными в одной или малом числе точек параметрами. Физические модели имеются лишь для отдельных звеньев процесса (инфильтрация в фирн, движение в отдельном ледниковом канале). Пока не учитывается известное из наблюдений сезонное регулирование ледникового стока. Модели прорывов ледниково-подпрудных озер основаны на физических представлениях о разрыве каналов прорыва.

А. Н. Кренке.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ. См. *математическое моделирование ледников*.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТЕЛЕЙ. Исследование метелей в специальных

аэродинамических каналах, где возможны точные измерения переноса снега со строгой характеристикой всех параметров снега и окружающей среды. Идентичность физических критериев подобия метелевых потоков принципиально не может соблюдаться при уменьшении линейного масштаба и замене снега другими материалами (ликоподием, древесной стружкой и пр.), так что корректное моделирование возможно только в масштабе 1:1 и только со снегом. Для М. м. в СССР (Новосибирск, Омск) используют аэродинамические каналы прямоугольного сечения, созданные по образцу канала Р. Бегнолда, применявшегося для изучения переноса песка. Общая длина каналов должна быть достаточной для стабилизации турбулентного пограничного слоя и формирования полной длины разгона метели при рыхлом или предварительно разрыхленном снеге. Действующие каналы имеют длину 25—35 м при сечениях от $0,4 \times 0,5$ до $1,0 \times 1,5$ м. В каналы закладывается естественный снег при температурах воздуха не выше -5°C .

А. К. Дюнин.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СНЕГОЗАНОСИМОСТИ. Изучение условий снегозаносимости объектов и распределения снежного покрова на элементах рельефа земной поверхности с помощью малых моделей. Отложения снега зависят от поля скоростей ветра, маломасштабное моделирование которого возможно (без твердых примесей) вследствие автомодельности, т. е. стабильности критерия Рейнольдса:

$$Re = Ul/v_t,$$

где U , l — характерные скорость и размер потока, v_t — его турбулентная („кажущаяся“) вязкость. Стабильность критерия Эйлера

$$Eu = \Delta P / (\rho U^2),$$

где ΔP — перепад давлений вдоль течения, ρ — массовая плотность воздуха, осуществляется варьированием шероховатости дна аэродинамического канала и самой модели. Наблюдавшиеся рядом экспериментаторов искажения зон влияния снегорегулирующих преград на малых моделях объясняются несоблюдением критерия Эйлера. Скорости ветра при обтекании моделей не должны выходить

из диапазона 5—50 м/с. При меньших скоростях не соблюдается условие автомодельности, при больших — результаты опытов могут искажаться из-за сжимаемости воздуха. Минимальный полный размер модели не может быть меньше 2—3 см при используемой обычно скорости потока 10 м/с. Стеснение потока моделями в закрытом канале не должно превышать 10 %. Приемлемый порядок величины деталей моделей (просветы, проемы, выступы) составляет 1 см, так что, напр., при изготовлении моделей горного рельефа чересчур скрупулезная детализация теряет смысл.

А. К. Дюнин.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СНЕЖНЫХ ЯВЛЕНИЙ. Изучение снега в лабораторных условиях с обеспечением физического подобия модели натуре. Физическое М. с. я. выполняется с помощью цифрового моделирования на ЭВМ, создания „жестких“ моделей снежного покрова, разработки физических моделей, качественно отличающихся от натуре, при соблюдении подобия дифференциальных уравнений и граничных условий процессов (гидравлические, электродинамические, теплофизические модели, центрифугирование), маломасштабного моделирования либо моделирования без искажения масштабов. Хорошо отработаны методы моделирования снеготаяния хозяйственных объектов, аэродинамического моделирования метелей, искусственного выращивания снежных кристаллов и моделирования структуры снега. В Японии исследуются искусственные снежные кристаллы и выяснена зависимость их форм от внешних условий выращивания.

А. К. Дюнин.

МОДЕЛИРОВАННЫЙ ЛЕД. Замерзшая вода с заданными характеристиками механических и других свойств. Получают в лабораторных условиях для испытания моделей судов ледокольного типа, исследования грузоподъемности ледяного покрова, способов его разрушения и пр. Изготавливают промораживанием искусственных водных бассейнов, послойным или брызговым (капельным) намораживанием пресной или морской воды [154].

Авторство в создании М. л

принадлежит советскому исследователю В. В. Лаврову. В. Р. Алексеев. **МОДУЛЬ ЛАВИННОГО СНОСА.** Масса снега, снесенного лавинами за определенный период с 1 км² лавино-активных склонов; обычная размерность т/(км²·год).

МОДУЛЬ ОБЪЕМНОГО СЖАТИЯ ЛЬДА. См. упругие свойства льда.

МОДУЛЬ ПРОДОЛЬНОЙ УПРУГОСТИ ЛЬДА (син. модуль Юнга льда). См. упругие свойства льда.

МОДУЛЬ СДВИГА ЛЬДА. См. упругие свойства льда.

МОДУЛЬ ЮНГА ЛЬДА. См. упругие свойства льда.

МОКРЫЕ ЛАВИНЫ. Лавины из мокрого, влажного и увлажненного снега, образующиеся во время оттепелей, весеннего снеготаяния, выпадения на снег дождя или мокрого снега. Выделены в качестве типа С2 в международной морфологической классификации лавин.

МОКРЫЙ СНЕГ. См. влажность снега.

МОЛОДИК. См. молодой лед.

МОЛОДОЙ ЛЕД (син. молодик). Лед в следующей после ниласа возрастной стадии толщиной 10—30 см. Может образоваться и вследствие смерзания блинчатого льда. М. л. подразделяют на серый лед толщиной 10—15 см, который менее эластичен, чем нилас, ломается на волне, а при сжатии обычно наслаивается, и серобелый лед толщиной 10—30 см, при сжатии чаще торосящийся, чем наслаивающийся. В. Л. Цуриков.

МОЛОЧНЫЙ ЛЕД. См. мутный лед.

МОНОГЛЯЦИАЛИЗМ. См. ледниковая теория.

МОНОЛИТ СНЕГА (ЛЬДА). Крупный образец, выпиленный из снежной или ледяной толщи и предназначенный для исследования в лаборатории. Наиболее целесообразный размер снежного монолита из глубокого шурфа 50 × 30 × 40 см. Монолит льда обычно бывает меньше.

МОРЕНА. Термин широкого употребления, означающий: 1) массы обломков горных пород, переносимые ледниками на своей поверхности и внутри толщи льда, — поверхностная, внутренняя и придонная М.; 2) морфологические элементы ледников, представляющие собой гряды морено-

содержащего льда, покрытые чехлом обломочного материала, — боковые, срединные и фронтальные М.; 3) ледниковые отложения — обломочный материал, перенесенный и отложенный ледниками в виде основной (донной), абляционной и конечной М.; 4) формы рельефа — холмы и гряды, образованные в результате аккумуляции ледниковых отложений, а также гляциодислокаций напора и выдавливания — нагнетания, захвативших породы и отложения как ледникового, так и неледникового генезиса, — холмистые, грядовые, краевые, напорные М. В связи с многозначностью термина М. отложенные М. предлагается именовать тиллом; термин тилл принят для подобных образований в английском языке. См. также: *ледниковая аккумуляция; влекомые М.; отложенные М.; М. напора.*

М. Г. Гросвальд.

МОРЕННОЕ ОЗЕРО. Озеро, ванной которого служит замкнутое понижение рельефа в области ледниковой аккумуляции. Такие ванны образуются при неравномерном таянии погребенных мертвых льдов, обособляются между холмами и грядами отложенной морены. Вытаивание ледяных ядер из молодых моренных гряд, подпруживающих М. о., может быть причиной внезапных прорывов озер и возникновения гляциальных селей.

М. Г. Гросвальд.

МОРЕННЫЙ ПЛАЩ. См. *влекомая морена.*

МОРЕННЫЙ РЕЛЬЕФ. Аккумулятивный рельеф, созданный деятельностью ледников. На равнинах различают холмисто-западинный рельеф основной морены; плоские увалистые или волнистые моренные равнины; также сложенные основной мореной; рельеф конечно-моренных гряд; друмлиный рельеф. В горах М. р. обычно представлен различными формами береговой морены, грядами конечных морен, холмисто-моренным рельефом.

МОРЕНОСОДЕРЖАЩИЙ ЛЕД. Лед со значительной примесью моренного материала, слагающий почти непрерывные горизонты в нижних (придонных) частях ледников. В разрезах М. л. чередуются прослойки льда следующих типов: 1) нормальный белый лед, характерный для вышележащих частей ледников; 2) голубой („хрустальный“) лед, лишенный воздушных и моренных включений, который

часто переходит по простиранию в ленты „грязного“ (серого, желто-бурого, мутно-зеленого) льда, засоренного моренным материалом глинисто-алевритовой размерности; 3) молочно-белый лед, насыщенный воздушными пузырьками; 4) собственно мореносодержащий лед — „моренные“ ленты (см. фото X. 19).

Прослойки льда всех типов не выдержаны по простиранию и по существу представляют собой длинные плоские линзы. Они выклиниваются, ветвятся и объединяются, часто секут друг друга под очень острыми углами. С приближением к ложу мощность прослоек и относительная роль нормального белого льда снижается, а число и толщина голубых, молочно-белых и „моренных“ прослоек растет. В том же направлении растет процентное содержание морены и размер обломков, которые в ряде случаев представлены штрихованными валунами с поперечником 1—1,5 м.

Для *голубых лент* характерны крупные, продольно вытянутые кристаллы льда, главные оси которых имеют предпочтительную ориентировку, нормальную к границам лент; их генезис связывают с локальным таянием, сопровождающим деформации среза на контактах „моренных“ лент с нормальным льдом. Молочно-белый лед по той же теории образуется в результате сегрегации воздуха, сопровождающей формирование голубых лент. Структура льда „моренных“ прослоек меняется — становится все более мелкозернистой по мере увеличения содержания морены.

Общая мощность толщ М. л. сильно варьирует в зависимости от динамики той или иной части ледника. Она колеблется от долей метра до 100 м и более. Предполагается [70, 220], что толщи М. л. образуются в основном путем ассимиляции материала ледникового ложа движущимся льдом в процессе динамических взаимодействий этого льда с ложем, причем включение обломков горных пород в лед происходит по плоскостям внутриледниковых разрывов (надвигов). Ю. А. Лаврушин [127] считает, что при движении ледника по ложу из рыхлых пород большую роль играет ассимиляция материала при совместном деформировании льда и ложа — образование „горизонтов смешения“, гляциодиапиров и т. п.

При этом в М. л., как и в породах ложа, формируются сложные гляциодинамические структуры — различные складки, чешуйчатые надвиги и др. Возможно также, что включение моренного материала в придонный лед идет через косые трещины растяжения, возникающие в результате сдвиговых деформаций этого льда.

Толщи М. л. испытывают деформации различных типов. Помимо отмеченных складок и надвигов, для них характерно общее ложковидное изгибание, в результате которого они остаются почти горизонтальными у ложа, но круто восстают у бортов и сдвигаются в „швах сварки“. Сильное нормальное сжатие способствует формированию в М. л. флюидальных текстур, а также текстур *будинажа* и *разлинзования*. Послойное нагнетание материала в зонах замедления движения льда, характерное для концов ледников, приводит к „раздуванию“ моренных прослоек и всей толщи М. л. Именно в этих зонах отмечены максимальные мощности М. л. Количество обломочного материала в толщах М. л., будучи сопоставлено со скоростью движения ледника, позволяет судить об интенсивности ледниковой эрозии.

М. Г. Гросвальд.

МОРЕНОСЪЕМКА НА ЛЕДНИКАХ. Один из главных методов определения мореносодержания ледникового льда. Проводится с целью получения количественных данных, необходимых для расчетов интенсивности геологической деятельности ледников и выяснения их роли в питании ледниковых рек наносами. Подготовка к мореносъемке состоит в выделении на леднике некоторого количества (10—20) площадок, репрезентативных для разных структурно-тектонических зон: фронтальной надвиговой, прибортовых сдвиговых, шовных срединных, подледопадной, внутренней языковой и т. п. Площадь каждой из площадок 2—3 м², форма прямоугольная, длинные стороны их ориентируют вкрест простирания структурных зон. До начала сезона таяния площадки маркируют и очищают от скоплений поверхностной морены, на каждой из них устанавливают рейку стаивания.

После начала таяния наблюдатель регулярно каждые 3—10 дней

обходит площадки, измеряет снижение поверхности по рейкам и определяет массу или объем вытаявшей морены, регистрирует механический состав, признаки ледниковой обработки обломков (наличие фасетов, шрамов, полировки), петрографический состав валунов и мелкозема. Здесь же ведутся наблюдения за структурными особенностями льда, формой моренных включений в нем, их размерами и ориентировкой. Полученные данные позволяют определить мореносодержание разных структурных зон ледника в г/м³ и составить главный отчетный документ — карту мореносодержания, на которой количество морены на единицу объема льда показывается изолиниями. Эта карта должна быть согласована со структурно-гляциологической картой.

М. Г. Гросвальд.

МОРЕНЫ ВНУТРИЛЕДНИКОВЫХ СКОЛОВ. См. *велокомые морены*.

МОРЕНЫ НАПОРА. Крупные дугообразные гряды, образованные гляциодислокациями предполей ледников. В строении М. н. участвуют рыхлые отложения разного возраста и генезиса, включая ледниковые, флювиогляциальные, озерные, аллювиальные, а также коренные породы. Для М. н. характерны значительная высота, асимметричность поперечных профилей и интенсивные нарушения в слагающем материале, связанные с горизонтальным давлением: структуры смятия, взбросы, чешуйчатые надвиги. Т. о., М. н. — переходные образования, занимающие промежуточное место между ледниково-аккумулятивными грядами и гляциодислокациями. Широко распространены в древнеледниковых областях Нидерландов, сев. части ГДР, Белоруссии, Зап. Сибири.

М. Г. Гросвальд.

МОРОЗНАЯ ДЫМКА. См. *ледяная дымка*.

МОРОЗНАЯ СОРТИРОВКА МАТЕРИАЛА. Процесс гранулометрической сортировки разнозернистых рыхлых пород при их попеременном сезонном либо кратковременном промерзании и протаивании. Более раннее и интенсивное льдообразование и пучение мелкозема под крупными обломками в сочетании с более поздним и медленным таянием льда и

оседанием мелкозема под ними приводит к постепенному выталкиванию, вымораживанию крупных обломков в направлении фронта промерзания. М. с. м. продолжается и на поверхности, что приводит к возникновению криоструктурного рельефа.

Е. А. Втюрина.

МОРОЗНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ. См. *криогенное выветривание*.

МОРОЗНОЕ ПАРЕНИЕ. Туман, появляющийся при соприкосновении холодного воздуха с более теплой водой. М. п. может наблюдаться над полыньями, разводьями, каналами во льду и над чистой водой с подветренной стороны кромки льда в период ледообразования.

МОРОЗНОЕ ПУЧЕНИЕ. См. *криогенное пучение*.

МОРОЗНОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ. См. *морозное трещинообразование*.

МОРОЗНОЕ ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ (син. *морозное растрескивание*). Возникновение морозобойных трещин в почвах и рыхлых горных породах в результате их сжатия при сильных морозах. Ширина трещин по верху обычно 2—4 см, хотя в Забайкалье зафиксированы трещины шириной более 10 см. Трещины проникают в многолетнемерзлые породы до 5—6 м, в сезонномерзлые породы — до их подошвы. Сеть морозобойных трещин образует систему многоугольников — *криогенных полигонов* размером от нескольких до сотен метров. Трещины заполняются мерзлыми грунтами или водой, которая при замерзании превращается в *жильный лед*, способствующий дальнейшему расширению и углублению трещин. М. т. лежит в основе физического выветривания пород, развития повторножильных в жильных подземных льдов, а также связанных с ними форм криогенного рельефа.

Е. А. Втюрина.

МОРОЗНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. Породы, имеющие температуру ниже 0 °С и не содержащие льда. Различают сухие М. г. п. (гл. обр. скальные) и влажные, содержащие растворенные соли (см. *криопэги*). В совместном залегании с мерзлыми породами они образуют *криогенные толщи*.

МОРОЗНЫЕ УЗОРЫ. Заиневение охлажденных ниже 0 °С поверхностей предметов, внесенных в теплое помещение, или оконных стекол зимой. Может образоваться как путем суб-

лимации, так и в результате замерзания продуктов конденсации. Представляет собой упорядоченный покров из ледяных кристаллов, образующих сложный рисунок.

МОРОЗНЫЙ ТУМАН. См. *ледяной туман*.

МОРОЗОБОЙНАЯ ТРЕЩИНА. См. *морозное трещинообразование*.

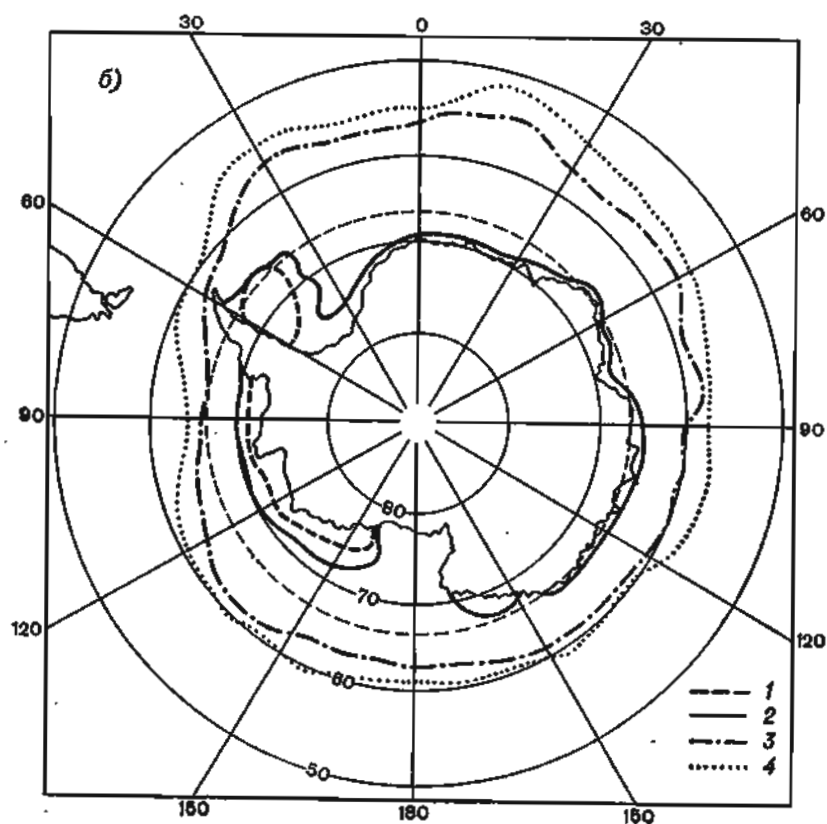
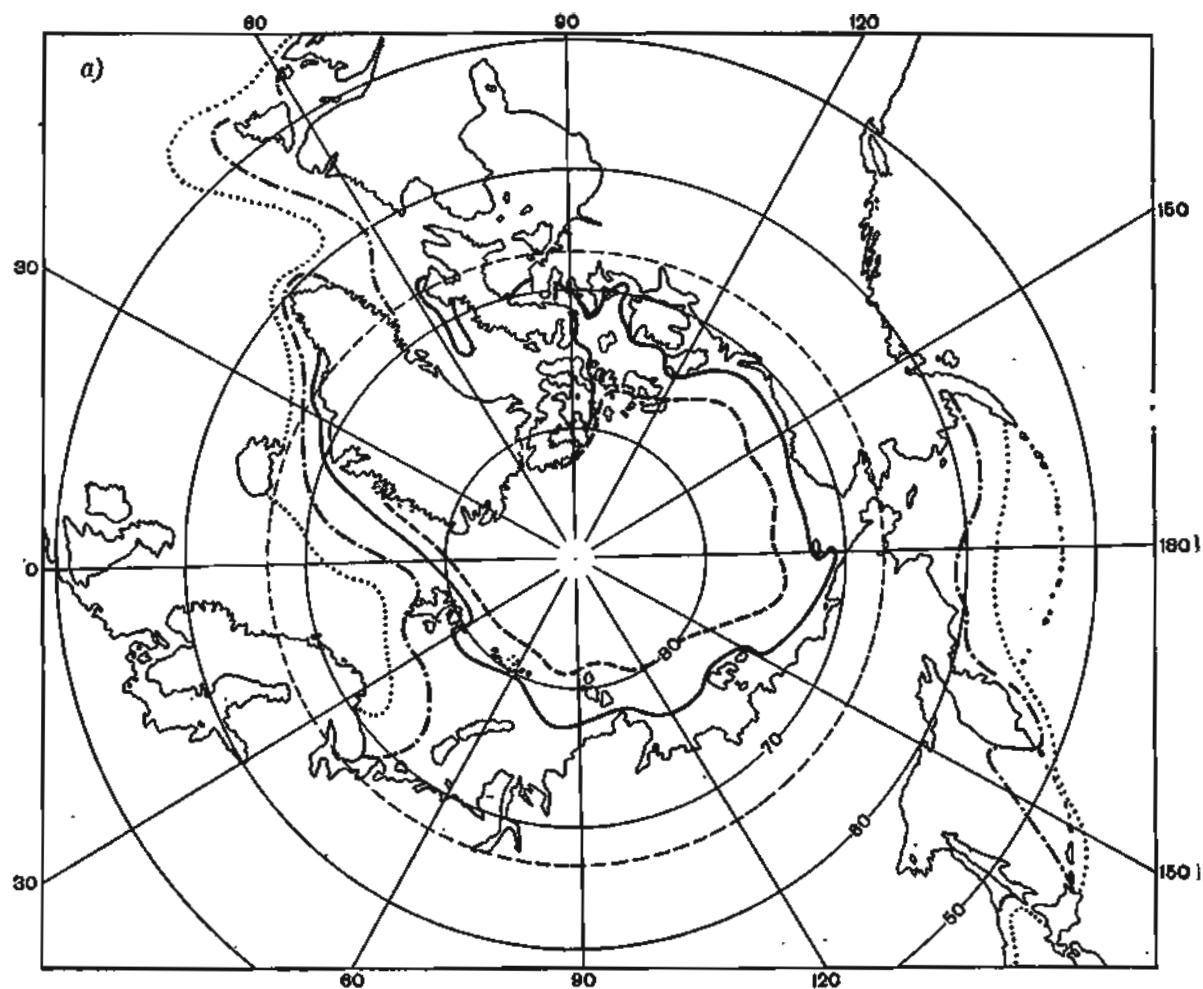
МОРОЗООПАСНОСТЬ ГРУНТОВ. Степень влияния изменчивости грунтов при их промерзании и протаянии на инженерные сооружения. Морозоопасными считаются грунты, которые при фазовых переходах в них подвергаются неравномерному *криогенному пучению* и оседанию, способным вызвать нарушение нормальной работы инженерного сооружения.

МОРОСЯЩИЙ СНЕГОПАД. См. *снегопад*.

МОРСКАЯ НАЛЕДЬ. Наледь на льду и берегах морей и океанов, образованная вследствие намерзания брызг морской воды и наката волн. В питании М. н., кроме собственно морских вод, часто участвуют талые снеговые, ледниковые (айсберговые), атмосферные и речные воды. Понятие М. н. не всегда совпадает с термином *наледь морских вод*.

МОРСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. См. *оледенение*.

МОРСКОЙ ЛЕД. Лед, образующийся при замерзании морской воды, независимо от ее солености. М. л. — система из твердой (чистый лед и выкристаллизовавшиеся соли), жидкой (рассол) фаз и газообразных включений. Наличие рассола делает М. л. менее прозрачным, чем пресноводный, и определяет многие его свойства. М. л. распространен в полярных областях обоих полушарий, асимметрично относительно географических полюсов, особенно в сев. полушарии (см. рис.). Дальше всего на юг он протягивается вдоль зап. берегов Атлантического и Тихого океанов в системах Вост.-Гренландского, Лабрадорского, Оясио и Приморского течений, несущих с севера холодные опресненные воды. В течение круглого года М. л. встречается в центральной части Сев. Ледовитого океана и в сев. районах его окраинных морей, а также вокруг Антарктиды. В холодную часть года М. л. образуется в Баренцевом и Белом морях, в юж. районах Карского, Лаптевых, Вост.-Сибирского, Чукотского морей, море Бофорта, в проли-



Распространение морских льдов в северном (а) и южном (б) полушариях. Среднее положение кромки льдов в сентябре или феврале (2 — годовой минимум распространения льдов), в марте — апреле или октябре (3 — годовой максимум) и крайние ее положения (1, 4) по наблюдениям в 60-х и 70-х годах.

- 1
- 2
- - - 3
- 4

вах Канадского Арктического архипелага, в Гудзоновом заливе, море Баффина, Девисовом проливе и Лабрадорском море. В Гренландском море М. л. частично образуется среди льдов, принесенных сюда с севера. Зимой М. л. формируется также в Беринговом, Охотском, Азовском и Аральском морях, в Ботническом и

но-ледовых ресурсов мира [163]. Здесь приводятся две схемы М. к. л. — иерархическая (см. рис. на с. 288), где основные типы ледников перечисляются как система соподчиненных понятий, и матричная (см. табл.), где дается система независимых понятий, характеризующих типы ледников с нескольких сторон. В. М. Котляков.

МАТРИЧНАЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ¹ ЛЕДНИКОВ

Основная классификация	Форма	Характеристика фронта или края	Продольный профиль
0 Неясный	Неясная	Нормальный	Неясный
1 Ледниковый щит	Дендритовый	Предгорный	Ровный пологий
2 Ледниковый купол	Сложно-долинный	Ширококонечный	Ступенчатый
3 Шельфовый ледник	Простой долинный	Айсбергообразующий	С ледопадом
4 Выводной ледник	Каровый	Конфлюэтный	Висячий
5 Сетчатое оледенение	Склоновый		Прерванный
6 Долинный ледник	Кальдерный		
7 Малый ледник	Русловый		
8	Группа малых ледников		

¹ В основе этой классификации лежит система, разработанная для Всемирного каталога ледников [283].

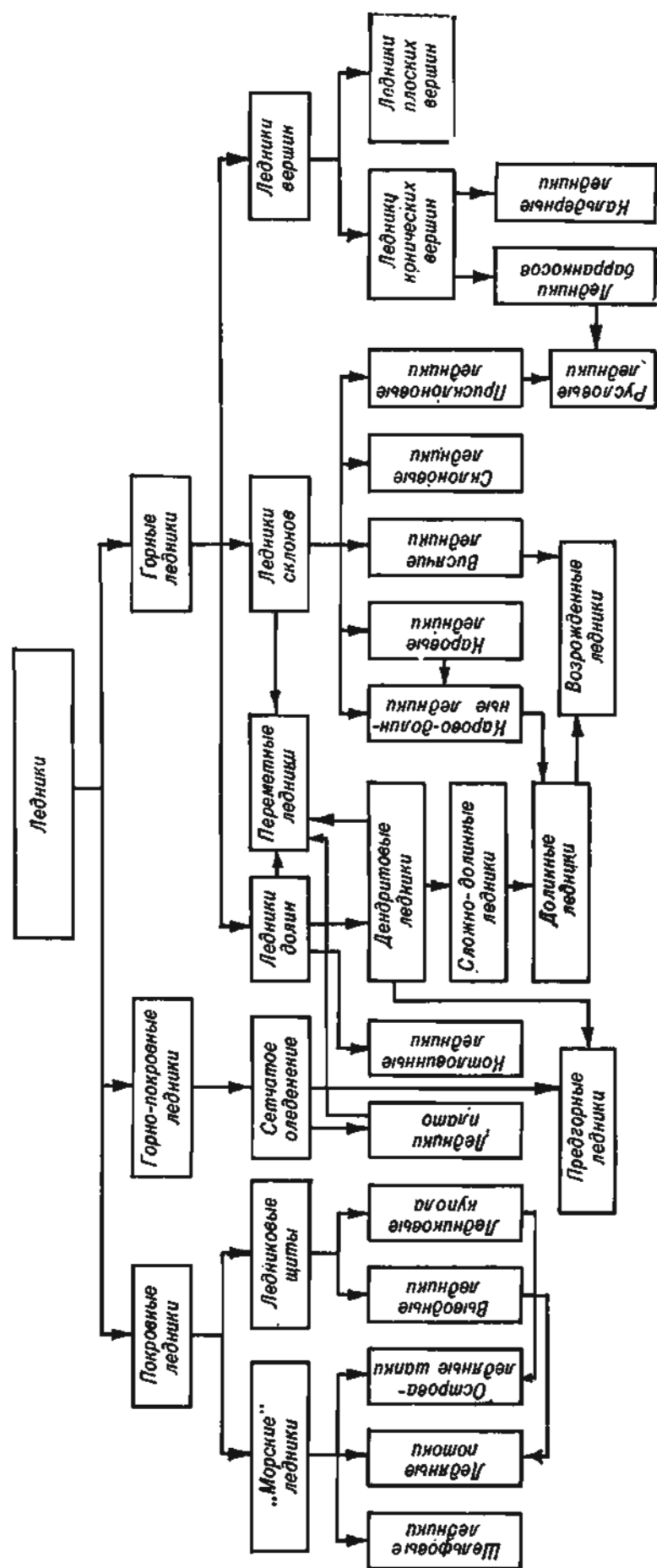
Рижском заливах, в сев. частях Японского и Каспийского морей, а в суровые зимы и на СЗ Черного моря. В юж. полушарии распространение льдов на север наиболее ярко выражено в зап. частях морей Уэдделла и Росса.

Ежегодно образуется $3,33 \cdot 10^{19}$ г М. л. (в сев. полушарии $1,26 \cdot 10^{19}$ г, в южном $2,07 \cdot 10^{19}$ г). Средняя длительность существования М. л. 1,05 года, в сев. полушарии 1,3 года, в южном 0,8 года. Площадь распространения М. л. сильно меняется по сезонам: 9—18 млн. км² в сев. полушарии и 5—20 млн. км² в южном. В среднем М. л. покрывает 26 млн. км² с сезонными колебаниями ± 3 млн. км², что составляет $7,2 \pm 0,8\%$ площади Мирового океана. Средняя масса М. л. равна $3,48 \cdot 10^{19}$ г, а средняя толщина около 150 см. В. М. Котляков.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ЛЕДНИКОВ. Подразделение ледников по особенностям их морфологии. В нашей стране и за рубежом создано много М. к. л. Систематизация советских классификаций сделана в Руководстве по составлению Каталога ледников СССР [176] и в Программе и методических указаниях по составлению Атласа снеж-

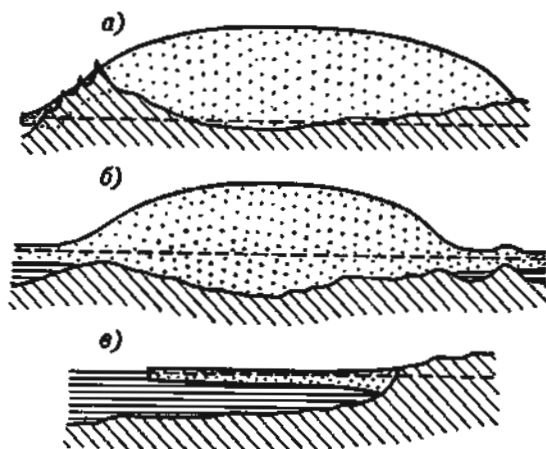
МОРФОЛОГО-ДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ. Классификация ледниковых покровов, основанная на различиях в динамических условиях (силе сопротивления сдвигу) на контакте льда с ложем и связанных с этими различиями особенностях морфологии покровов. Различают прежде всего наземные ледниковые покровы, которые целиком налегают на каменное ложе (сила донного трения относительно высокая), и плавающие ледниковые покровы, ложем которых служит вода морских и озерных бассейнов (донное трение пренебрежимо мало). Форма покровов первого типа выпуклая куполообразная, покровы второго типа имеют форму сравнительно тонких плит с почти горизонтальными верхней и нижней поверхностями. Примерами могут служить соответственно Гренландский ледниковый щит и шельфовый ледник Уорд-Хант, расположенный у сев. края о. Элсмيرا.

К третьему типу, занимающему промежуточное место между первым и вторым, относят ледниковые покровы, которые имеют частью каменное, частью жидкое (водное) ложе. Эти покровы образуются из наземного



Морфологическая классификация ледников.

ледникового покрова, ложе которого оказывается погруженным ниже ур. м., причем настолько, что периферические части покрова всплывают, а более мощные внутренние части остаются налегающими на каменный субстрат. При этом внутренние части обладают основными динамическими особенностями покровов наземного типа, в т. ч. высоким донным трением, а периферические части имеют свойства шельфовых ледников, в т. ч. ничтожное трение на нижней поверхности. Ледниковые покровы третьего типа, названного „морским“, имеют относительно сложную форму, обусловленную сочетанием выпуклых щитов, плоских шельфовых ледников и вогнутых поверхностей инфлексии, соединяющих первые со вторыми (см. рис.). Примером „морского“ по-



Морфолого-динамические типы ледниковых покровов: а — наземный (Гренландский), б — «морской» (Западноантарктический), в — плавучий (Северозеландский).

крова может служить современный ледниковый комплекс Зап. Антарктиды. До недавнего времени „морские“ ледники рассматривались как простые комбинации ледниковых покровов наземного и плавучего типов и не выделялись в особый морфолого-динамический тип. Однако такое выделение необходимо, т. к. налегающие и плавучие части „морских“ покровов образуют единые динамические системы [55]. М. Г. Гросвальд. **МОТОНАРТЫ.** См. *снежный транспорт*.

МОЩНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. См. *толщина снежного покрова*.

МУЗТАГСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ. См. *ледник туркестанского типа*.

МУРАВЬИНЫЕ КУЧИ. Куполовидные или конусовидные возвышения

на поверхности ледникового языка, прикрытые каменным или земляным чехлом. Достигают в высоту 1—1,5 м, в редких случаях 15—25 м. Образуются в результате более быстрого стайвания чистого льда вокруг площади, заваленной мореной, защищающей лед от таяния. Правильная форма М. к. объясняется постоянным осыпанием в процессе таяния земляного материала по краям конуса. Более низкие образования, как правило, высотой до 1 м, называют **грязевыми конусами**. В. М. Котляков. **МУТНЫЙ ЛЕД** (син. *матовый лед, молочный лед*). Богатый воздушными включениями непрозрачный лед, в массиве приобретающий молочно-белый оттенок. Слагает градины, гололедные корки, покров зернистой изморози и др. Чередование М. л. с полосами голубого льда формирует полосчатость ледников.

МУШКЕТОВ Иван Васильевич (1850—1902). Русский геолог и географ. На основе своих путешествий в 1874—1875 и 1877—1880 гг. дал геологическое и орографическое описание Средней Азии, описал ряд ледников, в т. ч. открытый им Зеравшанский ледник. Исследовал также ледники Кавказа. Один из организаторов Международной ледниковой комиссии (1894), руководитель первой в России ледниковой комиссии. Организовал наблюдения за колебаниями ледников, исследовал древнее оледенение, подготовил программу наблюдений за ледниками, опубликованную Русским географическим обществом. Руководство М. [142] содержит гляциологические разделы.

МЮЛЛЕР (Müller) Фриц (1926—1980). Швейцарский гляциолог. В 1952—1954 гг. принимал участие в экспедициях Коха в Сев.-Вост. Гренландию, в 1956 г. работал на леднике Кхумбу в Гималаях. С 1959 по 1970 г., находясь в Канаде (с 1961 г. профессор университета Мак-Гилл), исследовал ледники на о. Аксель-Хейберг в Канадском Арктическом архипелаге. С 1970 г. декан географического факультета Швейцарской федеральной политехнической школы в Цюрихе, но продолжает сотрудничать с университетом Мак-Гилл по проекту „Северная полынья“. Руководил созданием Каталога ледников Швейцарии (завершен в 1975 г., издан в 1976 г. [282]) и Всемирного

каталога ледников. В 1971—1975 гг. был секретарем Международной комиссии снега и льда, в 1979—1980 гг. — директор Службы наблюдений за колебаниями ледников при этой Комиссии. Исследовал механизм

формирования булгунняхов, факторы движения покровных ледников, баланс их массы, мезомасштабные влияния ледников и полей на климат.



НАБИВНОЙ ЛЕД. См. *наслоение льда*.

НАБОРЫ ЗОН ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ. Сочетание зон льдообразования в одном ледниковом районе или на одном леднике. Наборы различаются по верхней из входящих в них зон, а также по отнесению их к теплоте или холодному вариантам. Список возможных наборов следующий: 1) холодный снежный включает снежную, снежно-фирновую, холодную фирновую, фирново-ледяную и ледяную зоны; 2) холодный снежно-фирновый состоит из снежно-фирновой, холодной фирновой, фирново-ледяной и ледяной зон; 3) холодный фирновый включает холодную фирновую, фирново-ледяную и ледяную зоны; 4) холодный фирново-ледяной состоит из фирново-ледяной и ледяной зон; 5) холодный ледяной представляет еще четыре теплых варианта первых четырех наборов с замещением ледяной зоны на теплую фирновую и фирново-ледяную зоны. Холодные наборы (1—5) встречаются в условиях континентальных ледниковых климатов, теплые наборы — в условиях морских ледниковых климатов.

А. Н. Кренке.

НАВАЛЫ ЛЬДА. Нагромождения льдин на берегах рек, озер и водохранилищ в период ледохода. Особенно больших размеров достигают на затопленных участках рек.

НАВЕЯННЫЙ ЛЕДНИК. Ледник, возникающий в результате наметания снега ветром с ближайших более возвышенных участков или перевала снега с наветренного склона на подветренный. Благодаря метелевой концентрации снега Н. л. существ-

вуют иногда значительно ниже климатической снеговой линии, они образуются у подошвы скалистых террас, у задних стенок каров, в затененных узких ущельях.

В. М. Котляков.

НАВЕЯННЫЙ СНЕЖНИК. См. *снежник*.

НАВИШИЙ ЛЕД. См. *ледяной мост*.

НАГРУЗКА МЕТЕЛИ. См. *твердый расход снеговетрового потока*.

НАДОТКОСНЫЕ ЩИТЫ. Метод защиты железнодорожного полотна от снежных заносов при помощи наклонных щитов, направляющих струю воздуха на полотно для удаления с него снега. Применяют лишь на особо заносимых участках дорог, где обычные приемы снегоборьбы не дают должного эффекта.

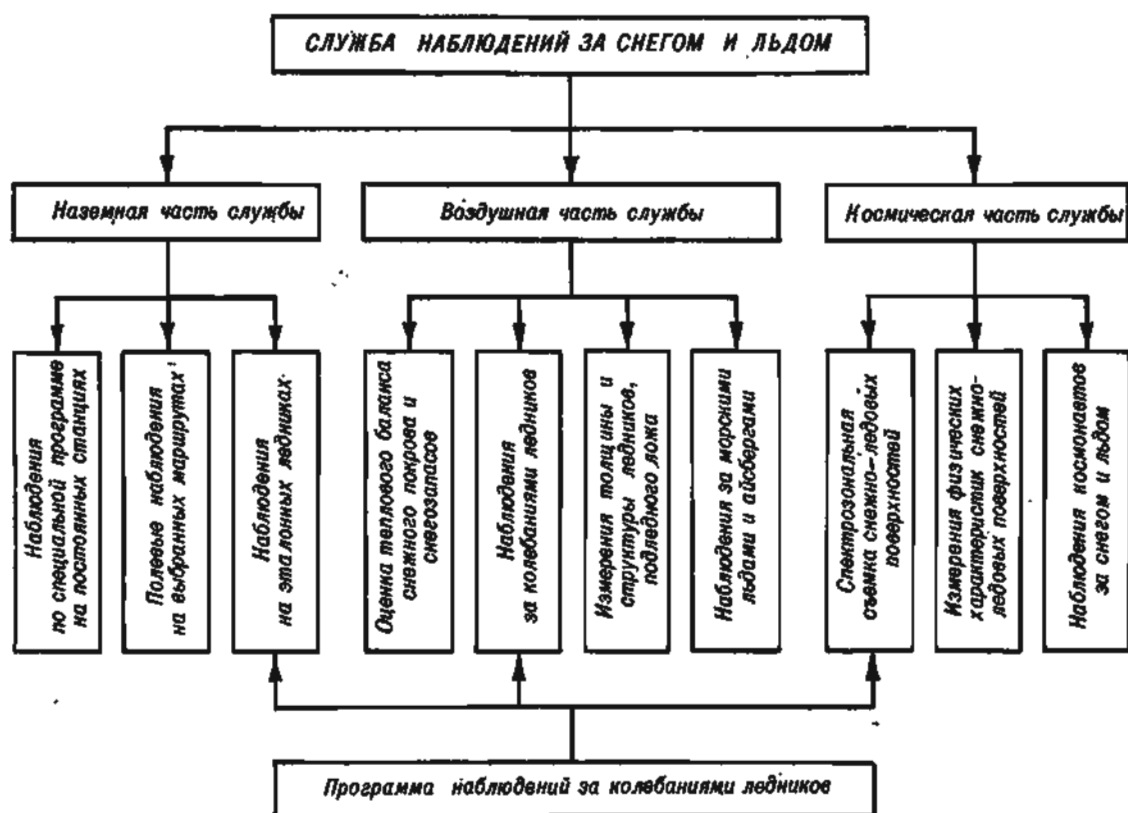
НАЗЕМНО-ВОЗДУШНО-КОСМИЧЕСКАЯ СЛУЖБА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СНЕГОМ И ЛЬДОМ. Система постоянных наблюдений за режимом снежного покрова, морских льдов, горных и покровных ледников; включает оценку их запасов, изменчивости, загрязнения. Общая схема такой службы приведена на рисунке. Она состоит из наземной, воздушной и космической частей.

Наземная часть службы — это ряд постоянных станций, выполняющих гляциогидрометеорологические наблюдения по особой программе, периодические наблюдения на избранных ледниках и экспедиционные исследования. В качестве эталонных особенно полезны те ледники, где уже выполнялись многолетние исследования по программам МГГ (1957—1959 и позднее), МГД (1965—1974) и Программе наблюдений за колеба-

ниями ледников. Некоторые из этих ледников имеют уже длительные и иногда уникальные ряды наблюдений.

Воздушная часть службы — это дистанционные фотографические и геофизические наблюдения с борта самолета или вертолета, оборудован-

ческого корабля или орбитальной станции. Первый опыт таких наблюдений выполнен в 1978 г. космонавтами Ю. В. Романенко и Г. М. Гречко, В. В. Коваленком и А. С. Иванченковым на орбитальной станции „Салют-6“. Охватывая все гляциологические аспекты мониторинга, служ-



Структура наземно-воздушно-космической службы наблюдений за снегом и льдом, ее соотношение с существующей программой наблюдений за колебаниями ледников.

ных под летающую гляциологическую лабораторию. Путем дистанционных наблюдений с воздуха могут решаться такие задачи: фотографирование территории, расчеты снеготаяния, оценка колебаний ледников и измерения их толщины, изучение физических свойств и структуры ледников, обнаружение жидкой воды внутри и под ледниками, оценка теплового баланса поверхности снега и льда, наблюдения за морскими льдами и айсбергами.

Космическая часть службы — это многозональная съемка определенных участков земной поверхности с искусственных спутников Земли и орбитальных станций, а также визуаль-но-инструментальные наблюдения за снежно-ледовыми явлениями, проводимые космонавтами с борта косми-

ча постоянных наблюдений за снегом и льдом может стать частью мониторинга природной среды.

В. М. Котляков.
НАЗЕМНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. См. оледенение.

НАЙ (Nye) Джон (род. 1923). Английский физик и гляциолог, член Королевского общества Великобритании. С 1953 г. профессор физики в Бристольском университете. Проводил полевые исследования ледников в Норвегии, Британской Колумбии и Антарктиде. Внедрил тензорный анализ в механику ледников, построил теорию движения ледников при допущении чисто пластического движения, указал пути модификации этой теории в направлении создания более реалистичной механической модели. Создал модели расчета возраста

льда в ледниках, смыкания трещин и скважин, толщины ледников. На основе кинематической модели построил теорию изменений формы ледника во времени при изменении внешнего массообмена, кинематических волн в леднике, показал возможность расчета изменений баланса массы ледника по наблюдениям за изменением его длины. Экспериментально и теоретически исследовал процессы режеляции в связи с протавиванием примесей сквозь лед и процессы фильтрации воды сквозь ледники по каналам разного диаметра. В 1966—1969 гг. президент Международного гляциологического общества, в 1971—1975 гг. президент Международной комиссии снега и льда. В 1969 г. удостоен высшей награды Гляциологического общества „Кристалла Зелигмана”.

НАКАЙЯ (Nakaya) Укисиро (1900—1962). Японский физик, специалист по физике атмосферного льда. Профессор Хоккайдского университета, организатор Института низких температур в Саппоро, директором которого был с момента организации института (в 1943 г.) до 1953 г. Исследовал механизм обледенения самолетов и борьбу с этим процессом. Внес значительный вклад в проблему формирования кристаллов льда в атмосфере. Широко известна его монография о естественных и искусственных кристаллах снега [285].

НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ. Процесс формирования наледи. Определяется режимом взаимодействия наледообразующих вод с областью отрицательных температур. Наледообразованию всегда предшествует возникновение базисного ледяного слоя на поверхности воды, почв, горных пород или инженерных сооружений. В зависимости от особенностей поступления воды к базисному слою различают три типа Н. — свободный напуск, волновой и брызговой (капельный). **Напускное Н.** — это кристаллизация воды, изливающейся в виде свободных безрусловых потоков из замкнутых или полужамкнутых природных и антропогенных систем. **Волновое Н.** представляет собой аккумуляцию льда на охлажденных берегах водоемов, водотоков и конструкциях гидро-

технических сооружений в результате периодического набегания речной, озерной или морской воды. **Брызговое Н.** — это намерзание капельно-жидкой воды (в т.ч. переохлажденной), находящейся во взвешенном состоянии, выпадающей в виде дождя, мороси, тумана или в результате набрызга во время прибоа, дробления водяных струй, при ветровом волнении и штормах и пр.

Н. — сложный теплофизический процесс взаимодействия жидкости, газа и твердого вещества. Перед промерзанием наледная вода отдает свое тепло окружающему пространству и охлаждается до 0 °С. Дальнейший теплообмен в системе „воздух — вода — лед” в условиях квазистационарного режима протекает либо при двухстороннем отводе тепла, либо при односторонней отдаче тепла от воды в воздух или от воды в основание. В природных условиях преобладает первый тип теплообмена, при котором переход наледообразующего слоя в твердое состояние сопровождается изливанием воды на поверхность образующейся ледяной корки, ее деформацией или взрывом промерзающей водоносной системы. Это одна из специфических черт развития наледных процессов, не характерная для других типов льдообразования. Объем наледного льда определяется величиной наледного питания, прерывистостью (степенью дискретности) наледообразующего потока, запасами холода и продолжительностью периода возможного Н. — интервалом времени, в течение которого может происходить намораживание воды.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДЕОБРАЗУЮЩИЕ ВОДЫ. См. *наледные воды*.

НАЛЕДНАЯ ДЕНУДАЦИЯ. Комплекс криогенных рельефообразующих процессов, сопровождающих формирование и разрушение наледей и приводящих к выветриванию наледного ложа, срезанию террас и выносу рыхлого материала за пределы наледного участка долины. Н.д. приводит к выработке ступенчатого профиля равновесия русла реки и формированию особого типа отложений.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДНАЯ ОПАСНОСТЬ. Угроза людям, животным, растениям или инженерным сооружениям, создающаяся при излиянии и последующем замерзании природных, бытовых или промышленных наледообразующих вод. Наледная опасность возникает: 1) при неожиданном затоплении территории или осаждении переохлажденной влаги, 2) при кристаллизации наледообразующих вод, происходящей под действием статического и динамического давления льда, 3) при формировании ледяных преград, повышении скользкости дорог, тротуаров, наземных покрытий, 4) при развитии сопутствующих опасных процессов и явлений — криогенного пучения, морозного растрескивания, десквамации (шелушения строительных материалов), термокарста, солифлюкции и др. Особая опасность наледных процессов проявляется при обледенении подземных сооружений и коммуникаций, автомобильных и железных дорог, улиц, элементов промышленных и бытовых зданий, проводов, мачт, речных и морских судов, береговых гидротехнических сооружений, движущихся наземных агрегатов и машин, сельскохозяйственных угодий и пр.

Наледные процессы приводят к быстрому разрушению дорожных покрытий, оползанию и просадкам земляного полотна, пучению мостовых опор, дроблению бутового материала в ряжевых конструкциях, интенсивному выветриванию бетона и облицовочных материалов. Закупорка наледным льдом мостовых отверстий и водопропускных труб приводит к резкому подъему воды в период весеннего половодья, размыву дорожного полотна и разрушению мостов. На некоторых реках с наледями из-за интенсивного механического разрушения льда формируется летний ледоход, который представляет серьезную угрозу малым дорожным сооружениям. Зимой термическое расширение наледного льда при повышении температур воздуха сдвигает в низовую сторону или выдергивает опоры мостовых переходов. Наледные бугры пучения часто деформируют полотно дорог, мосты, разрушают трубы и придорожные постройки. Известны случаи, когда взрывы наледных бугров пучения, сопровождавшиеся выбросом многотонных глыб льда, грун-

та и мощных потоков воды, в несколько секунд срезали дорожные сооружения, приводили к гибели людей и животных.

Различают реальную и потенциальную Н.о. Реальная Н.о. проявляется в текущий момент времени в связи с активизацией наледных процессов и расширением сферы их отрицательного воздействия. Потенциальная Н.о. определяется возможным отрицательным воздействием при намерзании жидкой или капельно-жидкой воды на какой-либо твердой поверхности в естественных или измененных деятельности человека природных условиях. Границы распространения Н.о. подвижны во времени и пространстве. Они зависят от гидротермических условий местности и могут быть установлены методом комплексного физико-географического анализа или посредством специальных инженерно-изыскательских работ. Основными характеристиками при оценке Н.о. являются вероятность развития наледей во времени и по территории, время, продолжительность и скорость намерзания воды и разрушения льда, местоположение, объем, площадь, мощность наледных образований и особенности их вредного влияния на функционирование инженерных сооружений, деятельность людей, растительный и животный мир. Н.о. может быть определена по данным *наледной съемки*, наблюдений на *наледных полигонах* и гидрометеорологической информации.

В. Р. Алексеев.
НАЛЕДНАЯ ПОЙМА. Часть дна речной долины со сквозным водным потоком, перекрываемая толщей наледного льда. Отличается от обычной поймы характерным водно-тепловым режимом, обусловленным процессами наледообразования зимой и разрушением льда летом. Границы Н.п. часто выходят за пределы разлива талых снеговых и дождевых вод при прохождении весенних половодий и дождевых паводков. Весной талые снеговые воды, распространяясь по поверхности наледи, фиксируют на местности уровень своего прохождения (следы на стволах деревьев, в береговых обнажениях и др.), однако эти признаки не могут использоваться для расчетов характеристик весеннего половодья, т. к. они отражают (с некоторым превышением) толщи-

ну наледи, а не мощность водного потока.

А. Р. Алексеев.

НАЛЕДНАЯ ПОЛЯНА. Часть пологого склона или дна долины, в пределах которого ежегодно формируется массив наледного льда. Обычно хорошо выделяется на фоне окружающей местности (см. фото XX. 35). Зрелая Н. п., как правило, сложена *наледным аллювием*, имеет относительно плоскую поверхность, осложненную системой ветвящихся протоков и формами криогенного микро- и мезорельефа. Здесь можно встретить гряды и высыпки переотложенного материала, залегающие на свежей дернине, обрывки и останцы речных террас, „развалы” коренных горных пород, котлы выбивания падающими водными потоками, рвы проседания и ложбины удара обваливающихся масс льда, термокарстовые озера, трещины и просадки, ниши и микро-террасы в береговых обнажениях на уровне, превышающем высоту стояния высоких вод, бугры пучения и кратеры гидроэффузивов, земляные пирамиды, каменные мостовые, уплотненные льдом ровные площадки, расположенные на разных уровнях, и пр. Растительность Н. п. представлена: в таежной зоне — зарослями низкорослых кустарников и разнотравьем, обрамленными лесом или редколесьем, в высокогорье — увлажненными лужайками среди мохо-лишайниковой тундры, в засушливых районах — хорошо развитыми луговыми ассоциациями. На участках наледообразования взрослые деревья и кустарники часто угнетены и искривлены, много погибших особей, отмечается деформация стволов и корней, задержка фенофаз развития и пр.

Эволюция Н. п. тесно связана с режимом наледообразующих источников и многолетней динамикой наледей. При толщине льда более 2,5—3 м Н. п. могут полностью лишиться растительного покрова и превращаться в т. н. камешник, или валунную „мостовую”. Уменьшение толщины наледи обычно сопровождается интенсивным зарастанием наледного ложа. При исчезновении наледообразующих источников наледный участок долины превращается в реликтовую Н. п., фиксируемую на местности характер-

ным рельефом, составом и строением слагающих грунтов. Цепочку реликтовых Н. п. часто можно встретить в долинах, обработанных ледником.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДНАЯ СОЛЬ. Отдельные кристаллы, друзы кристаллов или порошок минеральных веществ на поверхности наледей и наледных полей, образующиеся при вымораживании наледообразующих вод. Обычно встречается в виде округлых пятен диаметром до 30 м при толщине слоя до 5 см. Имеет цвет от белого до кирпичного. Весной вытаивание солей придает наледным массивам характерный желтоватый цвет. По налетам Н. с. на стволах деревьев определяют толщину наледей.

НАЛЕДНАЯ СЪЕМКА. Комплекс наблюдений за распространением, строением, свойствами, режимом наледей и оценка их влияния на окружающую среду и устойчивость инженерных сооружений. Может быть линейной, т. е. проводится по какому-либо одному направлению, напр. вдоль трассы проектируемого нефтепровода, или площадной, т. е. охватывать значительные участки земной поверхности или акватории и представлять систему линейных Н. с. Планируется в виде самостоятельных исследований или сопутствует проектно-исследовательским работам — мерзлотным, инженерно-геологическим, гидрометрическим, леодомерным и др. Проводится одновременно или через определенные интервалы — раз в неделю, декаду, месяц. Материалы Н. с. оформляются в виде специальных тематических карт, служат основой разработки оперативного или долгосрочного прогноза наледной опасности.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДНАЯ ТЕРРАСА. 1. Ступень на поверхности наледи, образующаяся при намерзании наледообразующих вод или при неравномерном стаивании наледного льда. 2. Ступенчатая форма рельефа земной поверхности, формирующаяся на наледных участках речных долин благодаря избирательной деятельности водных потоков и бронирующему влиянию массивов тающего льда. Н. т. обычно имеют высоту 0,1—0,5 м, на крутых склонах располагаются ярусами.

НАЛЕДНИКОВОЕ РУСЛО. Русло наледниковых ручьев с ледяными стенками. Возникает вследствие неустойчивости плоскостного стока в результате водной эрозии ледяного ложа. Для Н. р. характерны большие скорости течения и меандры с малыми радиусами кривизны в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Часть русла оказывается под ледовым навесом. Шероховатость Н. р. мала; судя по полевым измерениям, скоростной коэф. Шези близок к $80 \text{ м}^{1/2}/\text{с}$, а коэф. шероховатости, по Маннингу, около 0,0075, по Базену — около 0,45.

НАЛЕДНИКОВЫЕ (НАЛЕДНЫЕ) ОЗЕРА. Временные озера на поверхности ледников и наледей. Различают два типа таких озер. Первый характерен для западин моренного и термокарстового рельефа в нижних частях крупных горных ледников, а также наледей. Наряду с многочисленными озерами диаметром 10—12 м и глубиной 1,5—2 м, замерзающими зимой, встречаются озера диаметром 200—300 м, глубиной 5—7 м (размеры наледных озер несколько меньше) с заметными колебаниями уровня — они заполняются в первой и опорожняются во второй половине лета. Второй тип Н. о. носит название **ледниковых (наледных) болот**. Они распространены на плоских или слабонаклонных поверхностях покровных и пологих горных ледников, возникают в конце периода таяния снега после его насыщения водой. Ледниковые и наледные болота имеют глубину до 1 м и площадь от сотен м^2 до нескольких км^2 ; они непроходимы.

НАЛЕДНОЕ ПИТАНИЕ РЕК. Поступление талых наледных вод (*наледного стока*) в поверхностные водотоки в результате таяния наледей и их разрушения водными потоками в теплое время года. Н. п. р. представляет часть процесса внутригодового наледного регулирования речного и подземного стока. Отношение наледного стока к речному или подземному стоку за какой-либо период теплого сезона называют коэф. Н. п. р.

НАЛЕДНОЕ РЕГУЛИРОВАНИЕ СТОКА. Процесс перераспределения природных вод в результате формирования наледей. Различают Н. р. с внутрисуточное, связанное с измене-

нием скорости таяния льда и стока талой воды в течение суток, внутригодовое, вызванное дополнительным водопритоком в теплое время года за счет воды, аккумулированной в наледях зимой, и многолетнее, обеспеченное превышением питания наледей над наледным стоком. Наиболее активно проявляется в горных областях с суровыми климатическими условиями.

НАЛЕДНОЕ УВЛАЖНЕНИЕ ГРУНТОВ. Повышение влажности почв и горных пород за счет стока и инфильтрации талых наледных вод. Может быть естественным (при разрушении наледей, сформировавшихся в естественной природной обстановке) и искусственным (при таянии наледей, созданных специально с мелиоративной целью).

НАЛЕДНЫЕ БОЛОТА. См. *наледниковые (наледные) озера*.

НАЛЕДНЫЕ ВОДЫ. Воды, участвующие в развитии наледных процессов и явлений. Различают **наледеобразующие воды**, изливающиеся на ледяную поверхность и превращающиеся в наледный лед, и **талые Н. в.**, формирующиеся в результате теплового разрушения наледей. Налееобразующие воды по происхождению подразделяют на природные (подземные, поверхностные и атмосферные) и техногенные. Среди талых Н. в. выделяют поверхностные, подналедные и внутриналедные. Динамика Н. в. характеризуется питанием наледей и наледным стоком, изменяющимися во времени и пространстве, что отражается на соответствующих гидрографах.

НАЛЕДНЫЕ РЕСУРСЫ. Суммарные запасы наледного льда, образующегося за конкретный период времени на какой-либо территории. По ориентировочным подсчетам, годовые запасы естественного наледного льда, т. е. естественные Н. р.; на территории СССР составляют около 300 км^3 , из них 60 км^3 (20 %) приходится на наледи подземных вод и 240 км^3 (80 %) на наледи поверхностных (речных и талых снеговых) вод. Запасы наледей поверхностных вод, несмотря на общий большой объем, не имеют существенного практического значения, т. к. их использование и промышленная заготовка экономически невыгодны. Наибольшую ценность представляют крупные ледяные

НАЛ

массивы, образующиеся при намораживании подземных вод в областях распространения многолетнемерзлых пород. Потенциальные Н. р. — это запасы льда, которые можно создать при данных климатических условиях намораживанием воды слоями различной толщины. Они определяются типом намораживания, запасами природных вод и условиями их кристаллизации. Наиболее благоприятны для создания искусственных ледяных массивов районы Сибири, Казахстана и Дальнего Востока. Здесь при непрерывном технологическом процессе за зиму можно наморозить толщу льда мощностью от 10 до 70 м. Производительность льдоаккумуляции при брызговом намораживании воды возрастает в 5—10 раз и более.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.

Формы поверхности земли или поверхности наледи, происхождение и развитие которых связано с намораживанием воды и разрушением наледного льда. Широко распространены в горных районах, сложенных многолетнемерзлыми породами, — на Сев.-Вост. СССР, в Юж. Якутии, на Алтае, в Саянах, на Аляске.

НАЛЕДНЫЙ АЛЛЮВИЙ. Отложения, слагающие *наледные поляны*. Формируется в результате совокупного действия физического выветривания, пучения, термокарста, криогенной сортировки, морозного растрескивания, статического и динамического давления льда и эрозионно-аккумулятивной деятельности потоков талых наледных вод. Отличается грубым песчано-гравийно-галечным составом и литологической неоднородностью, местами хорошо промыт и рыхло сложен. Распространен в горных районах, сложенных преимущественно многолетнемерзлыми породами.

НАЛЕДНЫЙ БУГОР. Выпуклая часть наледного массива, образовавшаяся в результате *пучения льда* или концентрированного намораживания воды. Обычно указывает на местоположение наледообразующего источника и большие напряжения в теле наледи. Достигает 5 м в высоту и 100 м в длину (см. фото XX. 36). Затрудняет проезд по ледяному покрову,

часто вызывает деформацию инженерных сооружений.

НАЛЕДНЫЙ ЗАБОЙ. Место сочленения *наледной поляны* с крутым склоном долины, где активизируются морозное выветривание и эродирующая деятельность талых наледных вод. Наличие Н. з. приводит к отступанию склонов и расширению долины на участке развития наледи.

НАЛЕДНЫЙ ЛАНДШАФТ. Тип местности, развитие которого тесно связано с наледями и наледными процессами. Для Н. л. характерны: своеобразный тепло- и влагообмен, обусловленный наличием покрова наледного льда и потоков наледных вод, специфическое строение подстилающих почв и горных пород (см. *наледный аллювий*), комплекс наледных форм рельефа и отличный от смежных участков набор растительных ассоциаций, подверженных активному воздействию наледной воды и льда. Широко развит в горах Сибири и Аляски. Структурно-динамические особенности изучены слабо.

В. Р. Алексеев.

НАЛЕДНЫЙ ЛЕД. Разновидность *конжеляционного льда*. Формируется при послойном намораживании жидкой воды на твердом (ледяном) основании, что характерно для наледных образований. Имеет ярко выраженную слоистость, ориентированную параллельно поверхности аккумуляции и свидетельствующую о перерывах в процессах намораживания. Структура Н. л. зависит от толщины замерзающего слоя воды на льду и температуры ее кристаллизации (см. фото XXI. 38). Чем меньше мощность наледообразующего слоя и ниже температура среды, тем меньше размер ледяных кристаллов. Слоистость определяет анизотропность свойств Н. л.: его прочность при нагрузках, ориентированных вдоль поверхности намораживания, значительно превышает характеристики, полученные в результате приложения сил нормально к ней. В естественных условиях Н. л. залегает в виде корок и массивов на поверхности ледяного покрова рек, озер, морей, ледников, а также на поверхности почв и горных пород. Образование Н. л. затрудняет эксплуатацию инженерных сооружений,

транспортировку грузов, производство сельскохозяйственных культур и пр. Вместе с тем это самый дешевый материал, который широко используется при возведении временных ледяных конструкций — складов, дамб, причалов, дорог, плотин, при мелиорации сельскохозяйственных угодий, охлаждении пищевых продуктов и пр.

НАЛЕДНЫЙ „ОЗ“. Положительная форма рельефа чаледных массивов (обычно в долинах рек), перекрытая слоем глины, песка и щебня, принесенных паводковыми водами. Возвышаются над обнаженной поверхностью наледи на 0,5—2,5 м и внешне напоминают миниатюрные ледниковые озера (см. фото XXI.37).

НАЛЕДНЫЙ ОСТАНЕЦ. 1. Выпуклая форма рельефа поверхности наледи, образующаяся в результате неоднородного термоэрозионного разрушения льда. В плане имеет неправильную форму, часто перекрыт слоем породы, растительными остатками, играющими роль теплоизоляционного материала. 2. Положительная форма рельефа наледного участка долины высотой до 10 м, образовавшаяся вследствие неоднородной *наледной денудации*. Часто представляет собой массив разрушающихся скальных горных пород или обрыв аккумулятивной террасы.

НАЛЕДНЫЙ ПОЛИГОН. Репрезентативный для данного природного района (области, зоны) участок территории (акватории), в пределах которого проводится комплекс. н.-и. и опытно-экспериментальных работ. Организацию Н.п. определяет ряд взаимосвязанных задач: 1) изучение условий, причин и факторов развития наледных процессов, 2) исследование динамики наледей в годовом и многолетнем циклах, 3) оценка влияния наледей на природную среду и хозяйственную деятельность человека, 4) разработка методов учета, картографирования и прогноза наледной опасности, 5) изучение взаимодействия наледей и инженерных сооружений, разработка и проверка типовых схем и технических проектов противоналедных мероприятий и устройств, 6) разработка и опробование различных методов и способов использования наледной воды и льда. В программу работ на Н.п. входят: систематические ледомерные и снего-

мерные съемки; постоянные гидрометеорологические наблюдения; тематические исследования — гидрохимические, мерзлотно-гидрогеологические, геоморфологические, геоботанические и др.; опыты и эксперименты по отработке методики наблюдений, испытания приборов и противоналедных устройств, возведение опытных образцов снежно-ледяных конструкций и пр.

НАЛЕДНЫЙ ПОЯС. 1. Сооружение для борьбы с наледями, создаваемое на автомобильных и железных дорогах. Представляет собой искусственно расширенный участок русла водотока, на котором происходит распластывание и охлаждение наледообразующих вод и его быстрое промерзание. Обычно устраивается в комбинациях с другими противоналедными сооружениями — земляными валами, заборами и др. 2. Высотный пояс в горах, характеризующийся закономерным развитием наледей. Впервые выделен в 1969 г. О. Н. Толстихиным в горах Сев.-Вост. СССР.

НАЛЕДНЫЙ ПРОЦЕСС. Комплекс физических явлений, включающий излияние (осаждение) наледообразующих вод, их растекание по поверхности намерзания, кристаллизацию, метаморфизм наледного льда, его тепловое и механическое разрушение. Н. п. приводит к возникновению собственно наледей и участвует в формировании некоторых видов атмосферного льда: *гололеда, зернистой изморози, притертой корки, града*.

НАЛЕДНЫЙ СТОК. Перемещение талых наледных вод по наледи, склону или в русловой сети бассейна, а также часть речного или подземного стока, сформированного талыми наледными водами. Выражается в объемных или модульных единицах. Определяется на основе систематических ледомерных съемок, наблюдений на индикаторных площадках, измерений расхода воды в ручьях, питающихся талыми наледными водами, или расчетными методами. Имеет ярко выраженный внутрисуточный ход с максимумом во второй половине дня и минимумом в предрассветные часы. Н.с. наиболее интенсивен при ясной погоде в результате быстрого таяния наледи под воздействием солнечной радиации и турбулентного теплообмена. Динамику Н.с. отражает гидрограф водоотдачи наледи, т. е. график

изменения расходов талых наледных вод, ординаты которого определяют величину уменьшения объема наледного льда за расчетные интервалы времени — час, сутки, пентаду, декаду, месяц, а также гидрограф H с. — график изменения расходов талых наледных вод в гидрометрическом створе с учетом их трансформации в процессе добегаания по речному руслу. Отношение наледного стока к общему речному стоку, выраженное в процентах, называется коэф. H с. Лит. [187]. **Б. Л. Соколов.**

НАЛЕДЬ. Слоистый ледяной массив на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образовавшийся при замерзании периодически изливающихся природных или техногенных вод. Причинами формирования H служат: 1) естественная гравитационная разгрузка бассейнов подземных вод, 2) промерзание водонесных систем с образованием криогенного напора, 3) приложение внешних нагрузок на ледяной покров, 4) колебание расходов подледных водных потоков, 5) таяние снега и льда в условиях частого перехода температур воздуха через 0°C , 6) водопритоки на охлажденные берега в результате периодических и непериодических приливов, 7) сброс промышленных и бытовых вод в холодный период года.

По типу наледообразования различают брызговые, напускные и волновые H ; по происхождению — естественные и искусственные; по типу наледообразующих вод — H подземных (надмерзлотных, подмерзлотных, межмерзлотных, пресных, солоноватых, соленых, рассольных), поверхностных (речных, озерных, морских, ледниковых, талых снеговых), атмосферных, а также бытовых, сточных, промышленных и смешанных вод; по местоположению — береговые, речные, озерные, морские, приледниковые, подземные и др.; по времени формирования — осенние, зимние, зимне-весенние, весенние, весенне-летние, сезонные, кратковременные, перелетовывающие, многолетние, ископаемые; по размерам (м^2) — очень мелкие (до 10^3), мелкие ($10^3 - 10^4$), средние ($10^4 - 10^5$), крупные ($10^5 - 10^6$), очень крупные ($10^6 - 10^7$) и

гигантские (более 10^7); по степени опасности — опасные, неопасные, потенциально опасные.

H имеют слоистое строение, связанное с прерывистостью подачи воды к поверхности намерзания. Форма H зависит от кривизны поверхности намораживания, а размеры — от величины питания H . В стадии разрушения конфигурация остаточных ледяных массивов зависит от особенностей внешнего воздействия природных и антропогенных факторов, а также строения льда. Морфологические особенности H характеризуются их длиной l , шириной b и толщиной z , связанных через площадь s и объем V соотношением $V = sz = lbz$. Обычно $z < b$ и $z < l$. Наиболее крупные H ($s > 100 \text{ км}^2$, z до 12—15 м) формируются при намерзании подземных вод в областях преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород на участках контрастных неотектонических движений (горы Сев.-Вост. СССР, Аляска). В СССР H особенно распространены в бассейнах рек Яны, Индигирки, на притоках Лены.

Распространение H увеличивает-ся к полярным районам, а также с возрастанием абс. высоты вплоть до *снеговой линии*. Наледные процессы наиболее активны в районах прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород с резко расчлененным рельефом. H активно воздействуют на структуру ландшафтов, трансформируют микроклимат, почвенный покров, рельеф, растительность, перераспределяют ресурсы поверхностных и подземных вод, тепловой и химический сток, изменяют состав и строение подстилающих горных пород. H затрудняют освоение территории, особенно при строительстве дорог, и поэтому требуют создания способов борьбы с ними. Разработке противоналедных мероприятий предшествует изучение наледной опасности путем наледных съемок территории, исследований на наледных полигонах, гидрометеорологических станциях и постах. Лит. [9—11]. **В. Р. Алексеев.**

НАЛЕДЬ ГРУНТОВЫХ ВОД. См. *наледь подземных вод.*

НАЛЕДЬ МОРСКИХ ВОД. Массив или корка льда, формирующиеся на льду морей и океанов, а также на береговых склонах, гидротехнических сооружениях и транспортных системах при послойном намораживании морской воды. Образуется при ветровых нагонах, набрызгах, накатах волн и выжимании воды по трещинам в результате торошения льда, перегрузки снегом, давления проходящего транспорта и ряда других причин. Входит в состав многолетних (паковых) морских льдов, существенно осложняя их строение и изменяя свойства. Приносит большой вред морским судам и береговым гидротехническим сооружениям.

НАЛЕДЬ ОЗЕРНЫХ ВОД. Ледяной массив, сформировавшийся при замерзании озерных вод на поверхности ледяного покрова, на берегах или гидротехнических сооружениях. Образуется при промерзании озер, резком увеличении водопритока из грунта, от давления на лед выпавшего снега, проходящего транспорта или других внешних нагрузок, а также при ветровом волнении, штормах (за счет наката волн и орошения брызгами). Понятие Н.о.в. не всегда совпадает с понятием *озерная наледь*.

НАЛЕДЬ-ПЕРЕЛЕТОК. См. *многолетняя наледь*.

НАЛЕДЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД (син. *наледь грунтовых вод*). Массив льда, сформировавшийся при намораживании подземных вод, излившихся на поверхность земли, почвы, льда или в крупные полости горных пород. По условиям формирования такие наледы могут быть поверхностными (долинными, русловыми, склоновыми и др.) или подземными (грунтовыми, погребенными, пещерными). По генезису наледьобразующих источников в области многолетнемерзлых пород различают наледы надмерзлотных, подмерзлотных и межмерзлотных вод, а в области сезонномерзлых и кратковременномерзлых горных пород — *ключевые наледы*, питающиеся постоянно действующими источниками подземных вод, и *грунтовые наледы*, формирующиеся за счет воды, залегающей на первом от поверхности водоупоре. Кроме того, выделяют наледы пресных, солоноватых, соленых и рассольных вод. В гидрогеологической литературе название наледей часто дается по принадлежности источ-

ников к тем или иным питающим водоносным комплексам в соответствии с возрастом вмещающих горных пород, напр. „наледы постоянно действующих источников кембрийского водоносного комплекса”.

Наиболее крупные Н.п.в., занимающие десятки км² при толщине льда до 12 м, образуются в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород на участках контрастных неотектонических движений, обеспечивающих развитие системы узких водопоглощающих и водовыводящих таликов. Здесь относительная наледность территории достигает 4 %, а общие запасы наледного льда исчисляются млрд. м³. К югу единичные размеры Н.п.в. уменьшаются, однако количество их увеличивается. Эта тенденция сохраняется до некоторого предела, связанного с запасами холода, лимитирующего процессы наледьобразования. В районах с умеренным климатом Н.п.в. встречаются преимущественно в затененных долинах, оврагах и балках по подножиям склонов. Площадь их измеряется десятками м², а толщина не превышает 1 м.

НАЛЕДЬ РЕЧНЫХ ВОД. Наледь, сформировавшаяся при послойном намораживании речных вод на поверхности ледяного покрова рек, озер и морей, а также на береговых обнажениях, на пойме, низких речных террасах, гидротехнических сооружениях и подвижных транспортных системах. Причинами образования Н.р.в. служат интенсивное нарастание речного льда, перемерзание или закупорка русла донным льдом, шугой и грунтом, давление на лед выпавшего снега, проходящего транспорта или другие статические нагрузки, увеличение водопритока из недр земной коры, ветровое волнение, шторм и пр. Н.р.в. иногда вытягиваются на 50 км, имея толщину 0,5—1 м и ширину до 100 м. Распространены на реках умеренных и арктических широт, а также в высокогорье. Иногда встречаются в приустьевых участках акваторий крупных озер и морей. Понятие Н.р.в. не всегда совпадает с термином *речная наледь*.

НАЛЕПЬ. Покров мокрого или замерзшего снега на деревьях, столбах и т. п.; в ветреную погоду бывает больше на наветренной стороне

предметов. Различают влажную Н., образующуюся при незначительной положительной температуре и удерживающуюся на предметах только из-за липкости, и оледенелую Н., представляющую собой замерзшую влажную Н., иногда покрытую сухим снегом. Влажная Н. часто образует *снежные гирлянды*. Обильная Н. ломает деревья, нарушает линии связи и электропередачи, иногда приводит к гибели животных. *В. М. Котляков.*

НАЛОЖЕННЫЙ ЛЕД. Разновидность *инфильтрационно-конжеляционного льда*, формирующегося на поверхности ледников от намерзания талых вод в смеси со снегом на охлажденном льду преимущественно в ночное время. Покрывает значительные участки ледников ниже фирновой линии, преимущественно в зоне ледяного питания. Отличается характерной слоистостью, параллельной поверхности ледника, в противоположность области абляции, где слои льда выклиниваются. На этом основан структурный метод нахождения границы питания ледника, когда в мелких траншеях определяют параллельное и наклонное залегание годовых слоев льда. *В. М. Котляков.*

НАЛОЖЕННЫЙ ПОТОК. См. *арусные ледники*.

НАМЕРЗШИЙ ЛЕД. Куски, плиты и отдельные кристаллы льда на какой-либо твердой поверхности, примерзшие к основанию. Примерами Н. л. в естественных условиях могут служить шуговые венки, палець, гряды торосов. Иногда Н. л. отождествляют с наложенным, наледным, натечным, что неправильно, т. к. эти виды льда образуются в результате намерзания воды, а не путем наслоения кусков льда.

НАМОРАЖИВАНИЕ. Образование льда путем замерзания воды, медленно стекающей по холодному твердому основанию в виде капель, струек или разливов. Замерзание происходит за счет теплоотдачи в атмосферу и в основание. По мере нарастания льда он сам образует поверхность, на которой намерзает вода. В естественных условиях Н. приводит к образованию натечного льда на ледниках, при разрывах бугров пучения и особенно в наледях.

Искусственное Н. выполняется тонкослойным наливом воды на плоскую поверхность (каток) или в бунтах на решетчатом основании, а также с помощью термосвай, замороженных в лед водоемов. Интенсивность наливного Н. — несколько дм/сут. Чтобы ее увеличить, используют дождевание, при этом основной теплообмен переносится с плоскости намораживания в объем капельного факела [111]. Таким способом за сутки удалось создать бунт льда толщиной 7 м при -18°C . *А. Н. Кренке.*

НАНОСНЫЙ ЗАБЕРЕГ. См. *забереги*.

НАНСЕН (Nansen) Фритьоф (1861—1930). Норвежский путешественник, океанограф, общественный деятель. В 1888 г. впервые пересек на лыжах юж. часть Гренландии и установил наличие здесь сплошного оледенения. В 1890 г. выдвинул проект достижения Сев. полюса на судне, дрейфующем вместе со льдом. В 1893—1896 гг. такой дрейф состоялся на специально построенном для этой цели судне „Фрам“. В сентябре 1893 г. дрейф „Фрама“ начался к СЗ от Новосибирских о-вов и в 1896 г. закончился у о. Зап. Шпицберген, однако почти на 5° широты не достиг полюса. Попытка Н. вместе с Ф. Я. Иогансеном пройти до полюса на лыжах не увенчалась успехом; они вынуждены были перезимовать на о. Джексона на Земле Франца-Иосифа. Во время дрейфа „Фрама“ наряду со многими океанографическими открытиями было установлено влияние суточного вращения Земли на движение морских льдов.

НАПЛАСТОВАНИЕ ЛЬДА. См. *слоистость льда*.

НАПОРНЫЕ ВОДЫ В ЛЕДНИКАХ. См. *внутриледниковые воды*.

НАПРЯЖЕНИЯ В ЛЕДНИКАХ. Напряжения, создаваемые в ледниках силами F_i , относящимися ко всей массе льда. Здесь i — направление приложения сил ($i = 1, 2, 3$ — координаты), F_i — составляющая вектора силы. В леднике действуют силы: гравитационные, внешнего и внутреннего трения. Тензоры Н. в л. складываются из среднего нормального (гидростатического) напряжения s и девиатора тензора напряжения σ_{ij} . Нормальные

напряжения, направленные вдоль оси поперек площадки, ограничивающей элементарный объем льда, $s_{ii} = s + \sigma_{ii}$. Касательные напряжения (напряжения сдвига вдоль площадки, ограничивающей элементарный объем) $s_{ij} = \sigma_{ij}$. Напряжения сдвига равны нулю на поверхности ледника и максимальны на ложе или поверхностях сколов. Поле N в л. определяется полем сил в нем $\partial s_{ij} / \partial x_i = -\rho F_i$, где ρ — плотность льда. Неравномерное распределение N в л. приводит к их концентрациям на отдельных участках. Там, где напряжения больше предельных N в л. (около $10\,000\text{ Н/м}^2$ для разрыва и 5000 Н/м^2 для сдвига), происходят сколы или образуются разрывы (трещины). Там, где напряжения меньше, лед деформируется в согласии с реологическим уравнением. *А. Н. Кренке.*

НАПУСКНОЕ НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЕ. См. *наледееобразование*.

НАРАСТАЮЩИЕ ТВЕРДЫЕ ОСАДКИ. См. *твердые осадки*.

НАСЛОЕНИЕ ЛЬДА. Один из видов деформации плавучего льда, когда одна льдина надвигается на другую и обе сохраняют более или менее горизонтальное положение. При этом образуются подсоны льда, а ледяной покров становится наслоенным, при многократном наслоении — набивным. N л. обычно происходит при сжатии молодых льдов, особенно серого льда и ниласа. В этом случае часто имеет место зубчатое N л., когда попеременно части то одной, то другой льдины насланываются сверху, а разломы обычно идут почти перпендикулярно краям льдин и получают зубцы, близкие к прямоугольным.

В. Л. Цуриков.

НАСЛОЕННЫЙ ЛЕД. Двухслойные и многослойные участки плавучего льда, образующиеся при надвигании льдин друг на друга под действием сжатий и давления. На некоторых реках многослойные льдины достигают 2—3 м толщины и больше, а на море — еще больше.

НАСЛУД. Тонкий лед, образовавшийся на воде, скопившейся на более старом льду при таянии или выступившей из-под льда через трещины. Обычно наблюдается ранней весной при заморозках после оттепелей на поверхности снежниц, водяных забрегов, проталин и промоин.

НАСТ. Уплотненный и затвердевший поверхностный слой снега. В зависимости от происхождения различают разные виды N .: ветровой, оттепелевый, солнечный. По существу настом служат *корки в снежном покрове*, образующиеся на поверхности снега.

НАСТУПАНИЕ ЛЕДНИКА. Продвижение конца ледника или края ледникового покрова в направлении движения льда. Происходит в результате превышения аккумуляции ледника над его абляцией, а также вследствие увеличения скорости движения льда, которое может вызываться как положительным балансом массы ледника, так и релаксационными автоколебаниями ледника, не связанными с климатом. Климатически обусловленные (вынужденные) N л. происходят обычно при похолодании и увлажнении климата. *В. М. Котляков.*

НАСЫЩЕНИЕ МЕТЕЛЕВОГО ПОТОКА. Насыщение *снеговетрового потока* частицами снега, выпавшими из облаков и поднятыми с поверхности. Степень насыщенности потока метелевыми частицами зависит от скорости ветра. Максимальный общий твердый расход метели примерно пропорционален кубу скорости ветра. Достаточно небольшого ослабления ветра, чтобы вызвать аккумуляцию снега, если метелевый поток насыщен твердыми частицами до предела своей транспортирующей способности. Если метелевый поток не насыщен снегом и его несущая способность не реализована, он выметает ранее отложившийся снег, т. е. происходит дефляция поверхности. *В. М. Котляков.*

НАСЫЩЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНО ЛЬДА. Насыщение относительно поверхности льда при отрицательных температурах; состояние динамического равновесия между льдом и находящимся над ним водяным паром, при котором упругость водяного пара имеет максимальное (насыщающее) значение. Упругость N о. л. e_d несколько меньше, чем упругость насыщения относительно переохлажденной воды e_s при тех же температурах t , а именно:

$t\text{ }^{\circ}\text{C}$	0	-10	-20	-30	-40
$e_s\text{ Па}$	610	286	124	50	19
$e_d\text{ Па}$	610	280	103	37	13

Поэтому и N о. л. достигается при значениях относительной влажности f (которая всегда рассчитывается от-

НАТ — НИВ

носителем воды), меньших 100 %, а именно:

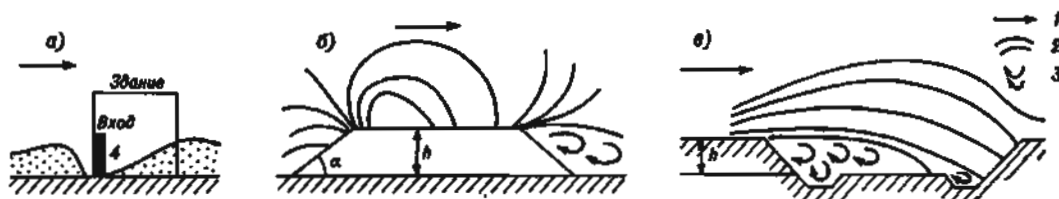
$t^{\circ}\text{C}$	0	-10	-20	-30	-40
$f\%$	100	91	82	74	67

НАТАСОВАННЫЙ ЛЕД. Скопление нескольких льдин, смерзшихся одна над другой. Образуется при ледоходе или подвижках льда в результате надвигания льдин одна на другую.

НАТЕЧНЫЙ ЛЕД. Разновидность повторно-конжеляционных льдов, формирующаяся при намораживании растекающихся по твердому основанию капель, струек воды или безруслых водных потоков. Источником натежного льдообразования могут быть все типы природных вод, встре-

НЕБРАСКСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

НЕЗАНОСИМЫЕ СООРУЖЕНИЯ. Инженерные сооружения, форма и ориентация которых исключают или ослабляют их снегוזаносимость, особенно при расположении в зоне разгона метелей. Н. с. могут быть: линейными (дороги) и точечными (отдельные здания). Вокруг отдельных зданий образуются воронки размыва в снежном покрове, так что с наветренной стороны прилегающая к зданию территория очищается от снега; поэтому все основные входы и окна должны располагаться с этой стороны (см. рис.). Точечные Н. с. должны



Незаносимые сооружения: а — отдельное здание, б — дорожная насыпь, в — дорожная выемка; 1 — направление ветра, 2 — изотопы скоростей ветра, 3 — зоны завихрений, 4 — воронки размыва.

чающиеся на Земле. Повторное наплавление Н. л. — характерная черта наледных процессов, приводящих к образованию ледяных сталактитов и сталагмитов, града, гололеда, наледей и др.

В. Р. Алексеев.

НАЧАЛО ЛЕДНИКА. Высшая точка на геометрической оси ледника.

НАЧАЛЬНЫЕ ВИДЫ ЛЬДОВ. Недавно образовавшийся лед, состоящий из несмерзшихся или слабо смерзшихся кристаллов. Сюда входят: *ледяные иглы* — тонкие иглы или пластинки льда, взвешенные в воде; *ледяное сало* — следующая стадия замерзания, когда всплывшие ледяные иглы образуют на поверхности воды серый слой с матовым оттенком; *снежура* — выпавший на свободную ото льда поверхность воды снег, пропитанный водой и превратившийся в вязкую массу; *шуга* — скопление пористых комков льда, образующихся из ледяного сала, снежуры или всплывшего донного льда.

В. Л. Цуриков.

НЕБЛАГОПРИЯТНЫЙ ЛЕД. См. *лед в подводном плавании*.

быть компактными и обтекаемыми в плане. Высота незаносимой дорожной насыпи не может быть меньше расчетной толщины снежного покрова с заданной вероятностью превышения. Минимальное превышение высоты насыпи над снежным покровом устанавливается с расчетом обеспечения сноса снега со всего дорожного полотна. Максимальная высота $h_{\text{макс}}$ подчинена требованию отсутствия вихревых зон в подветренной стороне: $h_{\text{макс}} < \sqrt{as}$, где s — площадь поперечного сечения насыпи, $a = 0,15 \div 0,2$. Глубокие выемки не могут быть Н. с., т. к. зоны завихрений оказываются непосредственно над полотном. При глубине выемок менее 2 м и заложении откосов положе 1:6 зоны завихрений исчезают, что резко уменьшает объемы снегоотложений [98].

Условия незаносимости снегом Н. с. зависят от устойчивости направления метелевых ветров. Полностью исключается заносимость низовыми метелями сооружений, приподнятых на сваях, и на дорогах эстакадного

типа. Незаносимость полотна автомобильных дорог облегчается его гладкостью, способствующей снегосносу, так что бордюры и разделительные полосы с декоративным озеленением в сильно заносимых районах нежелательны. Вытянутые вдоль направления господствующих метелей и большие пониженные участки территории не могут быть незаносимыми, т.к. условия снегоотложения на них почти такие же, как в открытом поле, если их протяженность значительно больше длины зоны разгона метелей.

А. К. Дюнин.

НЕЙТРОННЫЙ ГАММА-КАРОТАЖ. См. *гамма-каротаж скважин в ледниках.*

НЕКАНАЛИЗОВАННАЯ ЛАВИНА. Снежная лавина, которая движется по ровному склону без четко выраженного в рельефе русла. Выделена как тип D1 в *Международной морфологической классификации лавин.* Н. л. небольшого объема называют *осовом.*

НЕПОДВИЖНЫЙ ЛЕД. Лед водоемов и водотоков, не совершающий горизонтальных движений, хотя некоторые его формы (ледяной заберег, припай) подвергаются вертикальным колебаниям при подъемах и падениях уровня воды. Н. л. обычен на реках и озерах, а в морях он в основном образуется в прибрежных районах, где простирается от нескольких метров до сотен км от берега. Н. л. может образоваться как путем замерзания воды на месте, так и вследствие приноса и смерзания дрейфующего льда. К Н. л. относятся: *ледяной заберег; припай; подошва припая; лед, севший на мель; условно к нему можно отнести и донный лед.*

В. Л. Цуриков.

НЕСВЯЗНЫЙ СЕЛЕВОЙ ПОТОК. См. *селевой поток.*

НЕСОРТИРОВАННЫЕ ПОЛИГОНЫ. *Криогенные полигоны*, ячейки которых преимущественно полигональны, но они имеют несортированный вид, т.к. здесь нет каменных бордюров, характеризующих сортированные полигоны.

НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА. Способность припая и ледяных полей выдерживать нагрузку на их поверхность. Расчет Н. с. л. п. важен для ледовых аэродромов, дорог и переправ по льду и разгрузки судов на припай. Н. с. л. п.

определяется в основном толщиной и прочностью льда. Выделяют понятие **грузоподъемность ледяного покрова**, т. е. Н. с. л. п. до образования первых сквозных трещин, которая значительно меньше полной Н. с. л. п., соответствующей пролому льда. По времени действия нагрузки различают три режима Н. с. л. п.: 1) режим длительного нагружения, при котором лед ведет себя как пластическое тело, 2) статический режим, когда действие нагрузки кратковременно и проявляются упругие свойства ледяного покрова, 3) динамический режим, когда кроме упругости существенную роль играют силы инерции льда и гидравлического давления со стороны воды. В последнем случае надо учитывать скорость распространения волны в воде и в самом льду, которая зависит от толщины и упругости льда, а также от глубины места. При скорости движения груза, превышающей скорость этой волны, Н. с. л. п. велика, при движении меньше скорости волны — понижена. Когда скорость движения груза равна или близка к скорости волны, прогибы льда достигают максимума и может произойти пролом льда. Лит. [27]. В. Л. Цуриков.

НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СНЕГА. Способность снега как основания выдерживать статические и динамические нагрузки от инженерных сооружений, транспортных средств, саней, лыж и т. д.

НЕСЯК. Большой *торос* или группа смерзшихся торосов, образующих отдельную льдину, находящуюся на плаву. Н. может выступать до 5 м над уровнем воды. В сев. морях Н. называют обмелевшую во время морского отлива большую льдину, которую приливы заносят взгроможденной на другую льдину меньшего размера.

НИВАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ. Область распространения вечных снегов, т.е. ледников и многолетних снежников, а также многолетних морских льдов. Н. о. приурочены к полярным широтам и верхним частям горных хребтов, характеризуются нивально-гляциальным климатом. Среди природных систем в Н. о. основное место занимают *нивадно-гляциальные системы.*

НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНАЯ СИСТЕМА. Природная система с ведущей ролью снежного покрова и льда

в ее вещественном составе и процессах, определяющих развитие системы и ее взаимодействие с окружающей средой. Отдельные компоненты Н.-г. с., такие, напр., как ледники и снежный покров, могут образовывать самостоятельные системы, которые, однако, находятся в тесной взаимной связи и имеют общие входы и выходы, чем и обуславливается включение их в единые Н.-г. с.

Следует различать Н.-г. с. четырех уровней. Высший уровень занимает глобальная Н.-г. с. — *гляциосфера*, представляющая собой важную часть географической оболочки, связанную с другими планетарными природными системами не только прямыми, но столь же сильными обратными связями.

Следующий уровень — региональные Н.-г. с., сформированные в пределах крупных регионов: целых горных областей, архипелагов полярных и субполярных о-вов. Такие системы охватывают широкий круг снежно-ледовых явлений, распространенных на обширной территории и в значительном диапазоне высот и поэтому весьма разнообразных и связанных друг с другом через большое число цепочек взаимодействий. Обратные связи, т.е. воздействие оледенения разных видов на климат и рельеф, на этом уровне явно заметны, но все же находятся в подчиненном положении по сравнению с прямыми воздействиями климата и рельефа на оледенение.

Следующий уровень — местные (локальные) Н.-г. с., где взаимосвязанные снежно-ледовые процессы происходят на относительно обособленных участках крупных регионов. Здесь развит ограниченный круг нивально-гляциальных явлений, в котором главенствующее положение занимает одно из них. Колебания интенсивности процессов, присущих именно этому явлению, накладывают главный отпечаток на особенности развития всей местной Н.-г. с.

На низшем уровне находятся системы, образуемые отдельными ледниками, снежниками, наледями и т. п. Их можно рассматривать как самостоятельные замкнутые системы с действующими внутри них процессами, приводящими к изменению системы во

времени, — ее колебаниям. Обратные связи — воздействие на рельеф и климат — на этом уровне обнаруживаются либо только за длительное время (троговые долины), либо посредством тонких инструментальных наблюдений.

Н.-г. с. характеризуются полями основных параметров в их пределах, т.е. обобщенными представлениями о распределении по территории той или иной характеристики системы. К таким параметрам в первую очередь относят: абсолютные и относительные высоты рельефа, высотное положение границы питания ледников, суммы положительных температур и величины аккумуляции — абляции на этом уровне.

Главный метод исследования Н.-г. с. — создание реальных моделей, описывающих динамику всех входящих в них объектов в их взаимосвязи друг с другом и с иными компонентами природной среды. Существуют три пути создания таких моделей: математическое описание физических процессов; физическое моделирование и проведение природных экспериментов на эталонных объектах; статистическое и картографическое моделирование, т.е. построение карт отдельных параметров и их взаимодействия (см. *картографирование ледниковых систем*).

В. М. Котляков.
НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ. Относящийся к снегу и льду по происхождению или по преобладанию соответствующих процессов (напр., нивально-гляциальный ландшафт, нивально-гляциальный пояс).

НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ПОЯС. Самый верхний природный высотный пояс гор, обычно расположенный выше *снеговой линии*. Из-за метелевой и лавинной концентрации снега и выдвижения ледниковых языков на более низкие уровни элементы Н.-г. п. могут встречаться ниже снеговой линии. Характеризуется нивально-гляциальным климатом и преобладанием нивально-гляциальных систем. В полярных и субполярных областях нередко распространяется до уровня моря, а во внутриконтинентальных областях занимает самое высокое положение (в пустынных горах Центральной Азии и южноамерикан-

ских Анд иногда выше 6500 м). Для ландшафтов Н.-г. п. характерно сочетание снежников и ледников со скалами и осыпями; интенсивны процессы физического (гл. обр. морозного) выветривания. Органический мир крайне беден, растительность разреженная, животные встречаются редко; постоянно обитают лишь немногие виды зверей, птиц и насекомых, в т. ч. снежные барсы, медведи, киники, яки и др.

В. М. Котляков.

НИВАЛЬНЫЙ. Связанный со снежным покровом происхождением или природными процессами (напр., нивальный климат, нивальный пояс). Поскольку влияние снежного покрова и ледников на природные процессы чаще всего протекает совместно, вместо слова нивальный правильное употреблять определение *нивадно-гляциальный*.

НИВАЛЬНЫЙ КАР (син. *снежниковая ниша*). См. кар, нивальный комплекс.

НИВАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС. Тип рельефа, в котором нивальные образования сочетаются с другими формами рельефа и отложений, среди которых преобладают крионивальные, флювионивальные, суффозионно-нивадные и коррозионно-нивадные образования. Н. к. может ограничиваться контуром залегания снежника, образовывать растянутую зону и даже быть разобщенным в пространстве. К характерным формам Н. к. относятся снежниковая ниша, нивальный мелкозем и нивальный склон. **Снежниковая ниша** (нивадный кар) — это углубление в поверхности склона (уступа) или циркообразное расширение в верховьях оврагов и балок, размером от десятков до первых сотен метров, образованное процессами нивации. Формирование ниши в условиях арктического климата связано гл. обр. с процессами морозного выветривания, субарктического — с процессами течения грунтов в полосе отступления нижнего края снежника, умеренного — с процессами суффозии, оплывания, растворения горных пород. **Нивальный мелкозем** — это пылевая органо-минеральная порода, образующая небольшие скопления внутри снежника и в его ложе. Формируется в результате накопления снежником продуктов ветрового переноса, последующего захвата тонких частиц фильтрующимися талыми во-

дами и концентрации их вдоль ледяных прослоев или в основании снежника. **Нивальный склон** представляет собой часть горного склона на месте залегания летнего снежника, характеризующуюся чередованием мелких участков, преобразованных процессами солифлюкции (щебнистые полосы), вымораживания обломков, течения грунтов и эрозии (борозды и скопления дресвы).

Особый тип Н. к. создают лавинные отложения и формы рельефа.

В. Ф. Перов.

НИВАЛЬНЫЙ МЕЛКОЗЕМ. См. нивальный комплекс.

НИВАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ. См. криогенный рельеф.

НИВАЛЬНЫЙ СКЛОН. См. нивальный комплекс.

НИВАЦИЯ (син. *снежниковая эрозия*). Комплекс процессов денудации, связанных с воздействием снежников на подстилающие горные породы и приводящих к образованию специфических форм рельефа и отложений. К таким процессам относятся морозное и термическое выветривание, солифлюкция, течение и оплывание грунтов, плоскостной смыл и размыв, суффозия и растворение пород, а также медленное сползание самого снежника или срыв отдельных его частей. При этом снежник выступает в качестве источника дополнительных объемов талых вод и холода. Характер Н. в разных климатических условиях неодинаков (см. табл. на с. 306). Состав ведущих процессов денудации в зоне воздействия снежника зависит от продолжительности и количества тепла в период абляции, а также от состояния грунтов в ложе снежника. В целом снежники активизируют те процессы денудации, которые являются ведущими в условиях данного климатического пояса или ландшафта. Оптимальные условия для развития Н. — длительное существование снежников на фоне прохладного периода абляции — реализуются в субнивальном и альпийском поясах гор и в тундровой зоне равнин; геологическая деятельность снежников здесь наиболее эффективна. В результате Н. под снежниками образуются небольшие понижения, нередко превращающиеся в кары. Н. также способствует формированию в рельефе специфического *нивадного комплекса*.

В. Ф. Перов.

НИВ — ОБЛ

ХАРАКТЕР НИВАЦИИ В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Климатический пояс	Ведущие процессы денудации в зоне воздействия снежника	Характерные формы нивального рельефа
Арктический (лето короткое и холодное, многолетняя мерзлота) Субарктический (лето прохладное, многолетняя или длительная сезонная мерзлота)	Морозное выветривание, солифлюкция Течение грунтов вдоль нижнего края снежника	Снежниковые ниши, уступы, трогообразные овраги и долины в скальных грунтах Снежниковые ниши и асимметричные гряды, крионивальные террасы и «каменные мостовые», нивальные склоны
Умеренный (лето теплое, сезонная мерзлота неустойчива)	Суффозия, коррозия, оплывание грунтов, эрозия	Снежниковые ниши, асимметричные овраги и балки, суффозионно-нивальные воронки, корразионно-нивальные карстовые полости, конусы выноса

НИВОМЕТР. Крупные горизонтальные марки (обычно через 0,5 м) на крутом скалистом склоне в области питания ледника, служащие для дистанционных отсчетов изменения высоты ледниковой поверхности. Предложены в 1890 г. Ф. Форелем, в 1906—1956 гг. использовались П. Меркантоном на Нижнегриндельвальдском леднике в Швейцарских Альпах.

НИЗОВАЯ МЕТЕЛЬ (син. *дефляционная метель*). Ветровое перемещение отложенного ранее снега. В зависимости от высоты подъема перемещающихся снежных частиц различают *поземок*, при котором снег переносится до высоты 10—20 см, и собственно Н. м., когда снежные частицы поднимаются выше, но снегопад отсутствует. По своему характеру и следствиям Н. м. сильно отличается от *общей метели*.

НИЛАС. Молодой лед в виде тонкой эластичной ледяной корки толщиной до 10 см, легко изгибающейся на волне. При сжатии образует зубчатые наслоения. Легко режет деревянные корпуса судов и шлюпок, а потому местами его называют льдом-резуном. К Н. относится: *склянка* — легко ломающаяся блестящая корка льда толщиной до 5 см; *темный Н.* — матовая ледяная корка темного цвета толщиной до 5 см; *светлый Н.* — ледяная корка толщиной 5—10 см, более светлого цвета, чем темный Н.

В. Л. Цуриков.

НОРВЕЖСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ. См. *скандинавский тип ледников*.

НОРДЕНШЕЛЬД (Nordenskiöld) Нильс Адольф Эрик (1832—1901). Шведский геолог и географ, исследователь Арктики, член Стокгольмской Академии наук (1858), чл.-корр. Петербургской Академии наук (1879), почетный член Русского географического общества (1881). В 1864, 1868 и 1872—1873 гг. экспедиции под руководством Н. произвели съемку берегов Шпицбергена, а сам Н. впервые пересек Вост. ледяное поле на Сев.-Вост. Земле. В 1870 и 1883 гг. руководил шведскими экспедициями в Гренландию, положившими начало исследованиям ее ледникового покрова. В 1878—1879 гг. на пароходе „Вега“ впервые совершил сквозное плавание (с зимовкой в пути) Сев.-Вост. проходом из Атлантического океана в Тихий. Именем Н. названы архипелаг к северу от п-ова Таймыр, заливы у берегов Новой Земли и Сев.-Вост. Земли, п-ов на о. Зап. Шпицберген и др.

НОРДЕНШЕЛЬД (Nordenskiöld) Отто (1869—1928), Шведский геолог и путешественник, с 1905 г. профессор Гётеборгского университета. В 1895—1897 гг. руководил экспедицией в Патагонию и на Огненную Землю, где занимался ледниковой геологией. В 1901—1903 гг. возглавлял Шведскую антарктическую экспедицию на судне „Антарктик“, обследовавшую сев.-вост. часть Земли Грейама. Экспедиция открыла большой участок побережья, образованного шельфовым ледником Ларсена. В шурфах, выры-

тых зимой 1903 г., Н. обнаружил постепенное превращение летнего снега в рыхлый крупнозернистый фирн даже при низких температурах воздуха и незначительной нагрузке. Н. подверг сомнению целостность Антарктического материка и предложил деление на Зап. и Вост. Антарктиду. На основе исследований на Земле Грейма он высказал предположение, что условия оледенения в Антарктиде установились за миллионы лет до начала оледенения в сев. полушарии.

НОРМАЛЬНАЯ СНЕГОСЪЕМКА. См. *снегомерная съёмка*.

НУНАТАК. Изолированный скалистый пик, горный гребень или холм,

выступающий над поверхностью ледникового щита или горного ледника и полностью окруженный льдом. Самые крупные нунатаки известны в Антарктиде и Гренландии. Выделяют также древние Н. — горные вершины и гребни древнеледниковых областей, которые выступали из-под плейстоценовых ледниковых покровов. Современные Н., которые в прошлом целиком покрывались льдом и сейчас имеют округлые, покрытые ледниковыми шрамами вершины, иногда именуют нунаколами. Термин Н. перенесен из эскимосского языка в научную литературу Н. А. Э. Норденшельдом.

М. Г. Гросвальд.



ОБЗЕРНЕНИЕ. Намерзание капелек (зерен) переохлажденного ливневого или слоисто-кучевого облака на твердых облачных элементах — снежных кристаллах. Размер зерен на два порядка меньше диаметра снежинки, на отдельном кристалле может быть от нескольких единиц до многих сотен зерен. Кристаллы, беспорядочно обросшие намерзшими капельками, называют *обзерненными снежинками*. Первичная снежинка, полностью перекрытая намерзшими капельками, приобретает шаровую или коническую форму — возникает *снежная крупа*.

В. М. Котляков.

ОБЗЕРНЕННАЯ СНЕЖИНКА. Снежинка, беспорядочно обросшая мелкими кристалликами инея или замерзшими капельками, так что ее кристаллическая форма различима лишь в лупу или микроскоп.

ОБЛАСТЬ АБЛЯЦИИ (син. *область расхода*). Нижняя часть ледника, где за балансый год вследствие абляции фирна и льда происходит уменьшение массы ледника, восполняемой благодаря перемещению льда из области аккумуляции ледника.

ОБЛАСТЬ АККУМУЛЯЦИИ (син. *область питания*). Верхняя часть ледника, где за балансый год происходит увеличение массы льда, переносимого в область абляции ледника. О. а. включает области чистого прироста фирна и наложенного льда.

ОБЛАСТЬ ПИТАНИЯ. См. *область аккумуляции*.

ОБЛАСТЬ РАСХОДА. См. *область абляции*.

ОБЛЕДЕНИЕ. Образование корки плотного сублимационного или конжеляционного льда на поверхности земли, судов, самолетов и наземных предметах — проводах, столбах, фермах, деревьях и пр. Возникает при отрицательных температурах воздуха, сильных ветрах, в тумане и облаках. К О. относят: *брызговое О.*, О. в результате выпадения осадков — дождя, мороси, мокрого снега, а также оседания влаги на переохлажденную поверхность — гололед, изморозь. Весьма опасно О. судов, находящихся в море, когда нарастающий на палубе, бортах, судовых надстройках, мачтах и винтах лед резко снижает скорость движения и устойчивость судна. О. самолетов приводит к резкому увеличению полетной массы, потере подъемной силы и скорости. Оно происходит гл. обр. при полете в переохлажденных облаках или в зоне переохлажденного дождя, преимущественно при температурах от 0 до -10°C . При соприкосновении с самолетом переохлажденные капли замерзают, покрывая самолет ледяной коркой. При О. самолетов возникают три вида отложений льда: стекловидный прозрачный налет гладкого льда; наиболее опасный малопрозрачный налет

молочного цвета с шероховатой поверхностью; кристаллический налет незначительной толщины при температурах ниже -10°C . Полный цикл О. от момента появления льда на поверхности до его полного исчезновения называют случаем О.

Существует несколько способов борьбы с О.: механические — околка, вибрация и пр.; физические — применение тепловых, ультразвуковых, электрических и магнитных устройств; физико-химические — использование солей или жидкостей, растворяющих лед и понижающих температуру замерзания воды [151]. Наиболее эффективны комбинированные средства, в т. ч. применение специальных покрытий, уменьшающих адгезию льда.

В. М. Котляков.

ОБЛОЖНОЙ СНЕГОПАД. См. *снегопад*.

ОБЛОМ АЙСБЕРГОВ. См. *отел ледников*.

ОБЛОМОК ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ. См. *ледяное поле*.

ОБМЕН ЛЕДНИКА. См. *энергия оледенения*.

ОБРАТНЫЙ ГРАДИЕНТ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛЬДА. Понижение температуры льда с глубиной ниже активного слоя. Обратным такой градиент называют потому, что обычно температура в леднике с глубиной повышается в соответствии с направлением геотермического потока и потока тепла трения. Понижение температуры может быть обусловлено потеплением климата в последнюю эпоху, т. е. захоронением более холодных слоев льда, или адвекцией холодного льда из расположенных выше частей ледника. Первое распределение температур часто встречается на вершинах ледниковых куполов, а второе — на склоне ледниковых покровов.

А. Н. Кренке.

ОБРУШЕНИЕ СНЕГА НА ЛЕДНИКИ. Обрушение на ледники снежных масс с окружающих склонов путем взрывов на склонах, ракетно-артиллерийского обстрела или воздействия ударных волн от полетов сверхзвуковых самолетов. Может использоваться для увеличения альбедо ледников и пополнения запасов воды в них.

ОБСОХШИЙ ЛЕД. Морской, озерный и речной лед, с поверхности ко-

торого исчезли *снежицы* в результате стекания талой воды через трещины и проталины. После обсыхания поверхность льда белеет.

ОБТАИВАНИЕ ЛЬДА. Процесс теплового разрушения ледяных массивов или отдельных кристаллов льда с одной или нескольких сторон. Обычно начинается под воздействием солнечной радиации, ослабляющей сцепление ледяных зерен и приводящей к появлению пленок воды на контактах между ними. В дальнейшем происходит отток талой воды и постепенное избирательное уменьшение толщины льда. В связи с изначальными неровностями рельефа таяние идет неравномерно. Этому способствует различная ориентировка склонов облучаемой поверхности, неоднородная обдуваемость ветром, наличие автогенных и ксеногенных примесей и пр. В результате поверхность льда часто приобретает причудливые формы, возникают *ледниковые столы*, *ледяные грибы* и т. п. Поверхность обтаивающего льда почти всегда глянцева благодаря наличию пленки талой воды, которая в ночное время обычно замерзает.

В. Р. Алексеев.

ОБШИРНОЕ ЛЕДЯНОЕ ПОЛЕ. См. *ледяное поле*.

ОБЩАЯ МЕТЕЛЬ. Перенос снега вдоль земной поверхности ветром при выпадении снега из облаков, сочетание *верховой* и *низовой* метелей. При сильном ветре обычно трудно различить, поднимается ли снег ветром с поверхности снежного покрова. Общая и низовая метели имеют ряд отличительных признаков: 1) О. м. чаще наблюдается при циклоническом типе погоды, а низовая — при антициклоническом; 2) при О. м. снежинки сохраняют свою первоначальную форму, а при низовой проносятся обломки снежинок, потерявшие сходство с исходными кристаллами; 3) при О. м. характер подстилающей поверхности имеет малое значение, поскольку ее интенсивность в большей мере зависит от интенсивности снегопада; количество переносимого снега при низовой метели определяется характером подстилающей поверхности; 4) при О. м. отложение снега мало зависит от скорости ветра, а при низовой оно резко неравномерно

в соответствии с изменчивостью ветра; 5) при О. м. образуются мощные слои снега однородного строения и сравнительно небольшой плотности, при низовой метели снег отлагается неравномерно и обладает разной плотностью вплоть до очень высоких значений; 6) в снеге, отложенном при О. м., размеры кристаллов колеблются в пределах 0,25—0,35 мм, а при низовой — 0,1—0,2 мм. При установившейся метели происходит отсортировка частиц; наиболее подвижны в метелевом снеге частицы размером 0,2—0,3 мм.

В. М. Котляков.

ОБЩИЙ ТВЕРДЫЙ РАСХОД МЕТЕЛИ (син. *полный расход снега*). См. *твердый расход снеговетрового потока*.

ОБЪЕМ СНЕГОПРИНОСА. См. *снегоперенос*.

ОГИВЫ (син. *полосы Форбса, шевроны*). Системы широких полос льда светлого и темного цвета, которые чередуются на поверхности некоторых ледников ниже ледопадов и протягиваются поперек языков, образуя ряды вложенных стрелчатых дуг („аркад”, шевронов), обращенных выпуклостями в направлении движения льда. Суммарная ширина пары полос (одной темной и одной светлой) равна годовому смещению ледниковой поверхности. О. всегда связаны с ледопадами; они появляются у подножий ледопадов в виде волнообразных деформаций — волновых О., которые по мере продвижения вниз по языку сначала уменьшают свою амплитуду, а затем исчезают, сменяясь полосами разного цвета (см. фото XXVI. 47).

При объяснении генезиса О. в настоящее время предпочтение отдается гипотезе Дж. Ная [287], согласно которой их темные полосы возникают на участках льда, прошедших через ледопад в период абляции, а светлые полосы — на участках, прошедших через ту же зону в период аккумуляции. В пределах ледопадов ледники испытывают дробление и продольное растяжение, а их удельная поверхность увеличивается. Соответственно в этих зонах они за лето теряют значительную часть своего объема и получают много золотой пыли, а за зиму, наоборот, накапливают повышенное количество снега. Когда же лед достигает подножия ледопадов, где растяжение сменяется сжатием, он собирается в складки, причем

участки, прошедшие ледопады зимой, становятся валами, а летние участки — ложбинами. Последующее выравнивание ледниковой поверхности объясняется тем, что абляция льда валов, с которых снег сдувается, идет интенсивнее абляции ложбин, в которые снег надувается. Эта гипотеза подтверждена наблюдениями и расчетами [292].

Термин О. до сих пор остается многозначным. Его используют в приложении к дугообразным формам желобчатого микрорельефа, который связан с дифференциальным таянием льда вдоль выходов единичных слоев, различающихся по плотности и степени загрязнения („простые” О., „грязевые” О.), либо с выходами тонких тектонических чешуй (О. плоскостей скалывания), либо с „залеченными” поперечными трещинами (О. трещин). С. В. Калесник [86] предлагает делить О. на простые, связанные с неравномерным таянием отдельных слоев или лент, и сложные, включающие пачки простых. Сложные О. по этой классификации предложено делить на годовичные (полосы Форбса), микроритмические (обусловленные ритмами продолжительностью меньше года) и аритмические, примером которых могут быть полосы вытаивания вулканического пепла.

М. Г. Гросвальд.

ОДНОЛЕТНИЙ ЛЕД. Плавающий лед, просуществовавший не более одной зимы, т. е. менее года. О. л. развивается из *молодого льда* и имеет толщину от 30 см до 2 м, изредка более. К О. л. относятся: тонкий однолетний, или *белый лед*, толщиной от 30 до 70 см; О. л. средней толщины от 70 до 120 см; толстый О. л. толщиной более 120 см.

ОЖЕЛЕДЬ. Ледистая корка, образовавшаяся из слоя снега, смерзшегося после дождя; один из видов *голледицы*.

ОЗЕРНАЯ НАЛЕДЬ. Наледь на льду озера. Образуется вследствие намерзания озерных, талых снеговых, речных, подземных, бытовых или промышленных вод. О. н. распространены практически на всех замерзающих водоемах. Осложняют строение и изменяют свойства ледяного покрова. Понятие О. н. не всегда совпадает с понятием *наледь озерных вод*.

ОЗЕРНЫЙ ЛЕД. Лед, образующийся в озерах путем кристаллизации

воды в поверхностном слое и по глубине вследствие промерзания шуговых скоплений и смерзания пропитанного водой снега, находящегося на ледяном покрове. В разных условиях формируются различные типы О. л.: *кристаллический* (водный), *шуговой* и *снежный*, отличающиеся по внешнему виду, структуре и физико-механическим свойствам. В зависимости от фазы ледового режима наблюдаются следующие виды ледяных образований: при замерзании — забереги, ледяное сало, донный лед, шуговые комья, ковры и венки, снежура, льдины, битый лед, ледяные валы; при ледоставе — ледяной покров, подледная шуга, торосы; при вскрытии — навалы льда, забереги, битый лед. О. л. находится в неподвижном состоянии или в движении. Сроки его появления и исчезновения определяются условиями погоды холодного периода, формой и размерами водоема.

Р. В. Донченко.

ОЗЫ. Линейно вытянутые гряды водно-ледникового происхождения, сложенные косослойными песками, гравием и галькой. Имеют вид валов с крутыми склонами и суженными гребнями. Самые большие О. достигают высоты 100 м и протягиваются на сотни км, самые мелкие имеют высоту 2—3 м и длину сотни метров — немногие км. Все О. либо расположены на днищах котловин и долин, либо приурочены к равнинам, лишь самые мелкие из них лежат на склонах. Они встречаются поодиночке и группами, часто образуют конглобатные системы, а в некоторых случаях объединяются в густые сети, причленяются к камам и камовым террасам. В плане О. обычно изгибаются, даже меандрируют, они мало считаются с локальными неровностями рельефа — могут пересекать пологие впадины и долины, поднимаясь и опускаясь по их склонам. По своему составу и строению О. близки камам, однако в общем сложены более грубым материалом. См. также *эскеры*.

Формирование О. связано с заполнением внутриледниковых туннелей и трещин продуктами перемыва морены. Наиболее крупные формы, классически развитые в Швеции, образованы путем дельтовой аккумуля-

ции, шедшей у выходов подледниковых каналов в прогляциальные бассейны. По гипотезе Г. Де Геера, такие О. — результат ежегодного наращивания подобных дельт, сопровождающего быстрое отступление ледникового края. Эта гипотеза подтверждена четковидной структурой шведских О., а также данными по фациям их материала и ориентировкой гряд вдоль радиусов древнеледникового щита. Доказано, однако, что основная масса О. образована целиком внутри ледниковых туннелей или в открытых трещинах-каналах, ограниченных высокими стенками мертвого льда, путем их заполнения. О., как и другие эскеры, являются источником высококачественных строительных материалов. Лит. [165, 250]. *М. Г. Гросвальд.*

ОКНО ВО ЛЬДУ. См. *лед в подводном плавании*.

ОКОЛКА ЛЬДА. Пассивный способ борьбы с обледенением инженерных сооружений, основанный на механическом (ударном) воздействии на ледяной покров.

ОКОННЫЙ ЛЕД. Слои льда на внутренней стороне окон, формирующиеся в результате намерзания влаги, конденсирующейся на поверхности охлажденных стекол. Отличается сложной конфигурацией *морозных узоров*. Ниже сублимационных кристаллов обычно формируется покров конгеляционного льда, толщина которого может достигать 15—20 см. Обледенение окон ухудшает видимость и освещение, обуславливает сырость в помещениях, вызывает порчу стен и оконных переплетов. При борьбе с ним устраивают двойные или тройные рамы, обогрев или осушение воздуха с помощью водопоглощающих веществ.

ОКРУГЛЕНИЕ СНЕЖНЫХ КРИСТАЛЛОВ. Форма перекристаллизации снега, происходящей в результате удаления вещества с более выпуклых участков поверхности ледяного кристалла, где поверхностное натяжение больше, а силы связи молекул с кристаллом меньше, и одновременного отложения вещества на вогнутых или менее выпуклых поверхностях. В результате снежные кристаллы приобретают округлую форму.

В. М. Котляков.

ОКСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА.

См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

ОЛЕДЕНЕЛАЯ СНЕЖИНКА. См. классификация снежинок.

ОЛЕДЕНЕЛЫЙ СНЕГ. См. *ледяной дождь*.

ОЛЕДЕНЕНИЕ. 1. Совокупность длительно существующих природных льдов различного происхождения: ледников, морских, озерных, речных, наледных, грунтовых и пещерных льдов. Иногда говорят особо о наземном, морском и подземном оледенениях, каждое из которых является совокупностью многолетних льдов разного генезиса. Выделяют также оледенения покровного, горно-покровного (переходного, или сетчатого) и горного типов. *Покровное О.* представляет собой комплекс ледниковых щитов, куполов, ледяных потоков и шельфовых ледников (напр., современное *О.* Антарктиды); *горно-покровное О.* — это сочетание локальных ледниковых щитов и куполов с большими долинными и предгорными ледниками (напр., ледниковые системы о. Элсмир и юго-вост. Аляски); *горное О.* включает системы ледников преимущественно долинного и карового типов (напр., современное *О.* Альп и Кавказа). В этом более узком значении применительно к конкретным природным областям слово *О.* входит в состав терминов *разность О.*, *степень О.*, *энергия О.*

2. Процесс сильного увеличения массы ледников и других многолетних льдов, отражающий общеклиматические изменения. Периоды такого увеличения *О.* многократно повторялись в истории Земли.

В. М. Котляков.

ОПРЕСНЕНИЕ ЛЬДА (син. *распреснение льда, эксклюзия*). Уменьшение количества минеральных солей во льду. Происходит в результате смещения ячеек с рассолом под воздействием температурного градиента, диффузии, гравитационных сил, гидростатического давления и других факторов. Наиболее активно проявляется в морских и соленых льдах. Интенсивность удаления солей характеризует коэф. эксклюзии, представляющий собой отношение концентрации растворимых веществ или их суммы в жидкой фазе к концентрации их в тающем льду. *О. л.* используется при получении воды для хо-

зяйственных и бытовых нужд (заготовленный с осени соленый лед к весне обычно опресняется).

А. В. Иванов.

ОПТИЧЕСКАЯ ИНДИКАТРИСА ЛЬДА. См. *оптические свойства льда*.

ОПТИЧЕСКИЕ ОСИ КРИСТАЛЛОВ. См. *кристаллография льда*.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА.

Особенности распространения во льду электромагнитных волн оптического диапазона — инфракрасных, видимых, ультрафиолетовых длин от 1 нм до 1 мм. Кристаллы льда оптически анизотропны — величины показателя преломления зависят от направления распространения луча в кристалле, что связано с анизотропией диэлектрической проницаемости льда. **Показатель преломления льда** характеризует уменьшение скорости распространения волны по сравнению с вакуумом. На границе раздела синус угла преломления относится к синусу угла падения как показатель преломления первой среды к показателю преломления второй. В любой точке кристалла льда преломление характеризуется тензором — эллипсоидом преломления, называемым **оптической индикатрисой льда**.

В соответствии с гексагональной сингонией в кристаллах льда имеется лишь одно круглое сечение эллипсоида, совпадающее с нормалью к его оси вращения. Эта ось является единственной оптической осью кристаллов льда, она совпадает с большей осью эллипсоида, поэтому кристаллы льда оптически положительны. Двуосность может появиться в результате испытанных льдом упругих деформаций. Анизотропия кристаллов льда приводит к двойному лучепреломлению светового потока во льду. Обыкновенная волна преломляется в плоскости падающего луча по нормали к его поверхности, другая часть пучка — необыкновенная волна — отклоняется от этой плоскости. Показатели преломления обыкновенной волны n^o и необыкновенной n^E не одинаковы. В зависимости от длины волн при -3°C n^o меняется от 1,306 до 1,318, а n^E — от 1,307 до 1,326. Величина $n^E - n^o$ имеет порядок 0,001—0,002 — самый низкий показатель из всех минералов. В результате двойного лучепреломления световой пучок в кристал-

ле поляризуется, т. е. световые волны колеблются в определенных плоскостях, а не хаотично, в частности обыкновенная волна — в плоскости оптической оси кристалла. Это позволяет определять положение оптических осей кристаллов при рассмотрении через поляроиды — экраны, пропускающие лишь свет, поляризованный в определенном направлении в зависимости от угла поворота экрана. Различное поглощение обыкновенных и необыкновенных волн, зависящее от частоты волны, приводит к разной окраске кристаллов при рассмотрении их между поляроидами, что позволяет оценивать господствующую ориентировку оптических осей кристаллов льда.

При прохождении света через лед наблюдается ослабление потока вследствие поглощения и рассеяния (отражения) по закону

$$I_z = (1 - A) I_0 e^{-\alpha z},$$

где I_0 и I_z — соответственно плотность потока солнечной радиации на поверхности и глубине z ; A — отражательная способность поверхности (альбедо); α — коэф. экстинкции (поглощения) льда. В зависимости от длины волны этот коэф. меняется от 0,001 до 0,5 см⁻¹. Интегрально по оптическому спектру характерное значение $\alpha = 0,05$ см⁻¹, что означает ослабление света в e раз в слое льда 20 см. В снегу α достигает 0,2—0,3 см⁻¹ (ослабление в e раз в слое 3—5 см). Собственно поглощение света во льду состоит в переводе энергии из световой в тепловую, следствием чего служит радиационный нагрев или таяние льда.

Рассеяние света во льду заключается в преломлении света на неоднородностях (границах кристаллов и пр.). Рассеяние описывается функцией углового распределения рассеянной лучистой энергии. Относительное угловое распределение силы света $\kappa(\gamma, \lambda)$ характеризуется функцией

$$\kappa(\gamma, \lambda) = 4\pi\sigma(\gamma, \lambda)/\sigma(\lambda),$$

где γ — угол падения луча на рассеивающий объем; λ — длина волны; σ — показатель рассеяния, равный

доле рассеиваемого света от всего потока. Функция κ называется индикатрисой рассеяния света во льду. Рассеянный свет распространяется во всех направлениях. Часть энергии, выходящей через поверхность льда или отраженной от нее непосредственно, образует отраженное излучение I_R . Отношение $I_R/I_0 = A$ называется альбедо льда. Оно равно 0,2—0,4 для чистого льда и доходит до 0,88 для чистого снега из-за интенсивного отражения и рассеяния в нем света. Судя по измерениям В. Амбаха [236], в формировании альбедо решающую роль играют поверхностные слои льда, где коэф. экстинкции вследствие рассеяния достигает 0,25 и уменьшается до 0,05 на глубине 10 см. Рассеяние света во льду делает его голубым и даже изумрудным, причем густота окраски растет с уменьшением примесей. При обильном включении крупных пузырьков воздуха возникает белый цвет льда.

В инфракрасном диапазоне коэф. экстинкции льда равен 0,97. Поскольку поглощательная способность льда в инфракрасном диапазоне велика, а отражательная мала, тепловое излучение льда в инфракрасном диапазоне близко к излучению абс. черного тела, а оно пропорционально четвертой степени абс. температуры льда, коэф. экстинкции и постоянной Стефана — Больцмана. Лед из чистой воды при температуре жидкого азота становится флуоресцентным и фосфоресцентным, т. е. обладает способностью к люминесценции, соответственно сохраняющейся и исчезающей после облучения. Свечение льда связано с излучением, избыточным над тепловым. А. Н. Кренке.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Способность снега воздействовать на оптические явления, вызывая рассеяние, поглощение и отражение света. Каждый снежный кристалл на поверхности снега обладает свойством зеркального отражения света одной из своих граней, но вся совокупность произвольно ориентированных кристаллов отражает лучи в разные стороны, т. е. рассеивает их и дает почти идеальное диффузное отражение. В таком случае поверхность

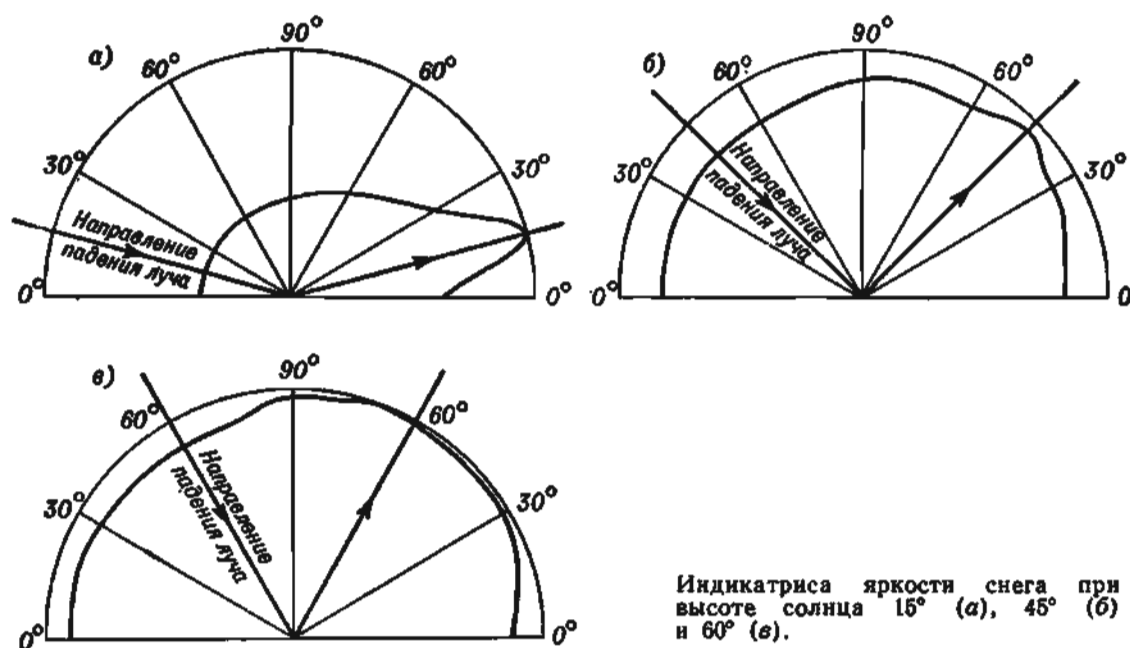
снежного покрова может рассматриваться как матовая. Подобным свойством часто обладают свежевыпавший, метелевый и фирнизированный виды снега. Но бывают случаи, когда значительное число кристаллов на поверхности снежного покрова располагается в одной плоскости, как, напр., при образовании поверхностной изморози. В этом случае значительным становится зеркальное отражение — возникает *искристость* снега, связанная с положением наблюдателя (по азимуту солнца и углу зрения) и высотой солнца. Свойства зеркального отражения снега проявляются при высоте солнца 15° и меньше, при большей высоте солнца снежный покров обладает свойствами матового отражения [189]. Указанное свойство характеризует инди-

ции снегом, или абсорбция радиации, т. е. превращение ее в другие виды энергии. О.с.с. во многом определяют *радиационные свойства снега*.

К. С. Лосев.

ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ (син. *граница снежников*). См. *снеговая линия*.

ОРОШЕНИЕ НАЛЕДЯМИ. Способ повышения влагосодержания почвы за счет дополнительного притока воды от таяния наледей, образованных на с.-х. угодьях путем послойного или брызгового намораживания воды в осенне-зимний период. Применяется в районах с недостаточным весенним увлажнением: на юге Красноярского края, в Забайкалье, Амурской области и др. Позволяет повышать урожайность с.-х. культур и трав в 1,5—2 раза.



Индикатриса яркости снега при высоте солнца 15° (а), 45° (б) и 60° (в).

катриса яркости снега (см. рис.) — графически представленная функция, выражающая пространственное распределение интенсивности рассеянного света.

Прозрачность снега, т. е. его способность пропускать поток излучения без полного рассеяния, невелика и наблюдается только в очень тонких срезах. При толщине слоя снега более нескольких мм рассеяние столь велико, что снег становится практически непрозрачным. Однако рассеянный свет проникает в толщу снега, где происходит не только рассеяние, но и поглощение солнечной радиа-

ОСАДКОМЕР. Прибор для измерения осадков. С 1948 г. в СССР применяется О. Третьякова вместо дождемера с защитой Нифера. Представляет собой дождемерное ведро с приемной площадью 200 см^2 , помещенное внутри планочной защиты. Устанавливается на высоте 2 м над поверхностью земли. Твердые осадки измеряются О. с большими погрешностями, что вызвано рядом причин: а) во время снегопада с ветром многие снежинки пролетают над прибором, не попадая в него; б) при общих метелях часть отложенных в приборе осадков может

выдвигаться; в) при пизовых метелях внутри прибора попадает много снега, поднятого с поверхности; г) изморозь и выпадающие ледяные иглы фиксируются О. с большими ошибками; д) снег из О. частично испаряется. Дополнительная ошибка возникает при установке О. на склоне долины, когда приемная поверхность непараллельна линиям тока воздуха. Суммы осадков, полученные с помощью защищенных и не защищенных от ветра О., разнятся как снегозапасы в лиственном лесу и в поле.

Для измерения суммарного количества осадков за длительный период в труднодоступных местах, особенно в горах, используется суммарный О. — цилиндр значительного объема с защитой; внутри цилиндра находится техническое масло, находящееся над слоем воды и растаявшего снега в качестве защитной пленки. В США применяются О. с термостатами, немедленно превращающими твердые осадки в воду. Поскольку О. дают большие погрешности, твердые осадки по возможности измеряют при специальных снегоотборах (см. *снегомерная съемка, баланс снежного покрова*). В. М. Котляков.

ОСЕВШИЙ ЛЕД. Участок ледяного покрова вблизи берега или на мелководье, осевший на дно при снижении уровня воды. Наиболее распространен на водохранилищах, где в результате зимней сработки уровня воды площадь О. л. составляет от 10 до 40 % площади акватории.

ОСЕДАНИЕ СНЕГА. Уменьшение толщины снежного покрова в результате уплотнения. Скорость О. с. зависит от физико-механических свойств снега, в частности от начальной плотности и количества вновь отлагающихся масс свежего снега; она наиболее велика в свежееотложенном снеге. О. с. усиливается с ростом температуры и резко возрастает с началом снеготаяния. О. с. в отсутствие таяния происходит в виде пластических деформаций кристаллов и постепенного уплотнения снега с вытеснением воздуха или в виде толчкообразных оседаний — резких обвалов наиболее рыхлых слоев, сопровождающихся нарушением пер-

воначальной структуры. Обвалы разрыхленного снега в Антарктиде и Гренландии сопровождаются сотрясениями снега, распространяющимися иногда на сотни км со скоростью до 300 м/с. Такие сотрясения связаны с толчкообразным оседанием огромных снежных масс, вызываемым сложном вертикальной столбчатости в едином горизонте разрыхления, лежащем на глубине до 6—8 м; они регистрируются сейсмографами.

Обычная скорость оседания в тающем снегу — около 1 % за сутки, скорость оседания в фирне летом составляет около 1 % за месяц, а зимой — примерно 1 % за 10 месяцев. В соответствии с этими величинами назначается точность измерения оседания: по изменению расстояний между штырями в стенках шурфа или по разности отсчетов по рейкам с разным заглублением в снежную толщу. Используются также *самонаписцы оседания*. В. М. Котляков.

ОСНОВНАЯ МОРЕНА (син. *донная морена*). См. *отложенные морены*.

ОСНОВНОЙ ПЕРИОД СНЕГОТАЕНИЯ. См. *снеготаяние*.

ОСОВ. Снежный оползень, или лавина, соскальзывающая по всей поверхности слабобрасчлененного склона, не имеющего хорошо выраженных эрозионных борозд или врезов.

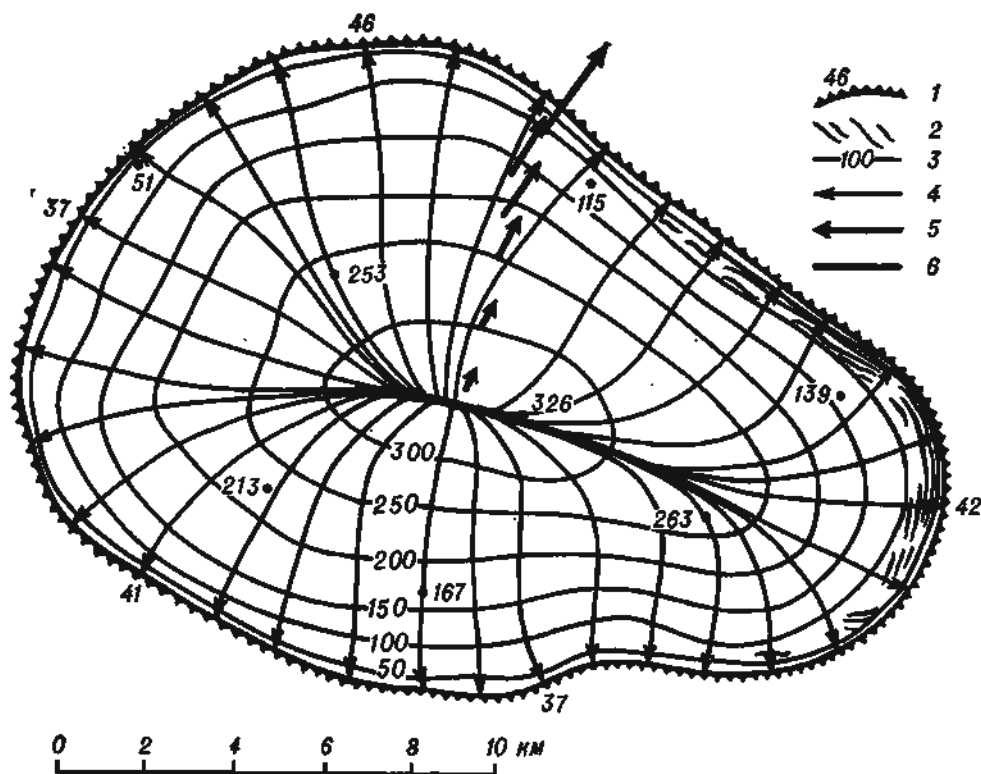
ОСТАНЕЦ СНЕГА. Отдельное пятно плотного снега, сохранившееся при стаивании окружающего снежного покрова. Образуется в местах наибольшего уплотнения снега (следы, лыжня, колея на дороге) или сильно загрязненного снега, где вытаявшая грязь предохраняет снег от проникновения солнечной радиации.

ОСТАТОЧНЫЙ ЗАБЕРЕГ. См. *забереги*.

ОСТАТОЧНЫЙ ОДНОЛЕТНИЙ ЛЕД. См. *старые льды*.

ОСТРОВ — ЛЕДЯНАЯ ШАПКА. Полярный остров, целиком сложенный льдом и представляющий собой *ледниковый купол*, напр. о. Виктория в Арктике, о. Дригальского в Антарктике (см. рис. на с. 315). Термин предложен Н. Н. Зубовым в 1945 г.

ОСЦИЛЛЯЦИОННЫЕ МОРЕНЫ. См. *отложенные морены*.



Остров Дригальского у берега Восточной Антарктиды — типичный остров — ледяная шапка: 1 — краевой обрыв и его высота (в м), 2 — ледниковые трещины, 3 — горизонталь на ледниковом покрове (в м), 4 — линии движения льда, 5 — скорость движения поверхности (длина стрелки в 1 мм соответствует скорости 2 м/год), 6 — ледораздел.

ОТЕЛ ЛЕДНИКОВ (син. *откалывание айсбергов*). Откалывание айсбергов от ледников, заканчивающихся в море или озере. Происходит регулярно вследствие движения льда к морю; непосредственной причиной О. л. нередко служит волнение моря и особенно крупные волны барического происхождения. Термин предложен моряками и обычно относится к образованию пирамидальных айсбергов, сопровождающемуся обрушением льда в море. Откалывание крупных столовых айсбергов от шельфовых ледников правильнее называть обломом айсбергов.

В. М. Котляков.

ОТКАЛЫВАНИЕ АЙСБЕРГОВ. См. *отел ледников*.

ОТЛОЖЕННЫЕ МОРЕНЫ (син. *тилл*). 1. Несортированные, неслоистые грубообломочные отложения ледникового происхождения. Выделяют две основные фации О. м.: основную (донную) и абляционную. Первая образуется под ледниками в процессе постепенного отложения обломочного материала, переносимого в составе придонной морены. Вторая формируется двумя способами: „про-

ектированием” поверхностной и внутренней морены ледников на грунт (морена вытаивания) и стеканием водонасыщенной поверхностной морены ледников по склонам (морена течения, или *флоу-тилл*).

Основная морена — массивная порода, сильно уплотненная под давлением льда, обычно с ясно выраженными гляциодинамическими текстурами и высоким содержанием ледогранников. Для нее характерна предпочтительная ориентировка удлиненных валунов и других обломков, совпадающая с направлением движения льда. Абляционная морена — почти всегда более рыхлое и более глинистое образование, чем основная морена. Несет следы воздействия талых вод. Во флоу-тилле наблюдаются текстуры течения. Одна из разновидностей О. м. — конечные морены, которые, в соответствии с механизмами их образования, могут иметь особо большие мощности и сложные текстуры сжатия и дробления (взбросы, надвиги), а также включения отторженцев коренных пород.

2. Комплекс холмистых и грядовых форм рельефа, связанных с не-

ОТР — ПАЛ

равномерной аккумуляцией ледникового матернала: *краевые ледниковые комплексы* покровных оледенений, береговые и конечные морены горноледниковых областей (см. рис. к статье *алекомые морены*). Конечноморенные гряды этих областей обычно делятся на стадияльные (отражающие регионально выраженные изменения климата) и осцилляционные (вызванные локальными причинами). См. также *ледниковая аккумуляция*.

М. Г. Гросвальд.

ОТРИЦАТЕЛЬНАЯ РАЗНОСТЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ. См. *разность оледенения*.

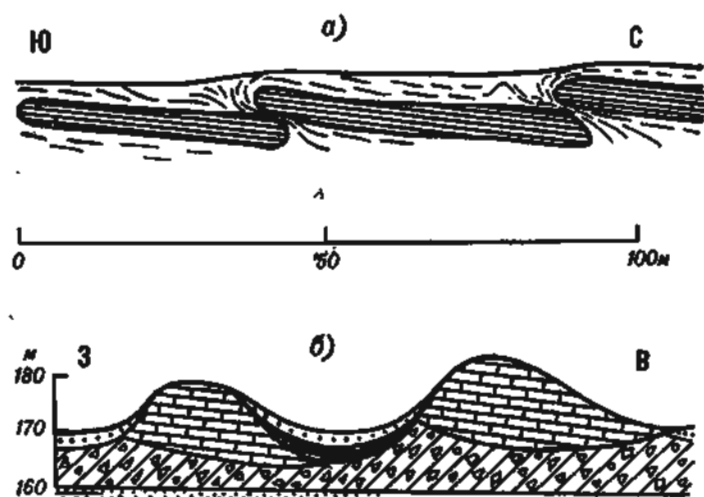
ОТТЕПЕЛЬ. Повышение температуры воздуха до 0°C и выше в результате адвекции теплого воздуха на фоне установившихся отрицательных температур. Сопровождается таянием снега, обычно не приводящим к водоотдаче; появившаяся талая вода замерзает в толще.

ОТТОРЖЕНЕЦ. Блок осадочных горных пород, который целиком отделен ледником от материнской толщи, перемещен им и стал составной частью собственно ледниковых отложений, сохранив в той или иной степени характер первичных напластований. По крупности выделяют четыре класса О.: мелкие (до 1 м), средние (1—10 м), крупные (10—100 м) и гигантские (свыше 100 м). Блоки осадочных пород, которые лишь отчасти сорваны ледником и

вовлечены в его движение, но все еще сохраняют связь с субстратом, иногда называют неполными О.

О. могут быть представлены как прочными (песчаники, известняки, доломиты), так и рыхлыми, пластичными породами — песком, глиной, мелом, мергелем. Монолитные глыбы прочных пород почти никогда не превышают 1—2 м, а породы, способные к пластическим деформациям, могут образовывать гораздо более крупные О. Они часто имеют форму гнезд, линз, изогнутых пластовых тел со следами течения и различных дислокаций. Крупные и гигантские О. нередко состоят из нескольких типов разновозрастных пород, залегающих в нормальной последовательности; их связь с гляцио-тектоникой устанавливается лишь бурением и геофизическими исследованиями, которые показывают, что эти породы включены в морену или сопряжены с ней.

Размеры гигантских О. иногда составляют несколько км, но наиболее типичные имеют длину 80—250 м, ширину до 40—120 м и мощность до 10—20 м. Основная форма их тел — пласто- и линзообразная, эти тела часто полого наклонены в проксимальном направлении (см. рис.), столь же часто они бывают выражены в рельефе в виде холмов и коротких гряд, для которых Э. А. Левков [129] предложил название „шеломы“.



Условия залегания и выраженность в рельефе отторженцев в Белоруссии (по Э. А. Левкову [129]): а — отторженцы девонских глин, включенные в моренные супеси (район Бобруйска); б — шеломы, связанные с гигантскими отторженцами девонских доломитов (Могилевская обл.).

Доля О. в ледниковых отложениях по объему не превышает 1 %, хотя на отдельных участках она возрастает до 10—15 %, а иногда, как в случае Новоторжско-Вышневолоцкого вала (Калининская обл.), отторгнутые блоки коренных пород образуют основную массу ледниковых отложений.

Способы отторжения больших блоков горных пород от субстрата и их захвата ледниками еще до сих пор не ясны. По Ю. А. Лаврушину [127], это происходит одним из следующих путей: 1) отчленением прочных пород по трещинам из-за неравномерного давления льда; 2) срывом выступов ложа ледниковым фронтом (бульдозерный эффект); 3) скалыванием чешуеобразных пластин ложа при надвиговых дислокациях льда (скибовые дислокации); 4) срезанием интрузивных тел (гляциодиапиров), внедрившихся в лед. Дальность переноса О. в большинстве случаев составляет от нескольких сот метров до 10—15 км, хотя иногда указываются значительно большие расстояния. См. также *гляциодислокации, гляциотектоника*.

М. Г. Гросвальд.

ОТСТУПАНИЕ ЛЕДНИКА. Сокращение длины и площади ледника или ледникового покрова, сопровождаемое уменьшением скорости движения

льда. Вызывается отрицательным балансом массы ледника, т. е. превышением абляции над аккумуляцией, а также деградацией ледника после его резкой подвижки, обусловленной релаксационным автоколебанием ледника, не связанным с климатом. Климатически обусловленные (вынужденные) О. л. происходят обычно при потеплении и иссушении климата.

В. М. Котляков.

ОЧАГ ЗАРОЖДЕНИЯ СЕЛЯ. См. *селевой очаг*.

ОЧИСТКА ЛЕДНИКОВ ОТ МОРЕНЫ. Счистка с поверхности ледников моренного чехла посредством взрывов или бульдозерами с целью усиления их таяния. Моренный покров на льду толще 2 см уменьшает таяние ледника, при толще 20 см и более — в несколько раз. Необходимы повторные очистки из-за вытаивания морены из льда по мере абляции, особенно при сохранении движения льда. Ресурсы воды при увеличении таяния ледников для всей Средней Азии в результате очистки морены составляют около 5 км³/год.

А. Н. Кренке.

ОЧИЩЕНИЕ ОТО ЛЬДА. Освобождение водной поверхности рек и водоемов от ледяных образований. Наблюдается по окончании ледохода на реках или стаяния льда на озерах и водохранилищах.



ПАГОН. Совокупность организмов, встречаемых в толще льда, обычно в состоянии анабиоза. В состав П. входят простейшие, черви, коловратки, моллюски, ракообразные, насекомые, паукообразные, а также растения.

ПАДЕНИЕ МЕТЕЛЕВЫХ ЧАСТИЦ. Движение метелевых снежинок по направлению к поверхности земли, различное при верховой и низовой метелях. При верховой метели траектории падающих атмосферных снежинок зависят от их горизонтальной скорости, вызванной ветром, и от скорости их падения, варьирующей от 0,4 до 1,5 м/с. При низовых метелях происходит приземление саль-

тирующих частиц на заключительной стадии прыжка под острым углом к поверхности снежного покрова. Их удары разрушают эту поверхность, постепенно вовлекая в поток новые частицы.

А. К. Дюнин.

ПАК АРКТИЧЕСКИЙ (уст.). См. *старые льды*.

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ. Отрасль гляциологии, изучающая природные льды прошлого, или, точнее, — природные нивально-гляциальные системы прошлого, в которых доминирующая роль принадлежала льдам, в первую очередь ледникам. До сих пор П. отождествляется с палеоледниковедением, однако уже появляются исследования в области палеосне-

говеждения, по морским льдам прошлого и другим направлениям. П. изучает также историю существующих природных льдов для выявления современных тенденций в их эволюции и создания основ прогноза будущих изменений. П. близка палеогеографии, родственна гляциальной геологии и гляциогеоморфологии, но не идентична им. Названные научные дисциплины изучают физико-географическую обстановку в прошлом, развитие земной коры и рельефа земной поверхности под влиянием оледенений, тогда как предмет П. — сами природные льды прошлого.

Задачей П. служит реконструкция для разных хронологических срезов физических параметров ледяных образований: размеров, формы и строения ледяных тел, их географического распространения, баланса массы и его составляющих, температурного режима и теплового баланса, динамики и геологической деятельности, механизмов образования и деградации. Особое место в палеогляциологических исследованиях принадлежит анализу прямых и обратных связей природных льдов в глобальной системе атмосфера — океан — суша — оледенение.

Методы П. базируются на комплексном использовании двух групп фактов. Первая из них охватывает данные о следах экзарации и ледниковой аккумуляции, вещественном составе ледниковых и родственных им отложений, их радионуклидных, палеотемпературных, палеонтологических, палеомагнитных характеристиках, размахе и распределении гляциоизостатических движений земной коры, реликтовых криогенных текстур и прочих признаков древних оледенений и холодных климатов. Вторая группа включает данные наблюдений на существующих ледниках, в т. ч. сведения о зависимости формы их профилей от плановых размеров, об интенсивности и механизмах массоэнергообмена льдов с атмосферой, океаном и земной корой.

В палеогляциологических разработках выделяют несколько подходов: 1) совместное исследование ре-

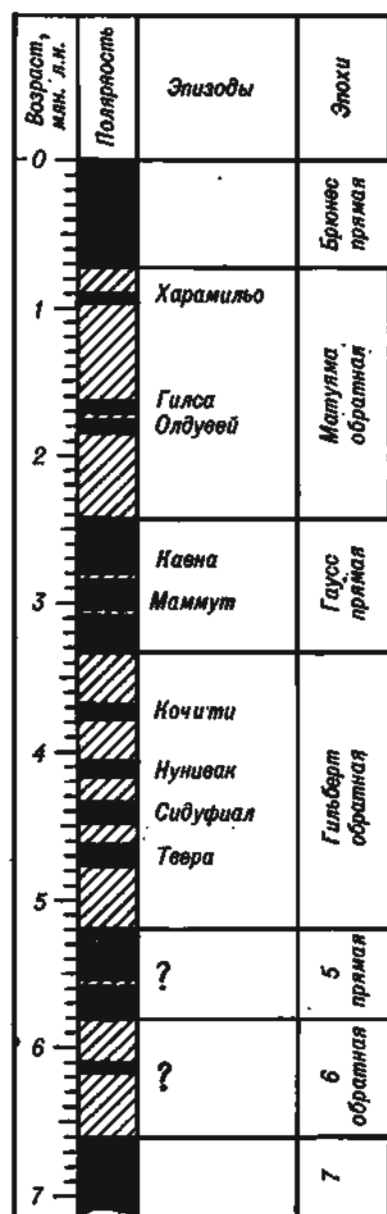
жима и короткопериодических колебаний существующих ледников, установленных методами абсолютной геохронологии (лихенометрия, дендрохронология, датирование по ^{14}C и др.); 2) реконструкции древних ледников на основе данных геологии, геоморфологии, радиохронометрии; 3) создание эмпирико-актуалистических моделей древних ледников, использующих данные о режиме современных оледенений; 4) применение теории автоматического регулирования для анализа колебаний в глобальных природных системах с участием ледников, морских льдов и снежного покрова; расчеты методами динамической гляциологии и др.; 5) получение информации, необходимой для восстановления климатов прошлого: данных о колебаниях палеотемператур на основе изотопного состава льда из глубоких скважин, о содержании CO_2 в древних атмосферах, запыленности воздуха, об атмосферных осадках [6].

На основе методов П. доказан плиоценовый (или даже миоценовый) возраст начала кайнозойских оледенений полярных областей, синхронность этапов разрастания ледниковых покровов сев. и юж. полушарий, получены оценки объемов древних ледников и эвстатических снижений уровня океана. Успехи П. позволили выдвинуть концепцию, согласно которой древние оледенения распространялись не только на сушу, но также на ряд континентальных шельфов и глубоких полярных бассейнов, а также сформулировать гипотезу *Панарктического ледникового покрова* и заложить основы нового научного направления — *мариногляциологии*.

М. Г. Гросвальд.

ПАЛЕОКРИСТИЧЕСКИЙ ЛЕД. Уст. термин, под которым в XIX в. и первой половине XX в. понимали многолетние, очень толстые льды к С от Гренландии и Земли Элсмira. Многие полярные исследователи (Нэрс, Де Лонг и др.) считали, что П. л. имеет морское происхождение. Позднее было установлено, что П. л. — это шельфовые ледники и отколовшиеся от них ледяные острова. Остатки некогда обширного шельфового ледника со-

хранились до наших дней на севере Земли Элсмира. В. Л. Цуриков. **ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ.** Способ стратиграфического расчленения горных пород, основанный на использовании их естественной остаточной намагниченности



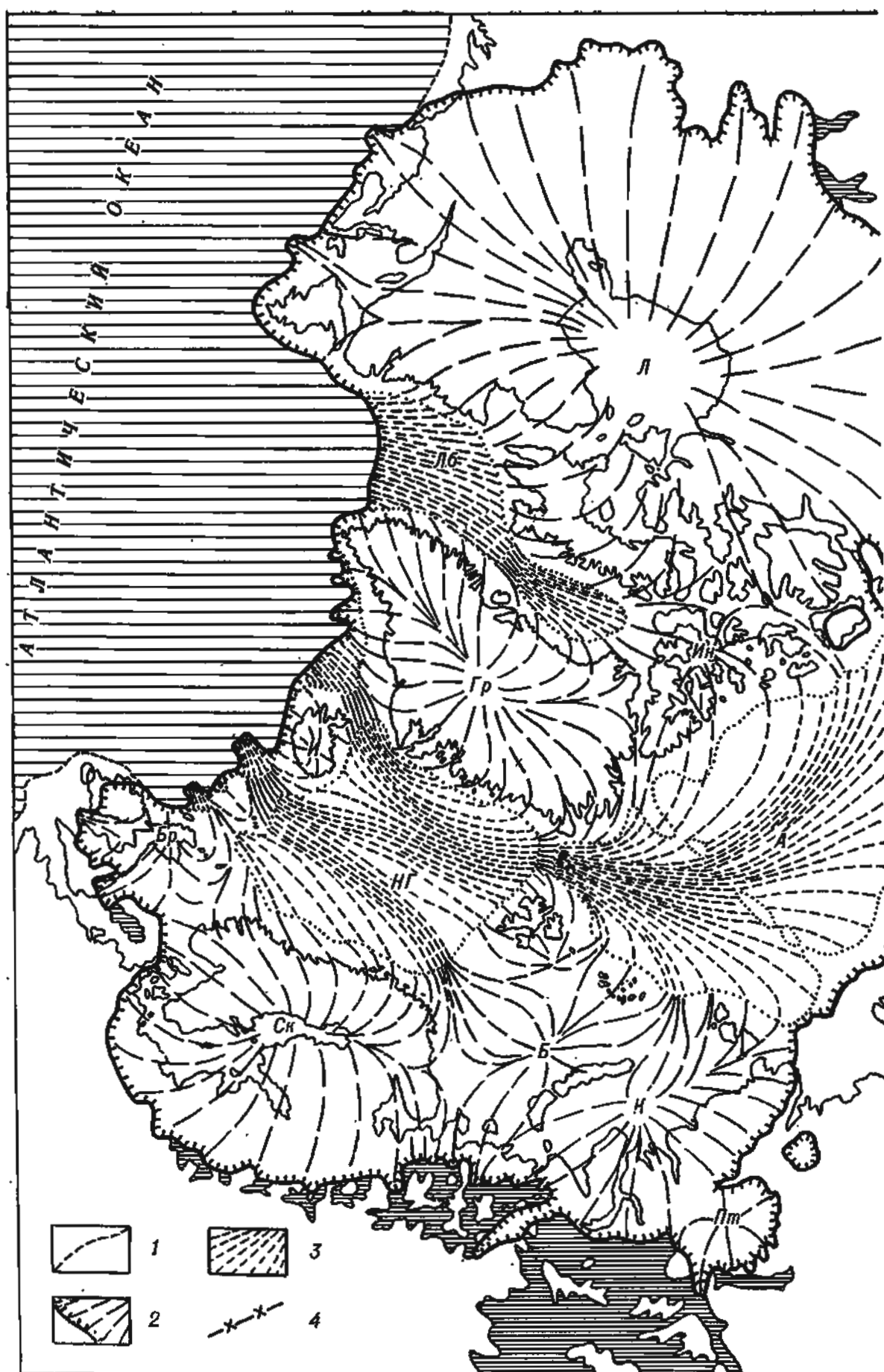
Магнитохронологическая шкала.

В основе П. с. лежит способность изверженных и осадочных пород приобретать в процессе своего формирования и сохранять на последующие эпохи намагниченность, отражающую направление и интенсивность геомагнитного поля Земли. Последнее не постоянно во времени, а испытывает вариации и инверсии — изменения полярности.

П. с. создает возможность широких корреляций ледниковых, ледниково-морских и флювиогляциальных отложений позднего кайнозоя и их увязки с вулканическими, нормально-осадочными и другими толщами. Эти корреляции ведутся на базе магнитохронологической шкалы (см. рис.), которая построена по результатам обобщения данных изучения намагниченности и абс. возраста изверженных пород в различных частях Земли. Наиболее подробная часть шкалы покрывает последние 4,5 млн. лет, при ее построении использовано 150 образцов, направление намагниченности и возраст которых не вызывают сомнений. На шкале выделены эпохи прямой и обратной полярности, а также несколько кратковременных эпизодов изменения полярности внутри палеомагнитных эпох. Возрастные рамки самой молодой эпохи прямой полярности брюнес 0—0,73 млн. л. н., эпохи обратной полярности матуяма 0,73—2,43 млн. л. н., эпохи прямой полярности гаусс 2,43—3,32 млн. л. н. Рамки эпизодов прямой намагниченности внутри эпохи матуяма — харамильо, гилса и олдувей сравнительно узки, а их средний возраст оценивается в 0,9, 1,7 и около 2 млн. лет, более древние палеомагнитные рубежи датированы не столь точно.

В последние годы несколько палеомагнитных эпизодов выявлено и внутри эпохи брюнес, их количество и возраст уточняются. Это может быть основой для создания детальной П. с. четвертичной системы.

М. Г. Гросвальд. **ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЙ АНАЛИЗ.** Группа методов измерения или расчета палеотемператур, т. е. средних температур воздуха и/или морской воды для определенных районов и интервалов геологического прошлого. Геологи определяют палеотемпературы для периодов образования карбонатных слоев путем масс-спектрометрических измерений соотношения стабильных изотопов кислорода в CO_2 морских раковин. Гляциологи используют метод реконструкции палеотемператур, который основан на изотопно-кислородном анализе ледяного керна из скважин, пробуренных на полярных ледниковых щитах. П. а. льда базируется на экспериментально установленной связи между





XVII. 30. Ледник туркестанского типа на Памире.



XVII. 29. Каменный елетчер ледникового происхождения в бассейне р. Ванч на Памире.

Фото 31—34



XVIII.31. *Ледниковый купол на о. Грили (Земля Франца-Иосифа).*

XVIII.32. *Ледниковый фонтан на одном из намирских ледников.*





XIX. 33. Задняя стена старинной церкви в деревне Обервильд в Швейцарских Альпах, построенная в форме лавинореза.

XIX. 34. Доломитовый ледограник из позднеплейстоценовой морены Таймырского п-ова.

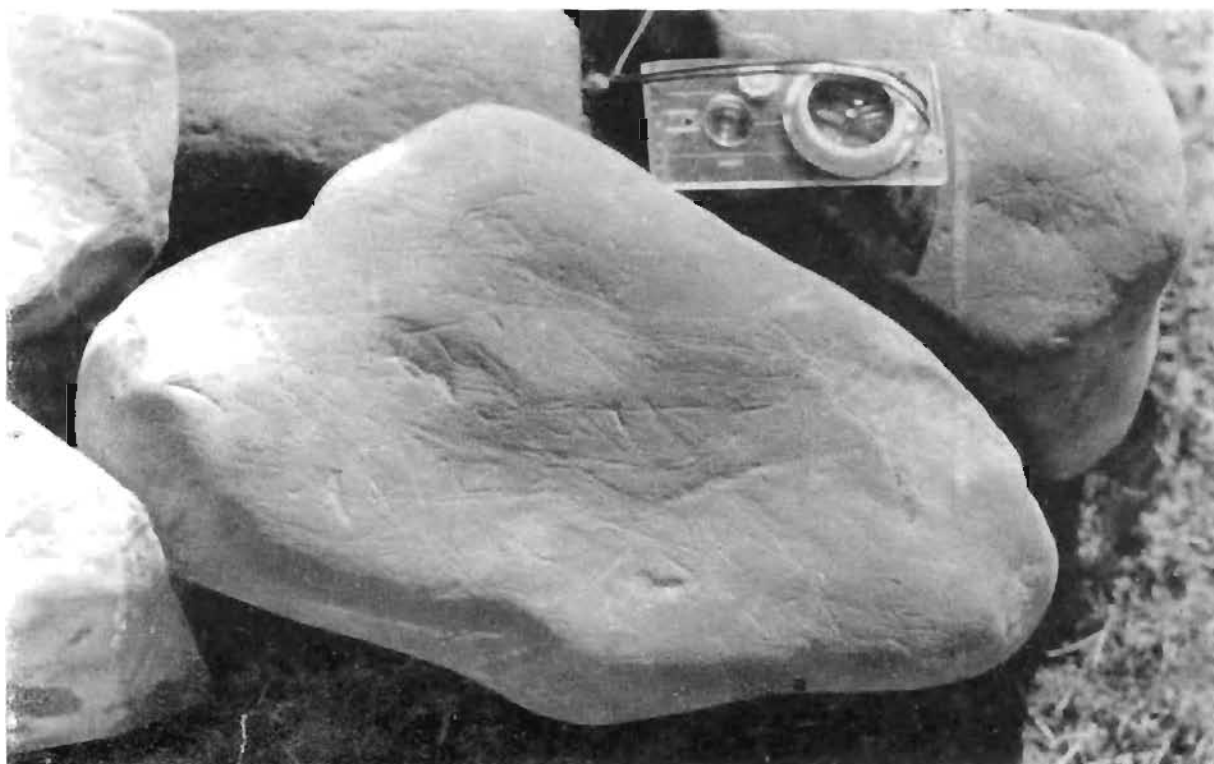


Фото 35—38



XX. 35. Наледная поляна в Восточном Саяне.

XX. 36. Наледный бугор в долине р. Оюмрак в Южной Якутии.





XXI. 37. *Наледные «козы» в долине р. Чары в Северном Забайкалье.*

XXI 38. *Разрушающиеся кристаллы наледного льда.*



Фото 39—42



XXII. 39. *Повторные ледяные жилы в береговом обрыве р. Индигирки.*

XXII. 40. *Гряды торосов в толстом однолетнем льду (вид сверху).*





XXIII. 41. Петли средних морен, образовавшихся при *подвижке* ледника Бивачного — притока ледника Федченко.

XXIII. 42. Поверхность языка во время *подвижки* пульсирующего ледника Медвежьего



Фото 43—46



**XXIV. 13. Пылевая
лавина.**

**XXIV. 44. Пыльный лес
в долине р. Индигирки.**





XXV. 45. Один из видов противоселевых сооружений: селезадерживающая
ячеистая подпорная запруда в долине р. Б. Аламатки на Западном Алтае

XXV. 46. Снегоудерживающие противопавинные щиты.

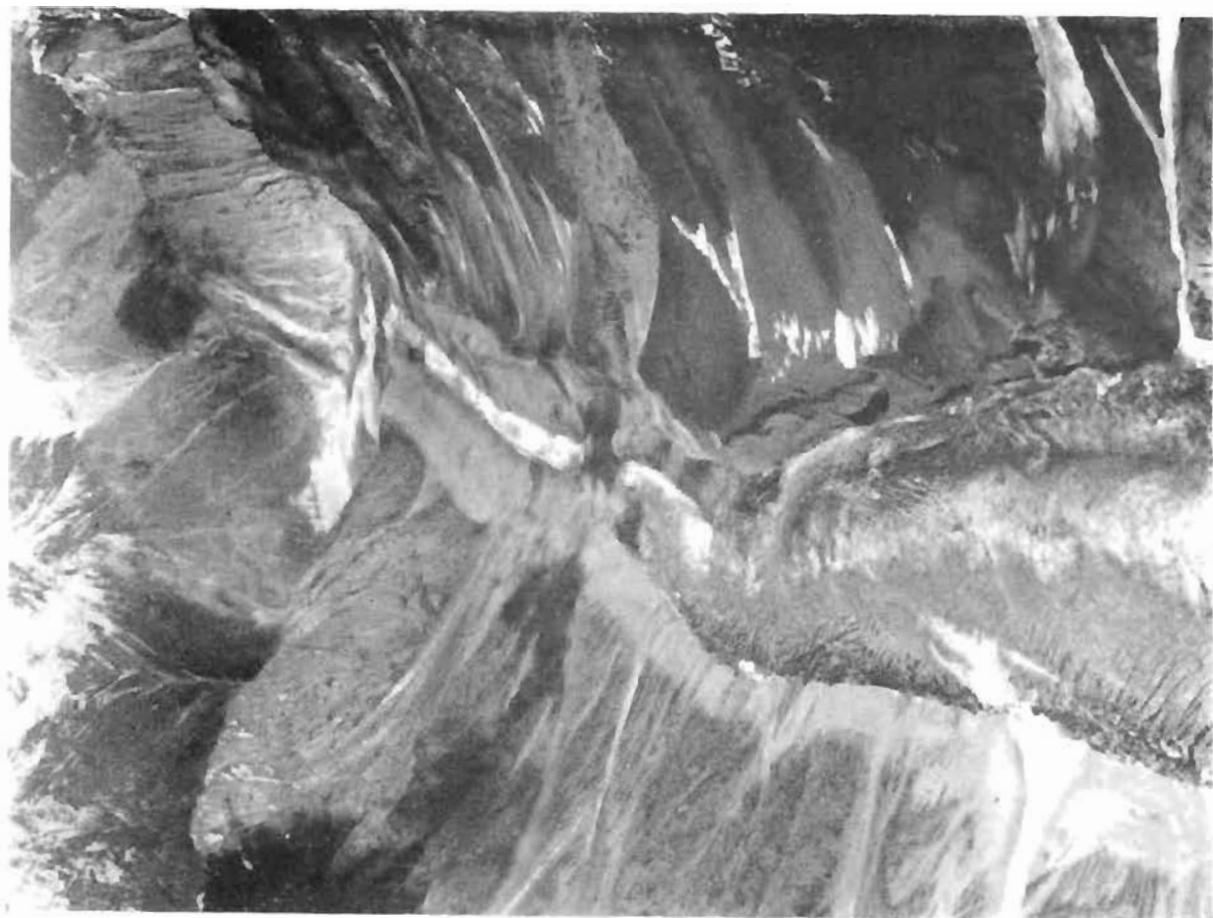


XXVI. 48. Предгирный ледник Матаскина в хр. Св. Ильи на Аляске.

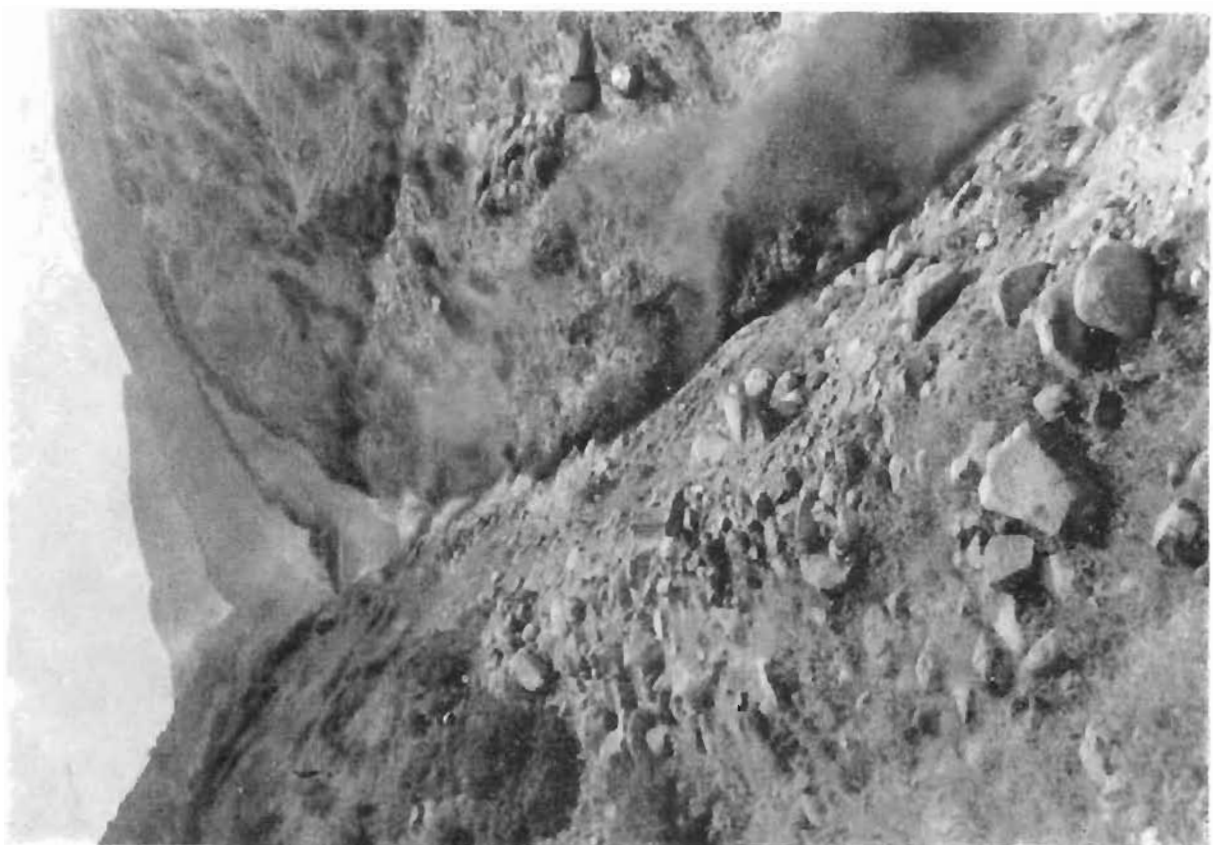


XXVI. 47. Образование осы под ледопадом на одном из притоков ледника Сугран в бассейне р. Муксу.





XXVII. 50. Трещинам на склонах долин у конца ледника Медвежий на Памире.



XXVII. 49. Селевой поток в движении.

Фото 51—54



XXVIII. 51. *Сетчатое оледенение* в центральной части юго-восточной Аляски.

XXVIII. 52. *Склоновые ледники* на Центральном Тянь-Шане.





XXIX. 53. *Трещовая долина* на Центральном Тянь-Шане.

XXIX. 54. *Термокарстовая воронка* на месте многолетнего бугра пучения
около оз. Чатыр-Кёль на Тянь-Шане.





XXX. 55. Снежный карниз на гребне хребта.

XXX. 56. «Лапа» ширококонечного ледника Вали на южном склоне Зивалайского хр. вскоре после его подвижки.



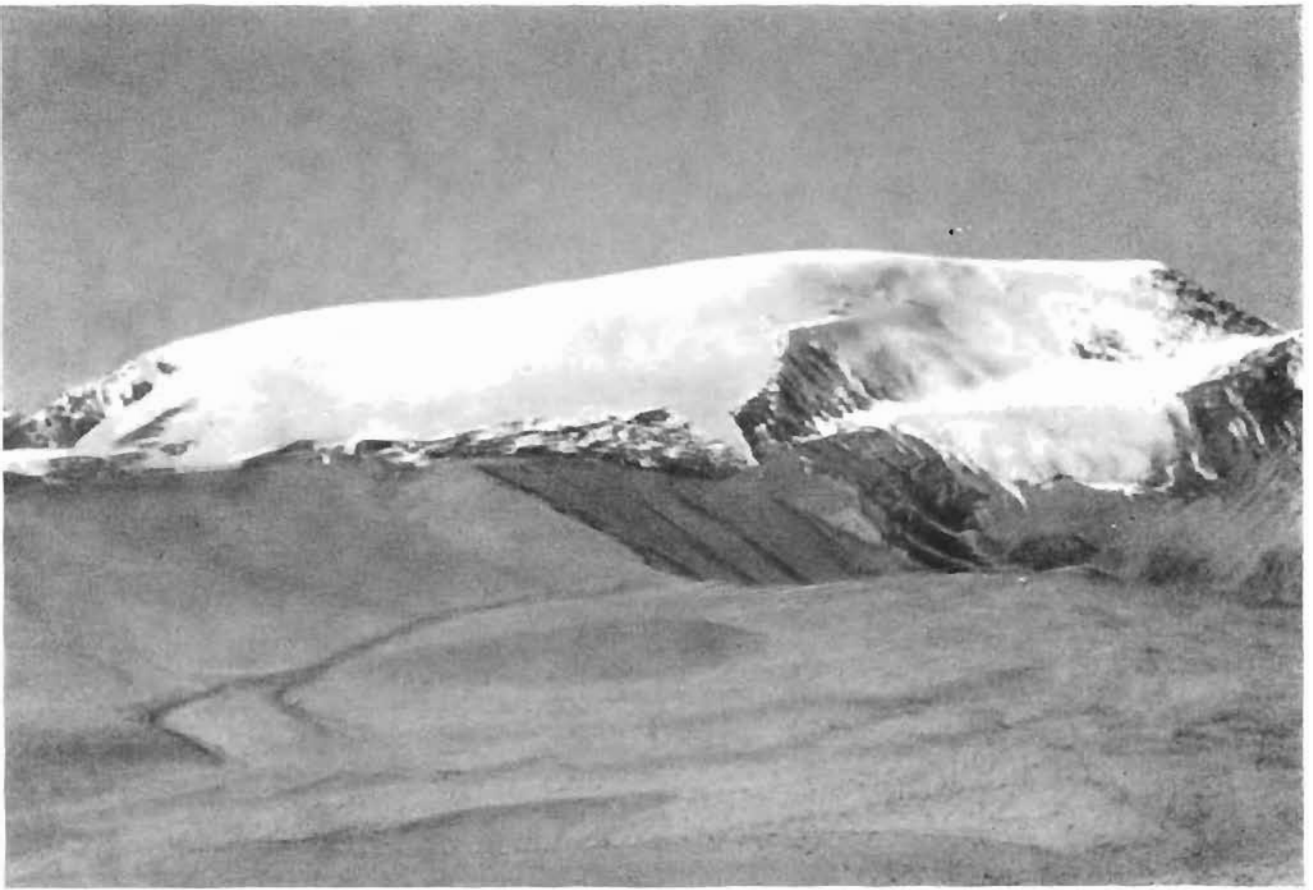


XXXI. 57. Один из памирских ледников в конце периода абляции. Хорошо видны две границы: *граница питания ледника*, отделяющая темный лед области абляции от светлого паложеного льда, и *фирновая линия*, отделяющая наложенный лед от более светлого фирна.

XXXI. 58. Гигантские *эратические валуны* — глыбы метаморфических пород на сыртах Тянь-Шаня.

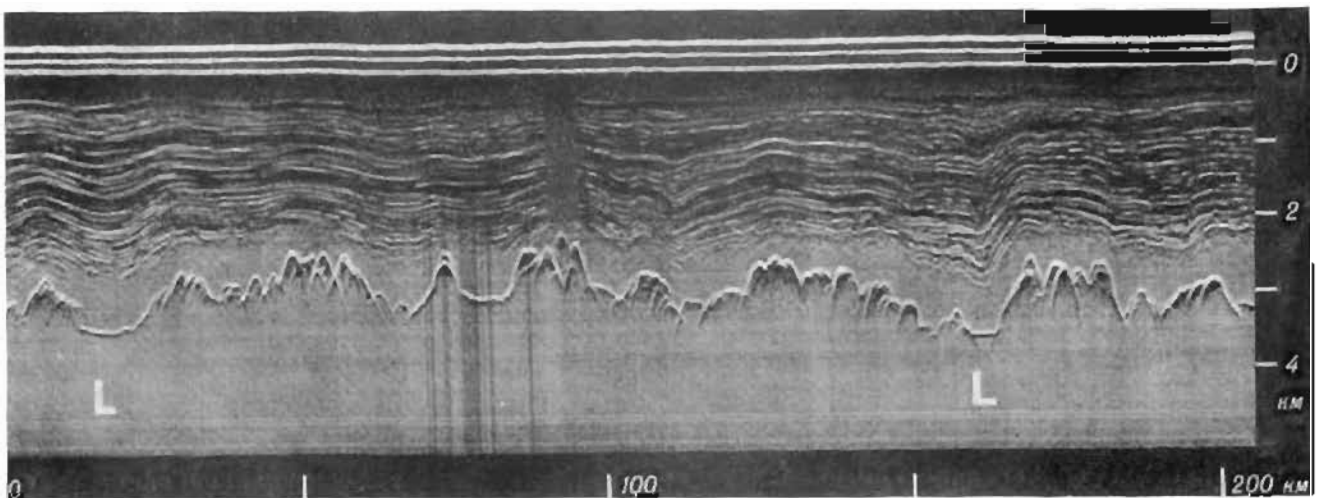


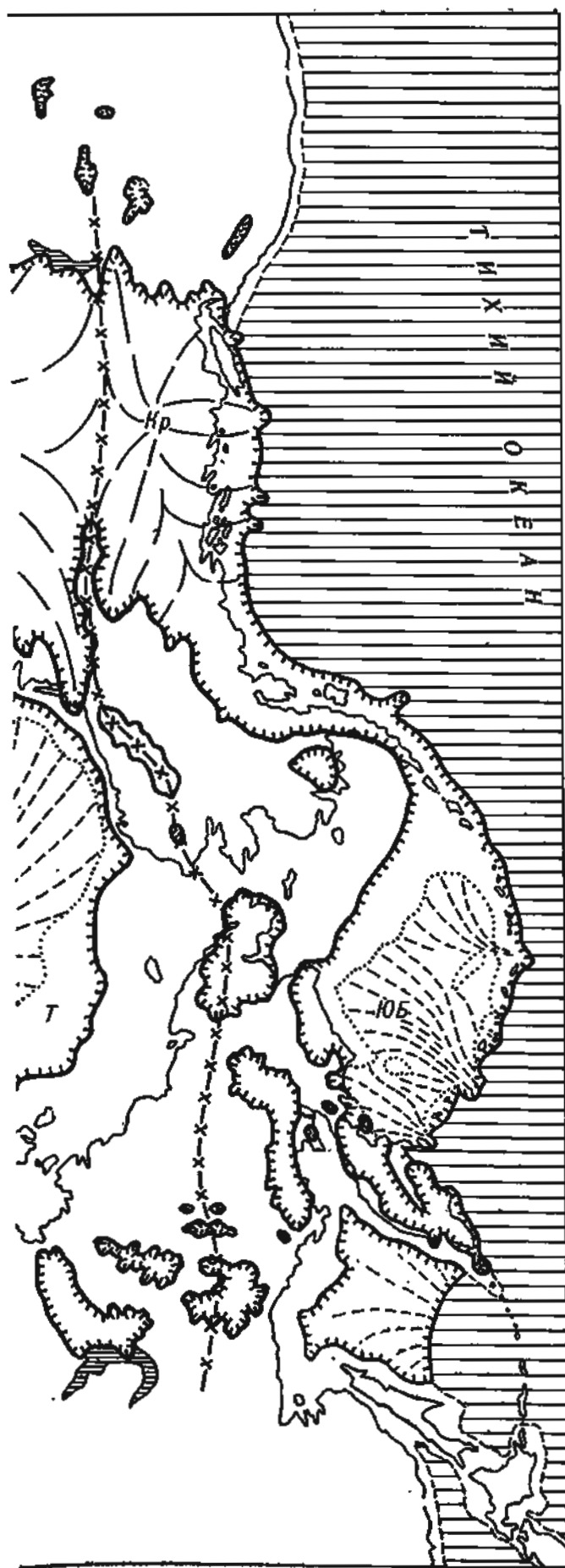
Фото 59—60



XXXII. 59. Ледник плоской вершины на Восточном Памире.

XXXII. 60. Профиль дистанционного радиозондирования ледникового покрова в Восточной Антарктиде в районе купола В. Нижнее отражение -- от подледного ложа, остальные -- от внутриледниковых слоев; в двух местах (L) зафиксированы подледные озера.





Панарктический (между Атлантическим океаном и границей 4) и Кордильерско-Берингийский ледниковые покровы (между Тихим океаном и границей 4). От вершин ледниковых щитов (Бр — Британского, Ск — Скандинавского, В — Баренцева, К — Карского, Пт — Пutorанского, Гр — Гренландского, Л — Лаврентьевского, Ин — Иннуитского, И — Исландского, Т — купола Толля над о-вами Де-Лонга) лед растекался во все стороны, в т. ч. в холодные внутренние моря, занятые Арктическим (А), Норвежско-Гренландским (НГ) и Лабрадорским (Лб) шельфовыми ледниками; Кр — Кордильерский, ЮБ — Южно-Берингийский ледниковые комплексы. 1 — границы континентальных шельфов, 2 — ледниковые щиты суши и континентальных шельфов, 3 — плавающие ледники, 4 — граница между североатлантическим и северотихоокеанским секторами древнеледниковой области.

температурами воздуха, при которых выпадает снег, и относительным содержанием тяжелых (^{18}O) и легких (^{16}O) изотопов кислорода в снежных кристаллах. Степень обогащения этих кристаллов тяжелыми изотопами пропорциональна температуре, в связи с чем соотношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в принципе поддается переводу в градусы и может служить палеотермометром [108]. Эти соотношения выражаются величиной δ , означающей отклонение в ‰ от изотопного состава SMOW — стандартной средней океанической воды; по некоторым данным, понижение δ на 1 ‰ соответствует похолоданию на 1,5 °C. Ценность П. а. льда состоит в том, что, имея дело с непрерывными разрезами, сформировавшимися на протяжении десятков и сотен тысяч лет, можно получить подробную картину естественных флуктуаций температуры больших районов за весь поздний плейстоцен, а возможно, и более длительное время. М. Г. Гросвальд.

ПАЛЬГОВ Николай Никитич (1889—1971). Советский географ и гляциолог, акад. АН КазССР (1954). Работал в Секторе географии АН КазССР с его основания в 1939 г., с 1945 г. руководитель Сектора. В 20-х и 30-х годах открыл и описал ряд узлов оледенения в хр. Кокшаалтау и Терской Алатау на Тянь-Шане, много лет исследовал ледники Заилийского Алатау, итогом чего явилась монография [149]. Предложил ряд расчетных методов изучения режима ледников и стока рек ледникового питания, определения таяния снега и льда по температуре воздуха и толщины ледников по балансу их массы. Именем П. названы ледники в Кокшаалтау, на Заилийском Алатау и Полярном Урале.

ПАЛЬЗЫ. Торфяные бугры высотой 1—7 м и диаметром 10—50 м, преимущественно включающие минеральный грунт. Обычно встречаются на болотах, формируются либо в результате льдообразования и пучения, либо термокарста.

ПАНАРКТИЧЕСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. Гипотетический плейстоценовый ледниковый покров сверхкрупных размеров, который вторично возникал в атлантическом

секторе сев. полушария, распространяясь на всю Арктику и значительную часть умеренных широт. Источником атмосферного питания служили атлантические влагонесущие ветры. Главную роль в формировании П. л. п. играли шельфовые ледники Арктического бассейна, Норвежско-Гренландского и Лабрадорского морей, а также Баффинова залива; эти плавучие ледники объединяли Баренцев, Карский, Исландский, Гренландский, Лаврентьевский и более мелкие ледниковые щиты в морфологически и динамически целостную систему (см. рис. на с. 320—321).

Гипотеза П. л. п. базируется на аргументах нескольких групп: динамической (механическая неустойчивость „морских” частей Евразийского и Североамериканского ледниковых покровов и наличие мощных шельфовых ледников как фактора их стабилизации), термофизической (неизбежность глубокого промерзания арктических морей при прекращении адвекции атлантических вод), геологических (комплекс данных о донных осадках полярных морей, ориентировка ледниковых шрамов на шельфах и подводных порогах и т. д.).

Предполагают, что последний П. л. п. существовал в позднем плейстоцене, достигая своего максимума между 17 и 21 тыс. л. н.; его общая площадь — около 33 млн. км², из которых 8,5—9 млн. км² приходилось на плавучие ледники. Самая устойчивая часть покрова — Арктический шельфовый ледник, вероятно, пережила средневалдайский интерстадиал и разрушилась лишь около 9 тыс. л. н. Норвежско-Гренландский шельфовый ледник разрушился раньше (12—13 тыс. л. н.). С разрушением внутренних шельфовых ледников „морские” части Евразийского и Североамериканского покровов теряли устойчивость, испытывали сдвиги, спуск льда и быстро разрушались. При этом большие массы льда поступали в океан, что могло приводить к резким охлаждениям и иссушениям климата. Лит. [53, 263, 309]. М. Г. Гросвальд.

ПАНЦИРНЫЙ ЛЕД. Вода, замерзшая на поверхности горных пород в результате волноприбойной деятель-

ности. Формируется на берегах замерзающих рек, озер и морей. Представляет собой продукт развития брызгового и волнового наледеобразования.

ПАРАТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. См. *перекристаллизация льда*.

ПАРАТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА. См. *перекристаллизация снега*.

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ СНЕГОТАЯНИЯ. Повышение температуры до 0°C и выше под ледяной коркой при отрицательных температурах наружного воздуха в результате проникновения сквозь прозрачную ледяную корку солнечных лучей, в то время как длинноволновое излучение задерживается ею. Явление П.э.с. возникает в предвесенний период в условиях ясной погоды при небольшой толщине снега и ледяной корке на его поверхности. Проникающая в снег радиация достигает почвы, вследствие чего начинается таяние снега снизу. П.э.с. имеет большое значение для подснежного развития растений.

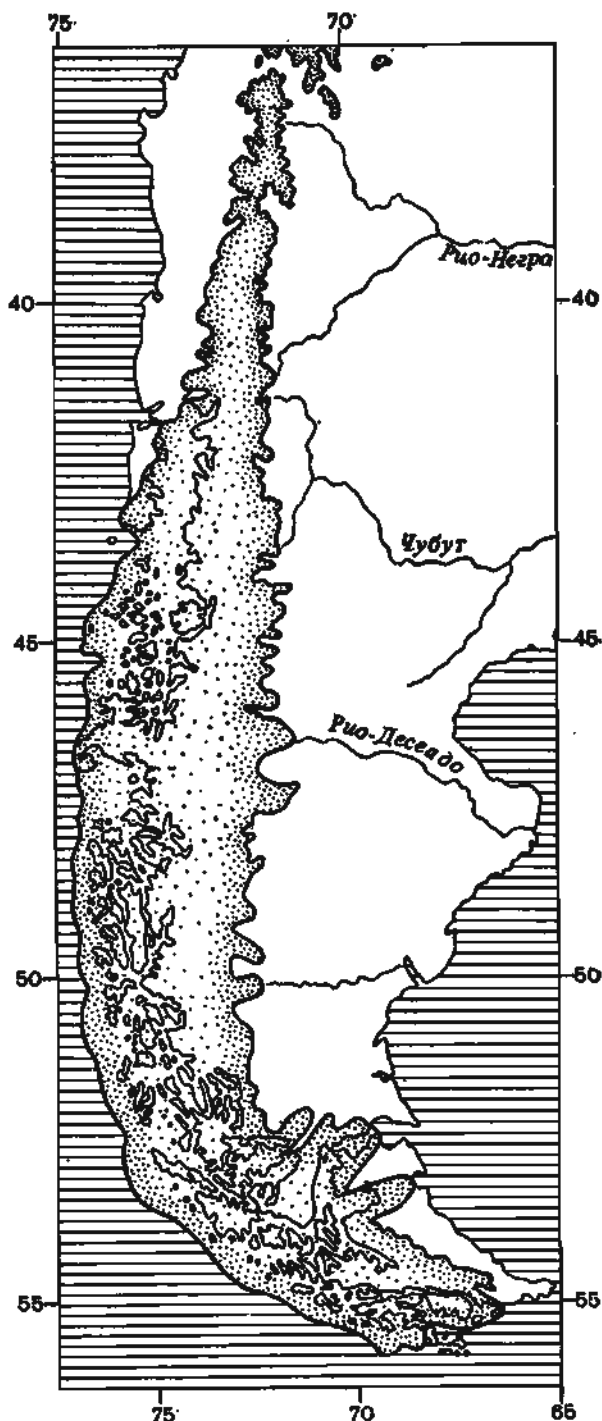
В. М. Котляков.

ПАРЦИАЛЬНОЕ ДАВЛЕНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА (уст. *упругость насыщения*). Упругость водяного пара e , максимально возможная при данной температуре; зависит от температуры водяного пара, равной температуре влажного воздуха. При отрицательных температурах воздуха П. д. в. п. над поверхностью льда меньше, чем над переохлажденной водой при тех же температурах воздуха; наибольшая разность (25,7 Па) достигается при температуре $-10,2^{\circ}\text{C}$. Ниже приводятся значения П. д. в. п. при отрицательных температурах t над плоской поверхностью переохлажденной воды e_w и льда e_l :

$t^{\circ}\text{C}$	-30	-20	-10	0
e_w Па	50	124	286	610
e_l Па	37	103	260	

ПАТАГОНСКИЙ ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫЙ КОМПЛЕКС. Система плейстоценовых ледниковых щитов и сетчатых ледников, неоднократно формировавшаяся в Патагонских Андах и их предгорьях к югу от $36^{\circ}30'$ ю. ш. Южнее о. Чилоэ, на 43° ю. ш., П. д. к. распространялся на континентальный шельф, достигая его внешнего края на глубинах около 200 м,

так что покровное оледенение испытали почти все о-ва, расположенные у зап. и юж. берегов Чили, включая весь архипелаг Чинос и п-ов Тантао.



Последний Патагонский ледниковый комплекс (по Дж. Холлину и Д. Шиллингу [309]).

Вост. границы комплекса — предмет дискуссий со времени Ч. Дарвина, сообщившего о находках эрратики, происходящей с материка, на Фолклендских (Мальвинских) о-вах. В настоящее время большинство исследо-

вателей считают, что П. д. к. Атлантического океана не достигал, а оканчивался на вост. предгорном плато. Такое положение границы хорошо соответствует засушливому климату вост. предгорий Анд. Здесь, на вост. (аргентинской) стороне комплекса, реконструирован ряд ледниковых лопастей, на месте которых сейчас находятся озера Буэнос-Айрес, Сан-Мартин, Вьедма, Архентино, а также Магелланов пролив и другие бассейны.

На рисунке представлена реконструкция последнего П. д. к., который достигал своего максимума несколько позже 19,5 тыс. л. н., т. е. одновременно с Североамериканским и Евразийским покровами. В этих границах площадь комплекса составляла 478 тыс. км², а объем — 340 тыс. км³, что эквивалентно падению уровня океана на 85 ± 5 см. Остатком этого комплекса являются современные ледниковые комплексы Патагоний (26,5 тыс. км²). *М. Г. Гросвальд.*
ПАТАГОНСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ. Горные ледники, стекающие с ледниковых плато, очень широкие в верховьях и постепенно сужающиеся к своим концам. Такая форма ледников определяется сочетанием высоко поднятых плато и узких долин, переходящих во фьорды. Они особенно характерны для Патагонских Анд, откуда и происходит это название. Один из патагонских ледников длиной около 30 км, спускающийся в оз. Вьедма, в истоках имеет ширину до 30 км, а в устье — лишь 3—6 км.

ПАТРУЛЬНАЯ СНЕГООЧИСТКА ДОРОГ. См. *механизация снегоуборки.*

ПЕНЕТРОМЕТР. См. *твердомер.*

ПЕНОЛЕД. Замороженная водно-воздушная пена. Изготавливается послойным намораживанием или диспергированием в холодную атмосферу вспененных растворов поверхностно-активных веществ. Плотность П. сразу после получения 40—80 кг/м³, но по истечении некоторого времени резко увеличивается благодаря усадке. Теплопроводность П. плотностью 50 кг/м³ примерно в 18 раз меньше теплопроводности чистого льда. Для уменьшения скорости перекристалли-

зации в раствор вводят присадки из низколетучих ПАВ, а для предотвращения быстрого испарения П. покрывают слоем наледного или гранулированного льда. Используют в качестве теплоизолятора для предохранения грунтов от промерзания.

В. Р. Алексеев.

ПЕРВИЧНО-ПОВЕРХНОСТНЫЙ ПОГРЕБЕННЫЙ ЛЕД. Лед, образовавшийся на поверхности, а затем погребенный осадочными породами. См. *классификацию подземных льдов*, рис. 2.

ПЕРВИЧНО-РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ ЛЕД. См. *рекристаллизационный лед.*

ПЕРВИЧНЫЙ ВНУТРИГРУНТОВЫЙ ЛЕД (син. *конституционный подземный лед*). Лед, образовавшийся в процессе промерзания увлажненных горных пород. См. *классификацию подземных льдов*, рис. 2.
ПЕРВИЧНЫЙ ЗАБЕРЕГ. См. *забереги.*

ПЕРВЫЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ ПОЛЯРНЫЙ ГОД (Первый МПГ). Период одновременных геофизических наблюдений с августа 1882 г. по август 1883 г. в основном в Арктике силами ряда стран по общей программе и единой методике. В работах участвовало 12 стран: Австрия, Великобритания, Германия, Дания, Канада, Нидерланды, Норвегия, Россия, США, Финляндия, Франция, Швеция. Геофизические и метеорологические наблюдения были проведены в 13 пунктах сев. полярной области: на Канадском Арктическом архипелаге, в Гренландии, на Шпицбергене, о. Ян-Майен, на севере Скандинавии, на Новой Земле, в устье Лены, а также в двух пунктах юж. полушария — на мысе Горн и на о. Юж. Георгия. Материалы наблюдений составили 36 томов, они имели большое значение для изучения климата и ледовитости Арктики.

В. М. Котляков.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. Процесс преобразования кристаллов льда в связи с изменением термодинамических условий кристаллизации. При этом кристаллы обычно освобождаются от примесей, изменяют свои размеры, форму и кристаллографическую ориентировку. Играет

главную роль при *диагенезе снежного покрова* и *метаморфизме льда*.

Различают следующие типы П. л.: округление кристаллов снега и фирна (приближение к равновесной форме путем удаления вещества с более выпуклых участков поверхности и его отложения на менее выпуклых); *собирательная П. л.*, которая, как и округление, идет за счет свободной поверхностной энергии кристаллов (уменьшение количества кристаллов путем роста крупных кристаллов и исчезновения мелких, имеющих большую кривизну поверхности), и *динамометаморфизм льда*. В последнем выделяют процессы *паратектонической П. л.*, связанные с внутренней энергией напряженного состояния, и *дислокационного метаморфизма льда*, имеющего внешние источники энергии. При этом виде метаморфизма перекристаллизации предшествует механическое дробление и истирание кристаллов.

Каждый из перечисленных типов П. л. в зависимости от условий может происходить тремя способами: 1) в твердой фазе, путем непосредственного перехода молекул из пространственных решеток одних кристаллов в решетки других (*рекристаллизация льда*); 2) с переходом через жидкую фазу, что характерно для процессов *термометаморфизма* (*режеляционная П. л.*); 3) с переходом через парообразную фазу, который сопровождается миграцией вещества по поверхности кристаллов (*сублимационная П. л.*).

М. Г. Гросвальд.
ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА. Изменение структуры снежного покрова в результате процессов метаморфизма снега. П. с. вызывается в основном внутренней энергией самого снега, а также тепловыми и механическими воздействиями. Из-за различий величины и формы снежных частиц, а также существования температурного градиента возникает разница в упругости водяных паров, вследствие чего с небольших кристаллов, а также с выступающих частей более крупных кристаллов происходит возгонка, в то время как на вогнутых участках наблюдается сублимация водяных паров. В процессе П. с. происходит уменьшение общего числа зерен благодаря росту более крупных из них за счет уменьшения объема и даже полного исчезновения

более мелких. Рост одних кристаллов за счет других происходит вследствие перемещения молекул с одной кристаллической решетки на другую. При этом постепенно возникает предпочтительная (обычно вертикальная) ориентировка кристаллов.

Различают несколько видов П. с. **Сублимационная перекристаллизация** представляет собой переотложение вещества через парообразную фазу, сопровождающееся миграцией вещества по поверхностям кристаллов. Она происходит и при низких температурах, вплоть до -72°C . **Режеляционная перекристаллизация**, т. е. преобразование снега с переходом через жидкую фазу, происходит при высоких температурах, близких к 0°C . **Паратектоническая перекристаллизация** вызывается внутренней свободной энергией напряженного состояния и приводит к некоторому сплющиванию зерен и всей массы снега в плоскости, перпендикулярной к направлению давления, и ее пластическим деформациям — одному из видов динамометаморфизма снега.

В результате П. с. происходит увеличение кристаллов снега и сглаживание размеров отдельных кристаллов — этот процесс носит название *собирательной перекристаллизации*. Для его характеристики в [106] была введена величина максимального отклонения от среднего размера снежных кристаллов, вычисляемая как отношение половины разности между максимальным и минимальным размерами к среднему размеру кристаллов (выражается в процентах).

В. М. Котляков.

ПЕРЕМЕРЗАНИЕ РЕК. Прекращение руслового стока на отдельных мелких участках реки из-за образования мощного ледяного покрова. П. р. первоначально наблюдается на более мелких участках реки в результате прекращения поверхностного стока воды из-за уменьшения или полного истощения грунтового питания и потерь воды на ледообразование. При П. р. сток может прекращаться вовсе или проявляться в виде подрулового стока; возникают *речные наледи*.

ПЕРЕМЕТНЫЕ ЛЕДНИКИ. Два или несколько ледников, расположенных на противоположных склонах и имеющих общую область питания на седловине хребта. П. л. могут быть *висячие, долинные и склоновые*; верх-

ние границы отдельных ледников, входящих в переметную систему, проводят по ледоразделу.

ПЕРЕНАСЫЩЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНО ЛЬДА. Такое состояние воздуха при отрицательной температуре, когда относительная влажность, определенная по отношению к воде, не достигает 100 %, но по отношению к поверхности льда воздух уже перенасыщен. Напр., при температуре -10°C перенасыщение относительно льда уже имеется при относительной влажности менее 91 %. В результате ледяные кристаллы растут в таких условиях, когда капли испаряются, что приводит к выпадению значительных осадков из облаков, по крайней мере в умеренных широтах. См. также *насыщение относительно льда*.

Диаграммы связи температуры воздуха и П. о. л., на которых указаны области формирования разных типов кристаллов снега, неоднократно строил У. Накайя; теперь такие диаграммы носят его имя.

ПЕРЕНОС ТЕПЛА В ЛЕДНИКЕ С ВОДОЙ. Передача тепла в леднике с движущейся водой. В ледник попадают потоки талой или дождевой воды, нагретые на $1-2^{\circ}\text{C}$ на склонах или в ледниково-подпрудных озерах. Их объем не превышает половины талой воды на леднике, а выделение тепла в ледник при охлаждении в нем воды до 0°C не превышает $5-10 \text{ Дж/см}^3$ и, следовательно, не может обеспечить больше 1 % абляции. Талая вода на леднике нагревается не более чем на $0,5^{\circ}\text{C}$ и также не может обеспечить больше 1 % абляции даже при охлаждении до 0°C . Однако возможны местные эффекты, когда на небольшом участке охлаждается вода, собранная со значительной площади. Тогда доля таяния за счет воды (т. н. ручейковое таяние) на этом участке будет больше. Наконец, талая вода, опускаясь по леднику, отдает потенциальную энергию. С учетом теплового эквивалента работы падению на 1000 м соответствуют потери энергии, достаточные для таяния 3 % объема опускающейся талой воды. На диссипацию и нагрев потоков за счет трения расходуется около половины этой энергии, другая обращается в кинетическую.

Т. о., суммарный перенос тепла водой составляет около 2—3 % затрат тепла на абляцию. Это тепло реализуется на протаивание поверхностных и внутриледных каналов и полостей, в частности каналов прорыва ледниково-подпрудных озер. *А. Н. Кренке.*

ПЕРЕНОСНАЯ СНЕГОМЕРНАЯ РЕЙКА. См. *снегомерная рейка*.

ПЕРЕНОСНЫЕ СНЕГОЗАЩИТНЫЕ ЩИТЫ. Средства маневренной *снегозащиты*, применяемые для задержания метелевого снега перед дорогами. Общая просветность стандартных железнодорожных П. с. щ. равна 0,43 и 0,47. Щиты с разреженной нижней частью имеют просветность в верхней половине 0,41, а в нижней 0,67, они легко опрокидываются и ломаются при сильных ветрах. Снегосборность П. с. щ. высотой h без перестановок и без существенного проноса снега равна: для щитов с равномерной просветностью $(6 \div 7)h^2$, для щитов с разреженной нижней частью $(10 \div 12)h^2$. Путем последовательной перестановки щитов на вершины собранных снегоотложений общий объем собранного снега на каждый метр дороги может быть доведен до величины nV , где n — число перестановок, $V = 10 \div 35 \text{ м}^3$ снега на 1 м защиты. *А. К. Дюнин.*

ПЕРЕОХЛАЖДЕННАЯ ВОДА. Вода, остающаяся в жидком состоянии при температуре ниже температуры плавления. В отсутствии инородных включений вероятность возникновения кристаллов льда при температуре, близкой к температуре плавления, мала. По теоретическим расчетам, она доходит до единицы лишь при -55°C , а область от 0 до -55°C является областью метастабильного состояния воды. Опытным путем, не допуская поступления ядер кристаллизации, воду охлаждали до -50°C , а после повторных плавлений — даже до -72°C . В природных условиях на поверхности водоемов переохлаждение наблюдалось лишь до -1°C , а в водяных облаках оно обычно бывает до -12°C , но иногда и до -30°C . Уже образовавшиеся кристаллы, отводя тепло, создают местное переохлаждение. В то же время тепло, выделяющееся при кристаллизации, кладет предел переохлаждению водной

массы в целом. П. в., в частности, служит причиной образования *внутриводного льда*. На границе воды и льда замерзание может идти при температуре плавления без переохлаждения при условии отвода тепла кристаллизации.

А. Н. Кренке.

ПЕРЕОХЛАЖДЕННАЯ МОРОСЬ. Морось, состоящая из переохлажденных капель; выпадает при небольших отрицательных температурах из слоистых облаков или тумана. Может привести к образованию *твердого налета* и *гололеда*.

ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЙ ДОЖДЬ. Дождь, состоящий из переохлажденных капель, выпадающий при отрицательных температурах. Ударяясь о поверхность земли, капли замерзают и образуют *гололед*, всегда сопровождающий выпадение П. д.

ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЙ ТУМАН. Туман, состоящий из переохлажденных капелек, осаждается в виде переохлажденной мороси. Может привести к образованию *зернистой изморози*, *твердого налета* и *гололеда*.

ПЕРИГЛЯЦИОННАЯ ЗОНА (ОБЛАСТЬ). Полоса суши шириной до 150—200 км, непосредственно примыкающая к плейстоценовым или современным материковым ледниковым покровам и испытывающая или испытывавшая сильное влияние ледников на весь комплекс природных условий. Термин П. з. употребляется также применительно к районам горного оледенения. П. з. отличается суровым климатом с холодными сухими ветрами, дующими с ледниковых массивов и способствующими формированию материковых дюн и лёссовых покровов. Характерно многократное чередование таяния и замерзания воды в рыхлых и трещиноватых породах, развитие процессов пучения и течения грунтов, образование мерзлотного рельефа.

В. М. Котляков.

ПЕРИОД АБЛЯЦИИ. Часть балансового года, в течение которой расход вещества с ледника, обусловленный таянием и испарением снега и льда с поверхности, превышает его приход. Условно считается, что в среднем для ледника П. а. начинается приблизительно с того момента, когда на уровне границы питания впервые отмечается абляция, и заканчивается, когда на этом уровне аккумуляция начинает преобладать над таянием. П. а. может прерываться на

несколько дней вследствие обильных снегопадов, захватывающих всю поверхность ледника или большую ее часть.

В. М. Котляков.

ПЕРИОД АККУМУЛЯЦИИ. Часть балансового года, в течение которой приход вещества на ледник в целом превышает его расход. Условно считается, что в среднем для ледника П. а. начинается с того момента, когда на уровне границы питания аккумуляция начинает преобладать над таянием, и заканчивается, когда на уровне границы питания начинается абляция, хотя продолжительность П. а. увеличивается вверх по леднику. В течение П. а. на леднике, особенно в его области абляции, возможно таяние, как правило, не дающее стока. В начале и конце П. а. таяние может сопровождаться стоком талых вод, который, однако, перекрывается происходящей в это время на леднике аккумуляцией твердых осадков.

В. М. Котляков.

ПЕРИОД ПУЛЬСАЦИИ. См. *пульсации ледников*.

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗДАНИЯ ПО ГЛЯЦИОЛОГИИ. Научные журналы и систематически публикуемые сборники, содержащие результаты исследований природных льдов. В СССР центральным изданием служат издаваемые Секцией гляциологии сборники „Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения“ (с 1961 по 1983 г. вышло в свет 49 выпусков, в последнее время по три выпуска в год). Статьи по гляциологии публикуются в журналах „Известия АН СССР, серия географическая“, „Известия Всесоюзного географического общества“, „Метеорология и гидрология“, „Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции“, „География и природные ресурсы“, „Водные ресурсы“, „Геоморфология“ и др., а также в Вестниках МГУ, ЛГУ, трудах ряда институтов Госкомгидромета: ААНИИ, САНИИ, ЗакНИИ, ГГО, ГГИ, ВГИ и др.

За рубежом издаются следующие гляциологические журналы: „Zeitschrift für Gletscherkunde“ (Берлин, 1906—1942), „Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie“ (Инсбрук и Мюнхен, с 1949 г., по 1 тому в год), „Journal of Glaciology“ (Кембридж, с 1947 г., по 3 номера в год), „Annals of Glaciology“ (Кембридж, с 1980 г.,

по 1 тому в год), "Cold Regions Science and Technology" (Амстердам, с 1979 г., по 4 номера в год), гляциологический журнал на китайском языке (Ланчжоу, с 1980 г., по 4 номера в год). Кроме того, статьи по гляциологии можно найти в журналах "Geografiska Annaler" (Швеция), "Jökull" (Исландия), "Polar Record" (Англия), "Сейпё" (Япония), в издании "Meddelelser om Grönland" (Дания) и др. Труды международных симпозиумов, организуемых Международной комиссией снега и льда, публикуются в серии, издаваемой Ассоциацией гидрологических наук МГТС.

В. М. Котляков.

ПЕРСПЕКТОМЕТР. Оптический прибор, разработанный Р. Н. Ивановым для изучения дрейфа поплавков на течении, применяемый также для измерения волн и ледовых наблюдений. Представляет собой призматический монокуляр на горизонтальном

вого поста. Главное же назначение П. — определять дрейф льда в прибрежной зоне. Это делается двумя путями: 1) неоднократными отсчетами азимута приметной льдины и расстояния до нее и 2) поворотом монокуляра т. о., чтобы льдины дрейфовали вдоль проекций горизонтальных линий; тогда, замечая время прохождения льдины от одной из наклонных линий до другой, можно определить скорость дрейфа, а отсчетом по лимбу плюс 90° — найти его направление.

В. Л. Цуриков.

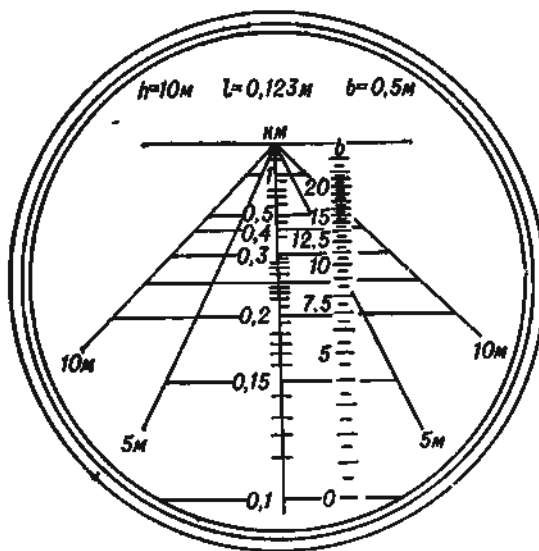
ПЕСКОЛЕД. Разновидность *армированного льда*, изготовленного послойным намораживанием воды с добавками разнозернистого песка. Используется при постройке временных автомобильных дорог, взлетно-посадочных полос и фортификационных сооружений. Отличается повышенной механической прочностью.

ПЕСТРЫЙ ЛАНДШАФТ (син. *зебровый ландшафт*). См. *покрытость местности снегом*.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА. Комплекс методов изучения льда как горной породы, выполняемого в поле и лаборатории. В поле выясняют условия залегания ледяных пород, а также описывают их текстурные особенности. В лабораторных условиях определяют твердость, гранулометрический состав и воздухопроницаемость пористых ледяных пород — снега и фирна, а также ведут кристаллографические исследования собственно льда.

П. и л. проводят с целью установления размеров, формы и пространственных взаимоотношений кристаллов, ориентировки оптических осей кристаллов по отношению к их удлинению и направлению движения льда, размеров, формы и расположения газовых и минеральных включений. Для этого отбирают ориентированные относительно движения и структурных элементов ледников образцы льда, которым удобнее всего придавать призматическую форму, с обозначением на гранях простирания и падения этих элементов. При взятии образцов применяют пилы, ледорубы, пешни.

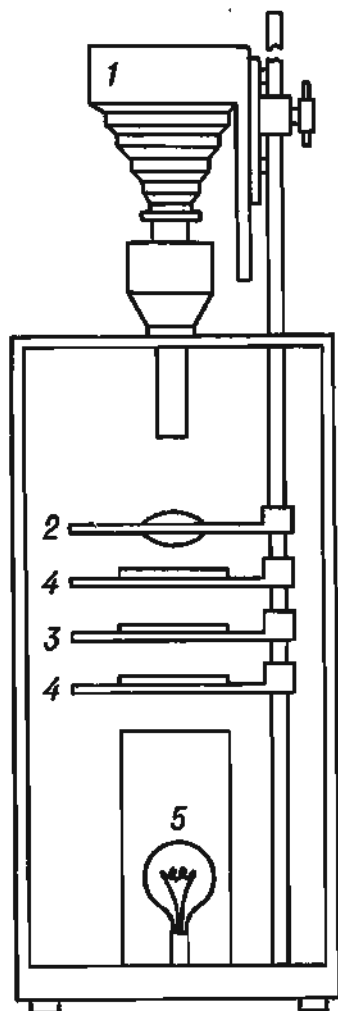
Текстуры фирна и снега фотографируют в проходящем свете в пль-



Сетка перспектометра для высоты прибора $h = 10$ м.

лимбе. В монокуляр вставлена специальная сетка (см. рис.), верхняя горизонтальная линия которой совмещается с горизонтом. Сетки изготавливают для высот П. 5, 10 и 40 м над ур. м. По средней шкале сетки отсчитывают расстояния, а по правой шкале — высоту предметов. С помощью П. можно определять расстояния до кромок, размеры льдин, высоту торосов, а также картировать ледовую обстановку вблизи берего-

тах, их структуры фотографируют (зеркальными камерами с промежуточными кольцами и фотонасадками к микроскопу) на изломах и пришлифованных поверхностях. Структуры льда изучают несколькими методами. Один из них состоит в частичном таянии ледяных пластинок с последующим переводом контуров кристаллов на бумагу или их окрашиванием и фотографированием в отраженном свете. Другой (основной) метод заключается в кристаллооптических исследованиях льда в шлифах с



Фотополяризационная установка конструкции Б. А. Савельева. На ее штативе крепятся: 1 — фотокамера, 2 — конденсор, 3 — платформа для шлифа, 4 — поляроиды, 5 — осветитель (матовая лампа).

помощью *поляроидов*, фотополяризационных установок (см. рис.), поляризационного микроскопа и *универсального столика Федорова*. Наиболее полное представление о структуре льда дает изучение шлифов, ориентированных в трех взаимно перпенди-

кулярных плоскостях. Удобнее всего совмещать их со структурными поверхностями ab , bc и ac (a — падение слоев, b — простираание слоев и c — нормаль к ab).

Изучение шлифа в поляризованном свете ведут по следующему плану: 1) общий осмотр, характеристика формы, размеров, взаимоотношения кристаллов между собой и с включениями; 2) фотографирование шлифа и его деталей; 3) определение осности и измерение угла оптических осей двусосных кристаллов; 4) определение знака удлинения и характера погасания; 5) измерение ориентировки оптических осей кристаллов на универсальном столике Федорова.

Данные изучения шлифов подлежат обработке, которая включает: 1) измерение кристаллов по фотоснимкам путем планиметрирования их площадей с введением поправок на несовпадение плоскости шлифа с максимальными сечениями кристаллов (поправочные коэф. для среднего поперечника 1,25, для средней площади 1,5625); 2) вычисление коэф. извилистости границ и величин поверхности кристаллов; 3) составление стереограмм ориентировок оптических осей.

Количественный анализ примесей проводят посредством измерения плотности ледяной породы, содержания жидкой фазы, степени минерализации, количества твердых включений, пузырчатости, давления воздуха в пузырьках. Для твердых включений выполняют химический и минералогический анализы. В последние годы много внимания стали обращать на общее содержание газов в пузырьках, позволяющее судить об абс. высоте ледниковых щитов в прошлом, а также на химический состав этих газов, по которому определяют изменения в соотношении разных компонентов атмосферы. Лит. [181, 220].

М. Г. Гросвальд.

ПЕТРОГРАФИЯ ЛЬДА. Раздел гляциологии, который изучает лед как горную породу: его текстуры и петрографические структуры, состав и распределение химических и механических примесей, закономерности распространения, происхождения и преобразований под воздействием температурных градиентов, жидкой воды и напряжений. Термин идентичен более позднему и этимологически более строгому термину „петрология

льда". Лед является мономинеральной породой простейшего химического состава, поэтому в его петрографии ведущую роль играет структурно-генетическое направление, цель которого состоит в расшифровке механизмов и условий образования разных видов льда по их свойствам, имеющим пространственное и векторное выражение. Структурно-генетический подход лег в основу классификации природных льдов по типам льдообразования, позволив выделить конжеляционный, осадочный и метаморфический типы с рядом подтипов — льдов водоемов и водотоков, жильных, натечных, сегрегационных, инъекционных и др., а также связать вторичные структуры и текстуры с термодинамическими процессами в ледяных породах.

Петрографические исследования начинаются в поле с определения условий залегания ледяных тел (с характеристиками их формы — пластовой, жильной, линзообразной и т. д.) и макроскопических текстурных описаний, дающих сведения о форме, размерах, распределении пор, полостей, пузырьков газа, твердых примесей, ячеек с жидкостью, а также неоднородностей строения — слоистости, сланцеватости, ноздреватости, столбчатости и т. п. В поле, а также в лаборатории проводятся измерения плотности, твердости, воздухопроницаемости льда. Однако главным видом исследований П. л. служит кристаллографическое изучение ледяных пород в холодных лабораториях; см. *петрографические исследования льда*. Главным теоретическим и практическим руководством по П. л. является монография П. А. Шумского [220].

М. Г. Гросвальд.

ПЕШНЯ. Инструмент для рубки льда. Состоит из стального стержня с острым, закаленным концом и конической трубки на другом конце. В трубку вставляется деревянная рукоятка, сужающаяся кверху и заканчивающаяся сферическим расширением для закрепления темляка. Острый конец П. имеет форму или четырехгранной пирамиды, или долота. Длина стального стержня около 60 см, а общая длина П. приблизительно 1,5 м.

ПЕЩЕРА-ЛЕДНИК (син. *ледяная пещера*). Вид пещер, сохраняющих в течение всего года температуру воздуха ниже 0 °C. Вследствие этого просачивающаяся сверху по трещинам вода, попадая в пещеру, замерзает в виде корок (кора обледенения), сосулек и других ледяных образований (ледяные сталагмиты, сталактиты и сталагнаты), а парообразная влага оседает на потолке и стенах пещеры в форме пещерной изморози и ледяных друз. В некоторых пещерах формируются пещерные ледники. Все перечисленные ледяные образования относятся к *пещерному льду*. П.-л. образуются в районах с морозной зимой и при условии, что мешкообразная полость пещеры лежит ниже ее входного отверстия (напр., пещера Большой Бузлук в Крыму или Снежная на Кавказе), или при сквозной циркуляции воздуха (напр., Кунгурская пещера на Урале, Балаганская в Приангарье). **ПЕЩЕРНАЯ ИЗМОРОЗЬ.** Крупные кристаллы льда, формирующиеся в спокойном воздухе *пещер-ледников*, заброшенных шахт, тоннелей, в трещинах ледников вследствие сублимации парообразной влаги. Образует рыхлый покров на стенах и потолках или свисает в виде колеблющихся нитей, придавая полостям сказочный экзотический вид. Один из видов *пещерного льда*.

ПЕЩЕРНАЯ НАЛЕДЬ. Массив или корка наледного льда, сформировавшегося в крупных полостях горных пород. Один из видов *пещерного льда*.

ПЕЩЕРНЫЙ ЛЕД. Разные по форме и строению ледяные образования, возникающие в подземных полостях и пустотах мерзлых или промерзающих горных пород. По генезису полостей П. л. подразделяют на термокарстово-пещерный, карстово-пещерный, эрозивно-пещерный и т. д. По генезису П. л. различают натечный (кора обледенения), капельно-натечный (ледяные сталагмиты, сталактиты, сталагнаты), снежный (чаще инфильтрационный), снежно-водный (пещерные ледники), сублимационный (ледяные друзы, пещерная изморозь). П. л. широко распространен в области развития многолетнемерзлых

и сезонномерзлых пород, а также в районах кратковременного промерзания почвы. В последнем случае образование П. л. происходит в результате затекания холодного воздуха в зимний период и его застывания.

Б. И. Втюрин.

ПЕЩЕРНЫЙ ЛЕДНИК. Наиболее крупное, смешанное по генезису, скопление *пещерного льда*, обладающее самостоятельным движением. П. л. формируются в *пещерах-ледниках* в результате наметания снега и замерзания просачивающейся воды, могут достигать 100 м в длину или ширину (в соответствии с формой и размером пещеры) и иметь толщину 20—30 м. Для них характерно слоистое строение, определяемое чередованием периодов аккумуляции и абляции; в отдельных случаях они достигают возраста в несколько сотен лет. Для П. л. характерны колебания размеров в зависимости от изменения питания и формирования моренных отложений.

В. М. Котляков.

ПИНГО (син. *булгуннях*). Эскимосское название многолетних *бугров пучения*, широко применяемое американскими исследователями и сравнительно редко встречающееся в советской литературе.

ПИРАМИДАЛЬНЫЙ АЙСБЕРГ. См. *айсберг*.

ПИТАНИЕ ЛЕДНИКА. Поступление на ледник новых масс снега и льда за счет выпадающих и нарастающих атмосферных осадков, метелевого приноса, падения снежных и ледяных лавин.

ПИТАНИЕ НАЛЕДЕЙ. 1. Процесс поступления наледообразующих вод к месту их замерзания. 2. Часть природных или техногенных вод, расходящихся на образование наледей зимой. Выражается в объемных (мм слоя воды, м³, км³), расходных (л/с, м³/с) или модульных (л/(с·км²)) единицах. График изменения П. н. во времени представляет собой гидрограф, который обычно строится для совокупности наледей в речном бассейне или географическом районе. Отношение П. н. к суммарной величине зимнего речного (подземного) стока носит название коэф. П. н. **Б. Л. Соколов.**

ПЛАВАЮЩИЙ ЛЕДЯНОЙ БЕРЕГ. См. *ледяной берег*.

ПЛАВУЧИЙ ЛЕД. Лед, плавающий на воде и находящийся под воздействием ветров и течений, независимо

от его происхождения. Сюда относят речной, озерный и морской лед, а также ледниковый лед, если он находится на плаву. К П. л. причисляют также лед, находившийся на плаву, но затем севший на мель.

ПЛАВУЧИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ЯЗЫК. Выдвигающаяся в море и находящаяся на плаву часть *выводного ледника*. Обычно сильно разбит трещинами, быстро движется в сторону моря и служит источником многочисленных сравнительно небольших айсбергов.

ПЛАСТИНКА. См. *классификация снежинок*.

ПЛАСТИЧНОСТЬ ЛЬДА. См. *реологические свойства льда*.

ПЛАСТИЧНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. См. *механические свойства снега*.

ПЛАСТОЛЕД (син. *ледопласт*). Замерзшая вода с добавками хлопкового или древесного волокна. Изготавливается послойным намораживанием водяной пульпы. В отличие от чистого льда, разрушается как пластический материал; допускает обработку режущими инструментами.

ПЛЕЙСТОЦЕН. Отдел четвертичного периода, характерной особенностью которого являются сильное похолодание климата Земли и неоднократно повторявшиеся покровные оледенения в средних и высоких широтах. Термин П. был предложен в 1833 г. Ч. Лайелем для обозначения верхней половины плиоцена, содержащей 90—95 % ныне живущих видов морских моллюсков. Несколько позже Лайель выделил ее в самостоятельный отдел, назвав его постплиоценом. В СССР и за рубежом П. широко употребляется как синоним терминов „четвертичный период (система)“ или „антропоген“, исключая современный отдел (последние 10—12 тыс. лет) — голоцен, и „ледниковый период“.

Объем и хронологические рамки П. разными авторами понимаются по-разному. В СССР, согласно официально принятой схеме, нижнюю границу П., как и всей четвертичной системы, проводят много выше, чем в других странах, а именно в основании гюнц-миндельского (кромерского) межледникового, или бакинского регнояруса морских разрезов юга страны. В континентальных отложениях ее помещают под горизонтом с тираспольским фаунистическим

комплексом, по палеомагнитной шкале — примерно по границе зон матуама и бржнес. Возраст границы в таком понимании — около 0,75 млн. лет.

Сторонники более низкого положения границы четвертичной системы делят ее на два отдела, из которых нижний, более древний, чем кромер, называют эоплейстоценом, а голоцен включают в верхний отдел, называемый собственно П., в качестве горизонта [143]. Нижнюю границу эоплейстоцена, согласно рекомендации XXIV сессии Международного геологического конгресса (1972), проводят по подошве зоны *Globorotalia truncatulinoides* глубоководных разрезов дна океана, которую коррелируют с калабрийскими, апшеронскими и верхне-виллафранкскими отложениями. По палеомагнитной шкале она соответствует основанию эпизода олдувей — 1,87—1,67 млн. л. н. Известны и другие варианты возраста неоген-четвертичной границы — от 0,7 до 4 млн. лет.

Одна из задач современной геологии и палеогеографии — завершение унифицированной хроностратиграфической шкалы и глобальной корреляции плейстоценовых отложений и событий четвертичного периода, а также создание палеогеографических реконструкций для его различных „срезов“. С 1973 г. эта задача решается в рамках Международной программы геологической корреляции, принятой по инициативе ЮНЕСКО. См. также *голоцен, ледниковые эпохи в плейстоцене, палеомагнитная стратиграфия*.

М. Г. Гросвальд.

ПЛЕНОЧНАЯ ВОДА В СНЕГЕ. См. *типы воды в снеге*.

ПЛЕЧО ТРОГА. См. *троговые долины*.

ПЛОЙЧАТОСТЬ ЛЬДА. Очень мелкая дисгармоничная складчатость льда, наблюдаемая на ледниках в зонах смятия и динамометаморфизма течения. Образуется в процессе послойного перераспределения льда, сопровождающего интенсивную складчатость. Плойчатые текстуры, т. е. текстуры мелкой складчатости в слоях искаженной (повышенной) мощности, всегда приурочены к шарнирным частям ледяных антиклиналей, куда

идет нагнетание вещества, выдавливаемого с крыльев. М. Г. Гросвальд.

ПЛОСКОСТИ ТРАНСЛЯЦИИ. См. *кристаллография льда*.

ПЛОТНОСТЬ ЛЬДА. Масса льда в единице объема. Плотность чистого льда при температуре 0 °С и давлении 1 гПа равна 916,7 кг/м³, удельный объем соответственно составляет 1,0908 см³/г. Лед сжимается под давлением. Коэф. объемной сжимаемости равен $(1,11 \pm 0,07) \cdot 10^{-4}$ МПа⁻¹, объемный коэф. теплового расширения составляет $1,53 \cdot 10^{-4}$ °С⁻¹. По расчету П. А. Шумского, в ледниковом покрове толщиной 4200 м при изменении температуры от —60 °С на поверхности до —3 °С у ложа П. л. в глубинных слоях равна 921 кг/м³. Теоретически на поверхности при температуре —60 °С П. л. может достигать 925,2 кг/м³, однако фактически поверхностные слои льда гораздо легче из-за воздуха в замкнутых порах, поэтому конвекция льда в ледниках невозможна. В зависимости от способа льдообразования воздуха содержится от долей процента в конгеляционном льду до 8—11 % в рекристаллизационном льду. Соответственно П. л. меняется от 905—914 до 815—820 кг/м³.

ПЛОТНОСТЬ СНЕГА. Отношение массы пробы снежного покрова к ее объему. Плотность естественного снега зависит от его структуры и меняется в диапазоне от 10 кг/м³ для свежеснежного при штиле сухого крупнозвездчатого снега до 700 кг/м³ для сильно талого, а затем промерзшего снега. В ледниках на глубине перехода снега в фирн П. с. обычно равна 400—500 г/м³. С П. с. связаны многие свойства снежного покрова. Плотность каждого слоя, слагающего снежный покров, неодинакова — она зависит от условий отложения снега и непрерывно изменяется, преимущественно растет по мере старения снежного покрова.

ПОВЕРХНОСТНАЯ АБЛЯЦИЯ. См. *абляция*.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ МОРЕНЫ. См. *влекомые морены*.

ПОВЕРХНОСТНЫЙ СЛОЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Верхний слой снега, находящийся под непосредствен-

ным воздействием метеорологических условий. При резких изменениях погоды в нем образуются корки и насты. **ПОВЕРХНОСТЬ НАПОРА ВНУТРИЛЕДНИКОВЫХ ВОД** (син. *зеркало внутриледниковых вод*). См. *внутриледниковые воды*.

ПОВЕРХНОСТЬ РАЗДЕЛА ФАЗ В СНЕГЕ. Сумма площадей поверхностей всех снежных зерен, слагающих снежный покров, за вычетом площадей их соприкосновения. Важная характеристика снежного покрова при изучении его метаморфизма, т. к. взаимодействие фаз осуществляется только через эту поверхность.

ПОВЕРХНОСТЬ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛАВИНЫ. См. *движение снежной лавины*.

ПОВТОРНАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. Ледяная жила, сформировавшаяся в результате многократно повторяющегося на данном участке морозного растрескивания и заполнения трещин льдом (см. *контракционная теория образования повторножильного льда*). По типу роста различают эпигенетические и сингенетические П. л. ж. Эпигенетические ледяные жилы растут в условиях стабильного положения кровли многолетнемерзлых пород и достигают 5—6 м в высоту и 2—3 м в ширину по верху. Сингенетические ледяные жилы образуются в условиях постепенного и скачкообразного подъема кровли многолетнемерзлых пород вслед за накоплением осадков на поверхности и могут достигать в высоту 50—60 м, а в ширину по верху 7—8 м (см. фото ХХII. 39). В поперечном разрезе П. л. ж. имеют форму клина, вследствие чего лед П. л. ж. иногда называют „клиновидным“. В плане они обычно, но не всегда, образуют полигональную решетку со сторонами от нескольких до 50 м, поэтому лед П. л. ж. часто называют полигональножильным. Однако по механизму образования лед П. л. ж. правильнее называть *повторножильным*. Существуют гипотезы фронтального роста ледяной жилы, т. е. приращения П. л. ж. по верхнему контакту за счет намерзания конжеляционного льда в горизонтальных полостях между кровлей жил и вмещающим грунтом [158, 159] или за счет образования сегрегационного льда на кровле жил [170].

В условиях прерывистого по времени морозного растрескивания при

сингенетическом формировании многолетнемерзлой толщи образуются *многоярусные ледяные жилы*. П. л. ж., подвергающуюся морозному растрескиванию с последующим льдообразованием в трещинах, приводящим к росту эпигенетической жилы в ширину или сингенетической жилы в ширину и высоту, называют *растущей ледяной жилой*. В тех случаях, когда морозные трещины не образуются из-за переуплотнения грунта и неспособности его выжиматься кверху, формируются *предельные ледяные жилы*.

Б. И. Втюрин.
ПОВТОРНОЖИЛЬНЫЙ ЛЕД (син. *полигонально-жильный лед, трещинный лед*). Наиболее распространенный вид залежеобразующих подземных льдов подкласса вторичных внутригрунтовых цементного типа (см. *классификацию подземных льдов*, рис. 2). Образует крупные ледяные тела — *повторные ледяные жилы*. Имеет сложное строение в связи с большим разнообразием вещественного состава примесей и фазового состава воды, попадающей в трещины. Состоит из серии элементарных ледяных жил, поэтому отличительная черта текстуры П. л. — вертикальная и наклонная слоистость. Структура льда — аллотриоморфно-зернистая, средне- и мелкозернистая.

Б. И. Втюрин.
ПОВТОРНОИНЪЕКЦИОННЫЙ ЛЕД. Лед залежи, сформировавшейся в результате многократного внедрения и последующего замерзания свободной воды.

ПОВТОРНОКОНЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД. Слоистые массивы или корки льда, формирующиеся в результате многократного (прерывного) поступления воды на поверхность твердого тела или в трещины мерзлых горных пород.

ПОГРЕБЕННАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА (син. *ископаемая ледяная жила*). Жила льда, прекратившая рост и залегающая в толще многолетнемерзлых пород ниже их контакта с сезонномерзлыми породами.

ПОГРЕБЕННАЯ НАЛЕДЬ. Наледь, перекрытая толщей горных пород во время обвалов, схода лавин или прохождения селевых потоков; один из видов *подземной наледи*. Иногда *инъекционный лед*, сформировавшийся в пределах слоя сезонного протавания, неправильно называют П. н.

ПОГРЕБЕННЫЙ ЛЕД. Один из классов подземного льда, сформировавшегося на дневной поверхности и погребенного толщами минеральных или органоминеральных отложений. По генезису подразделяют на два типа: автохтонный, т. е. захороненный на месте своего образования, и аллохтонный — принесенный и затем уже перекрытый толщей осадочных горных пород. По первичному происхождению может быть речным, озерным, морским, ледниковым и др. Захоронение льдов происходит в результате горных обвалов, солифлюкционных сплывов, оползней, прохождения паводков, снежных лавин, селей, деятельности волноприбойных потоков и ряда других экзогенных процессов. В некоторых случаях крупные массы П. л. образуются в отвалах пустой породы при искусственном намыве грунтов, возведении гидротехнических сооружений.

Б. И. Втюрин.

ПОГРЕБЕННЫЙ ЛЕДНИК. Ледник, забронированный мощным моренным чехлом, образующимся от вытаивания внутренней морены и смыкания поверхностных моренных отложений. Вследствие медленного таяния льда под мореной и постепенного замедления движения со временем превращается в *мертвый лед*. Нередко на месте П. л. возникает *каменный глетчер*.

ПОГРЕБЕННЫЙ СНЕЖНИК. См. *снежник*.

ПОГРЕБЕННЫЙ ФИРН. Прослойка фирна в ледяной толще от нескольких до десятков см толщиной, обнаруживаемые в ледниках на глубинах до 30 м в условиях холодной фирновой и реже теплой фирновой зон. Обычно залегают непосредственно под водоупорными ледяными прослойками, служившими препятствием для проникновения в фирн больших количеств воды. Ледообразование в П. ф. завершается путем сухой рекристаллизации под давлением.

В. М. Котляков.

ПОДВИЖКА ЛЕДНИКА (син. *сёрдж*). Резкое ускорение движения ледника — регулярное, представляющее собой одну из стадий *пульсаций ледников*, или единичное, возникающее в результате резкого изменения

внешних условий — накопления воды, обвала, землетрясения. Существование П. л. вне автоколебаний, т. е. пульсаций, с достоверностью не установлено.

В *пульсирующих ледниках* в стадию подвижки разряжаются напряжения, накопившиеся в стадию восстановления. Скорость движения льда и скорость кинематической волны на леднике увеличиваются на 1—2 порядка и более. Так, на леднике Тралейка (Аляска) до подвижки скорость движения льда составляла 43 м/год, а скорость кинематической волны — 250 м/год, в момент же кульминации П. л. эти скорости возросли соответственно до 80—120 и 300—350 м/сут [59]. Начинаясь на одном из участков ледника, подвижка распространяется вверх и вниз, вызывая перемещение масс льда из зоны оттока сверху в зону выноса в нижней части ледника. В результате поверхность понижается в верхней части и повышается в нижней части ледника. Поверхностная часть толщи разбивается на вертикальные глыбы (см. фото XXIII. 42), возникают боковые разломы вдоль бортов, изгибаются в петли срединные морены, формируются тектонические структуры, отражающие скольжение по сколам. Сохранение упорядоченности структур свидетельствует о сохранении сплошностных свойств в ядре ледника и во время подвижки.

Расходы воды во время П. л. неустойчивы, часто подвижке предшествует рост мутности в ледниковой реке. Переполнение ледника водой и достижение концом языка крутого обрыва могут привести к обвалу и водно-ледовому селю объемом в млн. и даже десятки млн. м³. Подвижка может охватить весь ледник либо его часть. В последнем случае конец языка может и не продвигаться. Подвижка затухает, когда удаление льда из области оттока приводит к уменьшению напряжений. Тогда скорости движения льда уменьшаются почти до нуля. Подвижка легко обнаруживается на аэрокосмических снимках, в частности на сложнодолильных ледниках по петлям срединных морен, изгибающихся при продвижениях ледников-притоков (см. фото XXIII. 41).

Общей причиной П. л. служит накопление вещества в условиях, когда расход его затруднен узостью долины, моренным покровом и т. д. Такое накопление создает условия неустойчивости, обеспечивающие сток льда, — большие сколы, разогрев льда с выделением воды в процессе внутреннего таяния, уменьшение площади контактов на ложе, появление водной и водно-глинистой смазки на сколах и т. д. Прямые наблюдения за изменением механизма движения в момент начала подвижки пока неизвестны. П. л. очень опасна из-за подпруживания льдом боковых долин, возникновения и прорывов ледниково-подпрудных озер. *А. Н. Кренке.*

ПОДВИЖКА ЛЬДА. Термин, употребляемый на морях и внутренних водах в разном смысле. На морях это смещение дрейфующих льдин относительно друг друга, в результате которого могут возникать вращательные движения льдин и образовываться полосы тертого льда и разводья. П. л. на реках — это нарушение сплошности льда, при котором возникают трещины и отдельные блоки льда смещаются относительно друг друга, но ледоход еще не начинается. П. л. на реке происходит на подъеме уровня воды под действием течения или ветра. Наблюдается перед вскрытием, а также при замерзании.

ПОДВОДНАЯ МОРЕНА. Несортированная и неслоистая рыхлая грубообломочная порода, которая состоит из серого ила с ледниковым щебнем и валунами и образована под плавучим ледником в непосредственной близости от его линии налегания. В литогенетическом отношении представляет смесь подводной абляционной морены, подводных флювиогляциальных осадков и подводной морены течения. П. м. обычно слагает плоско-выпуклые подводные конечно-моренные гряды. В ее диагностике важную роль играет парагенезис с ледниково-морскими отложениями и подводными террасовидными уступами, а также геохимические особенности осадков. Лит. [126]. *М. Г. Гросвальд.*

ПОДВОДНЫЙ ПОГРЕБЕННЫЙ ЛЕД. Внутриводный и донный виды речного, озерного и морского льда, погребенного под осадочными породами.

ПОДГОРНАЯ ТРЕЩИНА. См. *бергшунд*.

ПОДЗЕМНАЯ НАЛЕДЬ. Наледь, залегающая под поверхностью земли. П. н. могут быть собственно подземными, образовавшимися в полостях горных пород, а также возникшими на дневной поверхности, но в дальнейшем засыпанными грунтом при обвалах, оползнях, солифлюкционно-селевых потоках и т. п. Некоторые исследователи к П. н. неправильно относят линзы и пласты *инъекционного льда*. *В. Р. Алексеев.*

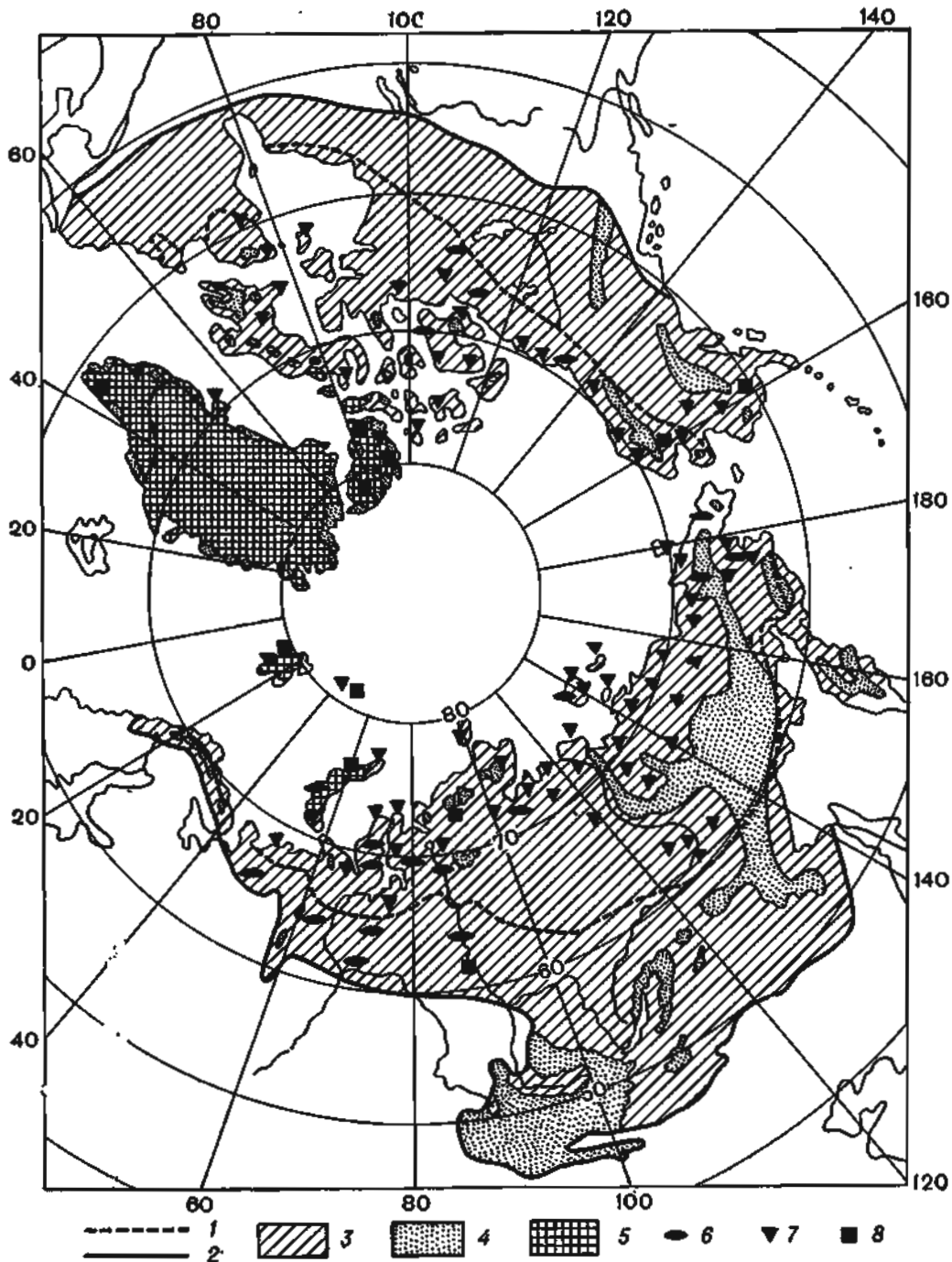
ПОДЗЕМНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. См. *оледенение*.

ПОДЗЕМНЫЙ ЛЕД. Лед любого генезиса, входящий в состав литосферы и находящийся под поверхностью Земли. Отличается большим разнообразием форм, строения, происхождения и условий залегания. Может представлять собой: а) непородообразующий минерал — рыхлые скопления сублимационного льда в пещерах, шахтах, туннелях и других крупных полостях литосферы, б) породообразующий минерал — зерна, линзообразные прослойки (ледяные шпильки), жилы и гнезда как составную часть полиминеральных горных пород и в) мономинеральную горную породу — залежи льда в толще грунта, возникшие в результате особого геологического процесса, обусловившего ее состав, строение и форму залегания. По генетическим признакам различают П. л. сублимационные, конжеляционные и осадочно-метаморфические. По отношению к вмещающим толщам П. л. могут быть сингенетическими, формирующимися одновременно с осадконакоплением, эпигенетическими, появляющимися после отложения горных пород, и полигенетическими (смешанного происхождения). См. также *классификацию П. л.*

Основная масса П. л. находится в сев. полушарии (см. рис. на с. 336). Запасы П. л. для Земли в целом оцениваются предположительно от 0,3 до 0,5 млн. км³. Запасы только *эвидентных П. л.* [41] составляют около 35 000 км³, из них примерно 19 000 км³ приходится на территорию СССР (около 1000 км³ — повторно-жилые, примерно столько же — залегающие в тригрунтовых, а основную массу эвидентных льдов составляют текстурообразующие сегрегационные льды) [41].

П. л. является самым неустойчивым веществом в толще литосферы.

под



Распространение многолетнемерзлых пород и подземных льдов в северном полушарии. Южные границы сплошного (1) и островного (2) распространения многолетнемерзлых пород; районы преимущественного распространения текстуробразующих льдов: 3 — сегрегационных, 4 — жильных; 5 — современные ледники; значительные скопления подземных льдов: 6 — сегрегационных и инъекционных, 7 — повторножильных, 8 — погребенных.

Изменения условий теплообмена на поверхности Земли приводят к вытаниванию льдов, образованию термокарстовых провалов, солифлюкционных сдвигов, криогенных оползней и дру-

гих опасных явлений. Вместе с тем П. л. цементирует горные породы, резко изменяет их физико-механические и другие свойства. Все это существенно осложняет освоение райо-

нов вечной и сезонной мерзлоты и предъявляет особые требования к полевым изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации инженерных сооружений и вообще к хозяйственной деятельности человека.

В. Р. Алексеев.

ПОДКОВООБРАЗНЫЙ ЛЕДНИК.

Группа небольших каровых ледников, расположенных в виде подковы в карах второго порядка по периферии главного цирка. Они представляют собой остатки общего фирнового поля, уцелевшие после отступления ледников в результате потепления климата. Термин употребляется гл. обр. в американской научной литературе.

ПОДЛЕДНИКОВАЯ АБЛЯЦИЯ. См. *абляция*.

ПОДЛЕДНИКОВЫЕ ВОДЫ. Жидкая вода на ложе ледников. Существует в случае сохранения здесь температуры плавления и отсутствия примораживания ледника к ложу. П. в. встречаются в виде грунтовых вод внутри донной морены, тонкой пленки между ложем и льдом, в каналах, врезаемых в ледяную кровлю, в кавернах за выступами ложа, в обширных озерах под покровными, а возможно и горными ледниками. Возникают на месте в результате таяния льда от геотермического тепла и тепла трения или проникают на ложе с поверхности ледников.

А. Н. Кренке.

ПОДЛЕДНИКОВЫЕ КАНАЛЫ. См. *приледниковые дренажные каналы*.

ПОДЛЕДНЫЕ ОЗЕРА. Скопления воды во впадинах коренного ложа под ледниками, возникающие в результате таяния льда за счет геотермического потока тепла и тепла трения при движении. Отток воды из таких озер затруднен из-за примерзания ледника к ложу по периферии озер, малых уклонов ложа и малых скоростей движения льда. Особенно крупные П. о. существуют в центральных наиболее мощных частях крупных ледниковых покровов и, в частности, в Антарктиде, где они были предсказаны в начале 60-х годов [73], а в 70-х годах обнаружены при самолетном радиозондировании ледникового покрова. Крупное П. о. площадью не менее 8000 км² околонушено в районе станции Восток. Прямым доказательством существования таких озер можно считать появление

жидкой воды в скважине на станции Бэрд (Зап. Антарктида), достигшей коренного ложа на глубине 2083 м. Лит. [74, 75].

В. М. Котляков.

ПОДОШВА ПРИПАЯ. Лед, скрепленный с берегом или дном вблизи берега и поэтому неподвижный при изменениях уровня воды. От припая П. п. отделена приливной трещиной. П. п. характерна для морей, но местами наблюдается на реках и озерах.

ПОДПОРНАЯ ЗАПРУДА. См. *противоселевые сооружения*.

ПОДПОРНЫЙ ЗАТОР. См. *затоп.*

ПОДПРУЖИВАНИЕ ЛЕДНИКОВ.

Препятствие движению льда, приводящее к поднятию ледниковой поверхности. Вызывается переходом обширного фирнового бассейна в узкий канал истечения, слиянием ледников, сужением или уменьшением уклона ледниковой долины, крупными неровностями ледникового ложа, значительной загрузкой ледникового языка мореной, повышением вязкости льда из-за понижения его температуры. В Антарктиде, например, концы ледяных потоков во многих случаях подпружены шельфовыми ледниками внутреннего типа. П. л. в общем случае способствует разрастанию оледенения. Важная роль П. л. в их эволюции впервые отмечена М. В. Троновым [194].

В. М. Котляков.

ПОДПРУЖИВАНИЕ ЯЗЫКОВ ЛЕДНИКОВ. Создание водохранилищ ниже концов ледников, подтапливающих их языки, так что от последних откалываются айсберги, которые целиком тают в водохранилище и увеличивают запас воды в нем. Подобный эффект получен непредвиденно при создании одного из горных водохранилищ в Австрии.

ПОДСНЕЖНАЯ РУЧЕЙКОВАЯ СЕТЬ. См. *снеговой сток*.

ПОДСНЕЖНИКОВЫЕ КАНАЛЫ.

Туннели, вырабатываемые талыми водами на границе между телом *снежника* и его ложем. Характерны для русловых снежников и снежников эрозионных врезов в районах сурового климата. П. к. усиливают глубинную эрозию; в начальных стадиях формирования вследствие избыточной инфильтрации в них может возникнуть гидравлическое давление, в результате чего случается разрыв снеж-

ПОД — ПОЛ

ного пласта и возникает *водоснежный поток*.

В. Ф. Перов.

ПОДСНЕЖНИКОВЫЕ ПОЛОСТИ.

Пустоты, образующиеся между телом снежника и его ложем в результате воздействия транзитных талых вод. Характерны для летних снежников и снежников-перелетков, расположенных у подножий крутых склонов и в руслах временных водотоков. П. п. создают напряжения в теле снежника, что приводит к образованию трещин, иногда к срыву (обрушению) снежника или его части.

В. Ф. Перов.

ПОДСНЕЖНЫЙ ПИРАНОМЕТР.

Построенный на термоэлектрическом принципе прибор для измерения рассеянной и суммарной солнечной радиации, проходящей сквозь толщу снега или льда. Закладывается на поверхность почвы с осени или используется для измерения на разных глубинах в стенке шурфа.

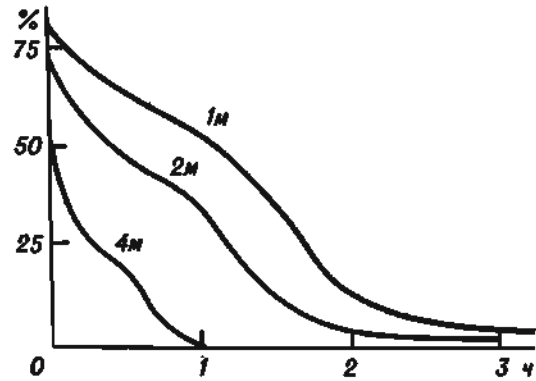
ПОДСОВЫ ЛЬДА. См. *наслоение льда*.

ПОДТОРОС. См. *лед в подводном плавании*.

ПОЗЕМОК. Перенос снега ветром по поверхности почвы или снежного покрова без снегопада. Обычно наблюдается при небольшом ветре в морозную погоду, когда сухие кристаллы снега легко скользят по поверхности, поднимаясь на 10—20 см.

ПОИСК ЛЮДЕЙ В ЛАВИНЕ. Совокупность методов и приемов определения местонахождения людей внутри конуса выноса лавины и извлечения их из-под лавинного снега. Главным требованием является оперативность, т. к. статистические данные показывают, что только в течение первого часа пребывания в лавине у человека сохраняется 50 % вероятности остаться в живых, уже через 3 ч она не превышает 10 % (см. рис.). Для спасательных целей оперативно организуются специальные группы. Наилучшие результаты дает поиск людей с помощью специально обученных лавинных собак — сенбернаров, немецких овчарок и других пород. В Европе в настоящее время имеется около 500 дипломированных лавинных собак. Тренированная собака легко находит жертвы, погребенные на глубине 2—3 м, а при благоприятных условиях даже на глу-

бине 5—6 м. Мороз, сильный ветер, влажный снег, загрязнение лавинного снега затрудняют поиски. При отсутствии собак поиски ведут с помощью лавинного зонда — длинных металлических стержней, свинчивающихся из отдельных секций длиной 20—40 см. Поскольку траектория движения



Вероятность выживания (%) в зависимости от времени пребывания в лавине (ч) и толщины снега (1, 2 и 4 м) над жертвой (швейцарские данные).

жертвы в лавине неизвестна, зондирование снежного завала ведут от его верхней части вниз по всему фронту. 20 спасателей за 4 ч обследуют т. о. участок размером в 1 га. Собака такой же участок может обследовать за 0,5 ч. Если поиски зондами безуспешны, то в лавинном завале роют продольные траншеи, расположенные на расстоянии длины лавинного зонда. В траншеях зондирование ведется по горизонтали.

В настоящее время для П. л. в л. все шире применяются технические приспособления. Разрабатываются разнообразные системы детектирования человеческого тела в завале (радиолокаторы, одометры, ультразвуковые локаторы и т. п.), а также приемо-передающие устройства, которыми снабжаются все работающие и отдыхающие в горах в зимнее время. При наличии такого устройства у человека, попавшего в лавину, поиск ведут путем пеленгации подаваемых сигналов тем же прибором у спасателей. Хорошо обученные поисковики могут обнаружить жертву в течение 10 мин после того, как будет принят первый сигнал. Определенную помощь при П. л. в л. могут оказать лавинные шнуры длиной 30—40 м,

окрашенные обычно в красный цвет. Предполагается, что при попадании человека в лавину они распускаются и могут оказаться на поверхности лавинного завала. Однако статистика показывает, что это происходит весьма редко.

К. С. Посев.

ПОКАЗАТЕЛЬ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ЛЬДА. См. *оптические свойства льда*.

ПОКРОВНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ.

Класс наземных ледников, куда объединены морфологические типы ледников, форма которых не зависит от рельефа земной поверхности, а обусловлена распределением питания и расхода льда. Движение льда определяется преимущественно силой растекания и происходит, как правило, из центральной части к периферии. П. о. образуется там, где снеговая линия спускается до уровня низменностей, реже — на высоких платообразных возвышенностях. Края ледников могут оканчиваться на суше и в море, в последнем случае значительная часть расхода льда происходит за счет откалывания айсбергов. В П. о. в зависимости от размера выделяют *ледниковые купола и ледниковые щиты*, а также *выводные и шельфовые ледники*.

В. М. Котляков.

ПОКРОВНЫЙ ЛЕД. Разновидность *пещерного льда*, выстилающего пол гротов, пещер и искусственных горных выработок. Различают П. л. атмосферный, образующийся в результате осадения и последующей метаморфизации сублимационных ледяных кристаллов, гидрогенный, возникающий при послойном намораживании тонких пленок воды или полном промерзании подземных озер и ручьев, и гетерогенный (смешанного происхождения). Площадь П. л. в пещерах может достигать 30 тыс. м², а толщина 20 м. Иногда он целиком заполняет штольни, туннели, пещеры, надолго консервируя их.

В. Р. Алексеев.

ПОКРОВНЫЙ ЛЕДНИК. См. *ледниковые покровы*.

ПОКРЫТОСТЬ МЕСТНОСТИ СНЕГОМ. Отношение площади, покрытой снегом, ко всей рассматриваемой территории; определяется визуально и выражается в процентах. Весной из-за неравномерного залегания снега снежный покров быстрее стает на возвышениях рельефа, где он залегает более тонким слоем, чем в пониже-

ниях. Поэтому после исчезновения снега на большей части местности он еще остается в ложбинах и балках — возникает т. н. **зебровый (пестрый) ландшафт**. Если снег сохраняется пока в западинах — возникает **пятнистый ландшафт**. Иногда различают следующие степени П. м. с.: а) сплошное (оголены только крутые обрывы скал), б) с отдельными оголенными местами, в) местность покрыта снегом наполовину, г) отдельные пятна снега, д) снег отсутствует.

В. М. Котляков.

ПОЛЗУЧЕСТЬ ЛЬДА. См. *реологические свойства льда*.

ПОЛЗУЧЕСТЬ СНЕГА. См. *механические свойства снега*.

ПОЛИГЛЯЦИАЛИЗМ. См. *ледниковая теория*.

ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. Формы микро- и мезорельефа, возникающие при *морозном трещинообразовании* тонкодисперсных грунтов. Полигональны в плане и клиновидны в разрезе. Различают первичные и вторичные П.-ж. о. [171]. Первичные возникают в результате заполнения морозобойных трещин льдом (*повторная ледяная жила*) или грунтом (земляные, песчаные, ледогрунтовые жилы); вторичные образуются при вытаивании ледяных жил и замещении их грунтом (псевдоморфозы).

ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫЙ

ЛЕД. См. *повторножильный лед*.

ПОЛИГОНАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ. См. *криогенный рельеф*.

ПОЛИМОРФИЗМ ЛЬДА. См. *кристаллография льда и лед*.

ПОЛНАЯ ВЛАГОЕМКОСТЬ СНЕГА. См. *типы воды в снеге*.

ПОЛНЫЙ БАЛАНС МАССЫ. См. *баланс массы ледника*.

ПОЛНЫЙ РАСХОД СНЕГА (син. *общий твердый расход метели*). См. *твердый расход снеговетрового потока*.

ПОЛОЖИТЕЛЬНАЯ РАЗНОСТЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ. См. *разность оледенения*.

ПОЛОСА ЛЬДА. Длинное узкое относительно неустойчивое скопление битых льдов шириной до 1 км. П. л. часто образуются путем отрыва льдин от их основной массы под действием ветра, волнения или течения, а также при дроблении и разрушении ледяных массивов, поясов и скоплений льдов. П. л. могут вытягиваться под

прямым или косым углом к кромке льда или параллельно ей.

ПОЛОСЧАТОСТЬ ЛЬДА (син. *ленточность льда*). Лишенный генетического содержания термин, обозначающий текстуру, которая проявляется на поверхности, в трещинах и обрывах ледников в виде параллельных чередующихся полос, или „лент” льда белого и голубого цвета. Белые полосы соответствуют выходам льда, содержащего большое количество пузырьков воздуха, голубые полосы — выходам прозрачного льда, почти нацело лишенного воздушных включений. Толщина голубых полос колеблется от 1 мм до 2,5 м, плотность их льда достигает 916,6—916,8 кг/м³, кристаллы льда этих полос обычно крупные: в его разновидности, называемой хрустальным льдом, они часто достигают в поперечнике 10 см и более. Голубые полосы часто залегают линзами, выклиниваются, у бортов ледников и в придонных частях чистый лед обогащается дисперсным моренным материалом, становясь „цветным” или „грязным”.

Происхождение П. л. остается спорным. Некоторые исследователи считают ее наследием осадочной слоистости фирна и льда, другие отождествляют со сланцеватостью (кливажем течения). По современным представлениям, П. л. — собирательный описательный термин, обозначающий группу вторичных текстур метаморфического льда, связанных с его течением под давлением, сдвиговыми деформациями и режеляцией при трении. Вероятно также, что часть голубых и, особенно, „грязных” лент возникла в результате инъекций подледных талых вод в трещины и другие внутриледниковые пустоты.

М. Г. Гросвальд.

ПОЛОСЫ ФОРБСА. См. *огивы*.

ПОЛЫНЯ. Устойчивое пространство чистой воды среди неподвижных льдов, на их границе или у берега. На реках П. образуются в местах с быстрым течением, в частности в нижних бьефах ГЭС, в местах выхода грунтовых вод и сброса теплых вод, в морях — под действием ветрового выноса льдов от кромки припая (заприпайная П.) или между берегом и дрейфующим льдом (прибрежная П.)

Если П. появляются в одном и том же месте каждый год, их называют стационарными (напр., „Великая Сибирская” в море Лаптевых, „Северная вода” в Баффиновом заливе, „Великая Чукотская” в Чукотском море, П. во всех антарктических морях). При сильных морозах поверхность воды в П. может быть заполнена илаком, молодиком или ледяной кашей. П. играют важную роль в ледовом режиме морей. Зимой в них все время образуется новый лед, который ветром или течением относится к их границам. Интенсивная теплоотдача из П. в атмосферу в зимнее время служит причиной некоторого повышения температуры воздуха. Весной П. аккумулируют радиационное тепло и служат центрами таяния льда.

В. Л. Цуриков.

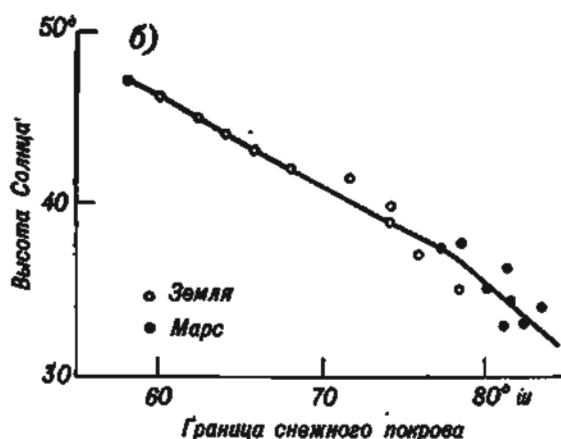
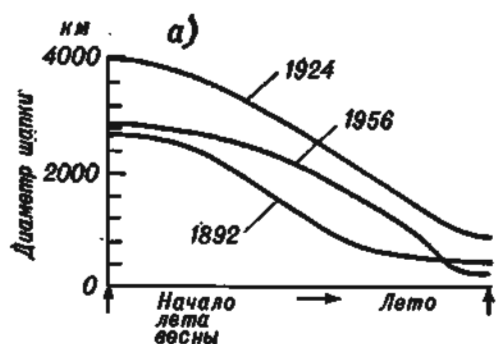
ПОЛЯРИЗАЦИЯ ЛЬДА. См. *электрические свойства льда*.

ПОЛЯРНЫЕ ПУСТЫНИ. Холодные и относительно сухие высокоширотные области Земли. Характеризуются отрицательным радиационным балансом, низкими температурами в течение всего года, малым содержанием влаги в воздухе, многомесячным залеганием снежного покрова и широким развитием многолетнемерзлых пород, ледников и морских льдов, интенсивным физическим (в основном морозным) и слабым химическим выветриванием, слабыми почвообразовательными процессами, очень скудным и разорванным растительным покровом и крайне бедным животным миром суши. П. п. в сев. полушарии простираются на юг почти до 74° с. ш. на низменностях и до 61° с. ш. на Гренландском ледниковом покрове, а в юж. полушарии занимают весь Антарктический материк и прибрежные острова до 63° ю. ш. Термин П. п. предложен Е. С. Короткевичем [105].

В. М. Котляков.

ПОЛЯРНЫЕ ШАПКИ МАРСА. Яркие белые пятна у обоих географических полюсов Марса. Согласно современным представлениям, они состоят из снега и ледникового льда. Центральные части шапок существуют постоянно, периферийные испытывают сезонные изменения. Диаметр сев. полярной шапки к концу лета равен 1000 км, диаметр южной значительно

меньше. Толщина льда в центральных частях шапок составляет по крайней мере несколько сотен метров, во льду много пылеватых частиц, занесенных сильными ветрами. За пределами периферии постоянно существующих полярных шапок известны грядовые формы рельефа, в общем параллельные краю шапок, которые большинством исследователей интерпретируются как конечные морены.



Полярные шапки Марса: а — изменение поперечника южной полярной шапки с наступлением весны в годы с наибольшим (1924), средним (1956) и наименьшим (1892) развитием снежного покрова; б — результаты измерений зависимости положения границы снежного покрова от полуденной высоты Солнца для Марса и Земли.

Сезонные изменения П. ш. М. связаны с ежегодным установлением и сходом тонкого слоя (до нескольких мм) снежного покрова, происходящим на Марсе в общем при тех же высотах Солнца, что и на Земле (см. рис.). Скорость сезонного движения кромки П. ш. М. равна 5—10 км/сут. При таянии снега образуется небольшое количество жидкой воды, смачивающей грунт, благодаря чему у отступающей кромки шапки появляется неширокая темная полоса, заметная на всех снимках Марса. Максимальное распространение снежного покрова год от года сильно разнится. Напр., за период наблюдений юж. полярная шапка имела наибольшую площадь (14,9 млн. км²) в 1924 г., наименьшую (4,9 млн. км²) в 1892 г., а в 1956 г. ее размеры были близки к средним — 7,7 млн. км². Предполагается, что на Марсе имеются также значительные запасы подземного льда.

В. М. Котляков.

ПОЛЯРНЫЙ ЛЕДНИК. См. геофизические классификации ледников.

ПОЛЯРОИДЫ, поляризационные светофильтры. Оптиче-

ские линейные поляризаторы, представляющие собой массы одинаково ориентированных мельчайших кристаллов соединения йода с сернокислым хинином, впрессованные в полимерную пленку-матрицу толщиной 0,05—0,1 мм, которая для защиты от влаги и механических повреждений заключена между двумя стеклянными пластинками. Пленки П. обладают линейным дихроизмом, т. е. неодинаково поглощают две состав-

ляющие света, линейно поляризованные во взаимно перпендикулярных плоскостях. Один П., служащий поляризатором, помещается между источником света и шлифом исследуемого материала, второй П., являющийся анализатором, укрепляется между шлифом и глазом или фотокамерой, причем в таком положении, чтобы плоскость поляризации была перпендикулярна такой же плоскости поляризатора.

Для изучения крупнозернистого льда применяют П. диаметром около 12 см, обеспечивающие широкое поле зрения. Они используются в поле для простейших кристаллооптических исследований льда и в лаборатории для фотографирования структуры льда и измерений с помощью универсального столика Федорова. М. Г. Гросвальд.

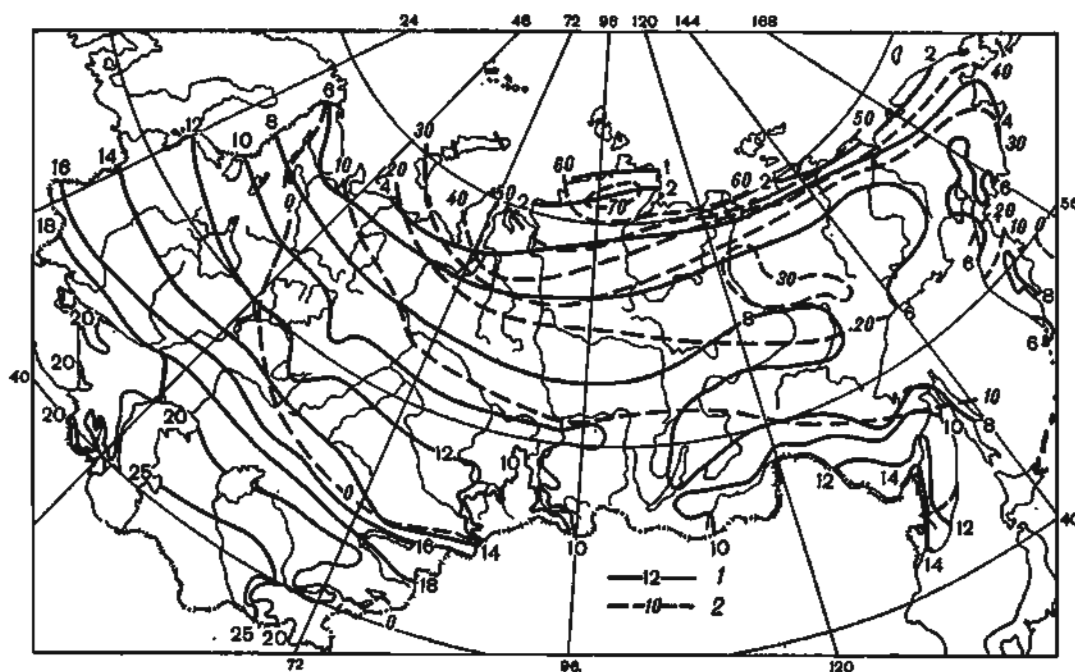
ПОНИЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА. Изменение высоты поверхности ледника в период абляции — величина, обычно получаемая путем отсчетов по рейкам. На языке ледника она соответствует величинам таяния и абляции ледника, а в фирновой области не совпадает ни с

ПОР — ПРЕ

величиной таяния, поскольку включает оседание снежного покрова в результате инфильтрационного уплотнения, ни с величиной абляции, т. к. часть воды от стаявшего снега задерживается в толще, а впоследствии замерзает в ней. Особый случай представляет понижение поверхности пульсирующего ледника в результате его подвижки. В. М. Котляков.

ПОРИСТОСТЬ ЛЬДА. Объем занятых воздухом полостей в ледяной породе в процентах от общего объема

женный в процентах от общего объема образца снега. Для сухого снежного покрова без минеральных включений и с очень малым объемом замкнутых пузырьков пористость p определяется по формуле $p = (1 - \rho_c / \rho_l) \cdot 100 \%$, где ρ_c — плотность снежного покрова, ρ_l — плотность чистого льда, равная $916,7 \text{ кг/м}^3$. Пористость естественного снежного покрова варьирует в широких пределах: от 98,9 % при плотности 10 кг/м^3 до 23,5 % при плотности оледенелого



Потенциальная абляция (1) и потенциальный годовой баланс (м) намороженного льда (2) на территории СССР.

породы. Для сухого пресного льда без минеральных включений пористость определяется из уравнения $p = (1 - \rho_l / \rho_0) \cdot 100 \%$, где ρ_0 — плотность чистого льда ($917-925 \text{ кг/м}^3$ в зависимости от температуры), ρ_l — плотность ледяной породы. Общая пористость включает суммарный объем открытых пор и замкнутых воздушных пузырьков. Она равна для монолитного льда $0-12 \%$, для фирна $13-45 \%$, для снега $45-80 \%$. Следует различать объем сообщающихся пор — собственно П. л. и объем замкнутых воздушных пузырьков, называемый *пузырчатостью льда*.

ПОРИСТОСТЬ СНЕГА (синоним: *порозность снега*). Объем занятых воздухом сообщающихся полостей, выра-

женный в процентах от общего объема образца снега. П. с. уменьшается с уплотнением снежного покрова и округлением угловатых кристаллов, к концу зимы она обычно составляет $60-70 \%$. В сильно уплотненном снежном покрове увеличивается количество и объем замкнутых воздушных пузырьков. Физическая роль открытых сообщающихся пор и замкнутых пузырьков различна, поэтому объем замкнутых воздушных пузырьков называют *пузырчатостью снега* и, как П. с., выражают в процентах от общего объема образца.

К. С. Лосев.

ПОРОГ ОЛЕДЕНЕНИЯ. См. *граница оледенения*.

ПОРОЗНОСТЬ СНЕГА. См. *пористость снега*.

ПОРТАТИВНЫЙ ТВЕРДОМЕР. См. *твердомер*.

ПОСТОЯННАЯ СНЕГОМЕРНАЯ РЕЙКА. См. *снегомерная рейка*.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ АБЛЯЦИЯ.

Удельная годовая абляция поверхности снега, фирна или льда на воздухе, реализуемая в данных климатических условиях при сохранении снежно-ледовых тел круглый год [202]. Имеет практическое значение для расчета ледохранилищ и реконструкции условий прошлых или будущих оледенений. Может быть рассчитана в любой точке территории или акватории. Расчет ведется либо по уравнению теплового баланса тающей поверхности и по его полуэмпирическим модификациям, либо по индикаторам таяния. Для территории СССР П. а. рассчитана по летней температуре воздуха и коротковолновому радиационному балансу. Ее максимальное значение в СССР в районе Термеза равно слою льда в 28 м.

В. Р. Алексеев.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ БАЛАНС

ЛЬДА. Разность между потенциально возможной удельной массой искусственно намороженного льда и потенциальной абляцией при данных климатических условиях.

ПОТОЛОК ВЗВЕШИВАНИЯ СНЕЖИНОК. См. *снеговетровой поток*.

ПОЯВЛЕНИЕ ЛЬДА. Начало процесса ледообразования на водных объектах. П. л. на малых и средних реках происходит вскоре после перехода температуры воздуха к отрицательным значениям (нередко в тот же или на следующий день), а на больших — в течение последующих 5—10 дней. При этом различие между сроками П. л. на больших и средних реках умеренно морского климата меньше, чем на реках сурового континентального климата. По всей длине малых и средних рек ледовые явления наблюдаются почти одновременно. На больших реках отмечается значительная разновременность, которая обусловлена изменениями климата по длине реки, особенно если они текут с Ю на С, а также гидрологическими особенностями отдельных участков рек. Разница в сроках П. л. по длине, напр., Енисея, Лены и Амура в среднем составляет 2—3 недели.

Р. В. Донченко.

ПОЯС ЛЬДА. Скопление дрейфующего льда, обычно образующееся

вдоль берега. Ширина П. л. бывает от 1 до сотен км, а длина всегда больше ширины.

ПОЯС ТОРОСОВ. См. *торос*.

ПРАДОЛИНА. См. *приледниковые дренажные каналы*.

ПРЕДГОРНЫЙ ЛЕДНИК (син. *ледник подножий*). Обширный ледник, распластаный вдоль подножия горного хребта, образованный из нескольких долинных ледников с самостоятельными областями питания, слившихся при выходе на равнину. П. л. характерны для областей обширного оледенения с интенсивным питанием — Аляски, Британской Колумбии, Патагонских Анд. Классическим примером П. л. может служить ледник Маласпина на Аляске, достигающий 2200 км² (см. фото XXVI. 48).

ПРЕДЕЛ ОЛЕДЕНЕНИЯ. См. *граница оледенения*.

ПРЕДЕЛ ТЕКУЧЕСТИ ЛЬДА. См. *реологические свойства льда*.

ПРЕДЕЛЬНАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. См. *повторная ледяная жила*.

ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ О ЛАВИНАХ.

Сведения об ожидаемом сходе лавин в конкретном горном районе, предназначенные для оповещения населения. Составляется специальной службой или снеголавинной станцией в форме лавинного бюллетеня, содержащего информацию о фактическом состоянии снега в лавинных очагах, прогноз погоды, описание ожидающейся лавинной обстановки и рекомендации по оперативным и профилактическим противолавинным мероприятиям.

ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ О СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ. Часть системы *противоселевых мероприятий*; входит в практику путем передач по радио вместе с прогнозами погоды. В хозяйственно освоенных районах с активной селевой деятельностью в течение селеопасного периода действует специальная служба П. о с. о., состоящая из системы *радиооповестителей села* и оперативного центра, принимающего сигнал о сходе села и осуществляющего меры по эвакуации населения и спасению материальных ценностей.

ПРЕСНОВОДНЫЙ ЛЕД. Лед, образующийся из пресной воды в реках, озерах, водохранилищах. Наблюдается в формах плавучего и неподвижного льда. Обычно состоит из не-

скольких ярусов: а) нижнего, сложенного монолитным льдом, образовавшимся при промерзании водной массы, б) среднего, возникшего в результате послойного намораживания вышедшей на поверхность подледной воды, в) верхнего, появляющегося в весенний период вследствие промачивания и последующего промерзания снега на льду. П. л. встречается также в виде внутриводных *шуги* и *донного льда*. Количественные характеристики ледяных образований определяются гидрометеорологическими условиями зимнего периода, гидравлическими характеристиками и морфологическими особенностями водных объектов. В существующих классификациях природных льдов П. л. представлены недостаточно полно. Обобщая современные сведения о месте и условиях образования, формах и строении П. л., можно предложить следующую классификацию.

I. По водным объектам: речной, озерный, водохранилищ, прудов.

II. По характеру ледообразования: поверхностный, внутриводный, донный.

III. По структуре кристаллов: призматические, волокнистые, зернистые льды.

IV. По типам льда: кристаллический (водный), шуговой, снежный, наледный, слоистый (смешанный).

V. По динамике состояния: неподвижные ледяные образования (забереги, пятары, донный лед, ледяной покров, торосы, зажоры, заторы, ледяные валы, навалы льда); движущиеся ледяные образования (ледяное сало, шуга, снежура, льдины, ледяные поля, шуговые венки и ковры).

Р. В. Донченко.

ПРЕСНЫЙ ЛЕД. Лед с минерализацией до 1 г/л. Отличается ничтожно малым количеством жидкого (вымороженного) рассола, располагающегося пленками и изолированными включениями на границах кристаллов льда. Ультрапресным является атмосферный лед (снег, иней, кристаллическая изморозь и пр.). П. л. составляет основную массу снежно-ледовых ресурсов, залегая в виде снежного покрова, ледников, наледей, ледяного покрова на реках и

пресноводных водоемах. Широко используется в качестве источника водоснабжения, строительного материала, хладоагента, средства водно-тепловой мелиорации почв и пр.

В. Р. Алексеев.

ПРИБРЕЖНАЯ ПОЛЫНЯ. См. *полюнья*.

ПРИБРЕЖНАЯ ПРОГАЛИНА. См. *прогалина*.

ПРИВЕДЕННАЯ ЛЕДОВИТОСТЬ. См. *ледовитость*.

ПРИВНОС ЛЬДА. Повышение поверхности ледника за счет движения льда в области абляции U_h . Равно разности изменения высоты поверхности и удельного баланса массы. Определяется путем геодезических наблюдений по формуле $U_h = U_z - U_r \operatorname{tg} \alpha$, где U_z — вертикальная составляющая скорости движения (изменение высоты вехи), U_r — горизонтальная составляющая скорости движения, α — уклон поверхности.

ПРИДОННАЯ МОРЕНА. См. *влекомые морены*.

ПРИЛЕДНИКОВАЯ НАЛЕДЬ. Наледь вблизи ледников, связанная в своем развитии с их деятельностью. Образуется в результате намораживания внутри- и подледниковых, талых снеговых или подземных вод; иногда примыкает к ледниковому языку. Предполагается, что основная часть П. н. формируется в результате разгрузки бассейнов подземных вод, представляющих собой переуглубленные долины, заполненные флювиогляциальными отложениями. В ряде случаев ниже ледников располагается цепочка наледей, приуроченных к ригелям. Иногда они сливаются друг с другом, образуя ледяные поля длиной 5—10 км.

В. Р. Алексеев.

ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ДРЕНАЖНЫЕ КАНАЛЫ. Долины, выработанные в коренных породах и рыхлых отложениях ледникового ложа и приледниковых областей потоками талых ледниковых вод. По особенностям своего образования и морфологии распадаются на 4 группы: маргинальные каналы; подледниковые каналы; каналы сброса приледниковых озер (спиллвеи); гигантские ущелья, связанные с прорывами ледниково-подпрудных озер (кули).

Маргинальные каналы эродируются потоками, следующими вдоль контакта горных ледников с бортами вмещающих долин или параллельно краю ледникового покрова на участках предполий, наклоненных в проксимальном направлении. При этом в горах образуются многоярусные висячие долины, врезаемые в склоны; для этих долин С. В. Обручев предложил название ярусных. В предполях ледниковых покровов маргинальные потоки вырабатывают широкие плоскодонные ложбины, за которыми утвердилось название **предолин**. Многочисленные примеры последних имеются в Европе, в частности в сев. части ГДР и Польши, и в Сев. Америке.

Подледниковые каналы вырабатываются потоками воды, следующими по подледниковым туннелям. Вода этих потоков может образовываться от донного таяния льда, проникать сверху по трещинам и поступать под лед при прорывах ледниково-подпрудных озер. Такие каналы представлены ущельями, пропильяющимися долинными ригели и придающими V-образную форму профилям ледниковых долин; *туннельными долинами*; висячими долинами с „горбатым” продольным профилем, пересекающими водоразделы областей оледенений, и другими образованиями.

Каналы сброса (спиллвеи) всегда ассоциируются со следами ледниково-подпрудных озер — древними береговыми линиями и озерными осадками. Они обычно прорезают водоразделы между крупными речными системами и сами имеют крупные размеры. Примером крупного спиллвея может служить Тургайская ложбина, по которой сбрасывались воды Мансийского ледниково-подпрудного озера в Арало-Каспийскую впадину. Кули — ущелья, выработанные при прорывах особо крупных подпрудных озер, подобных древнему ледниково-подпрудному оз. Миссула на северо-западе США. Глубины таких ущелий могут превосходить сотню метров, а их системы существенно преобразуют ландшафты, придают им вид „изрезанных земель”.

М. Г. Гросвальд.
ПРИЛЕДНИКОВЫЙ СЛОЙ ВОЗДУХА. Слой воздуха, испытывающий воздействие подстилающей леднико-

вой поверхности. Мощность его 30—100 м над горными и до 200—300 м над покровными ледниками. Характеризуется стоковым и ледниковым ветрами с максимумом скорости вблизи поверхности, глубокой инверсией температуры воздуха (до 10 °C в нижних 2 м), нарушением логарифмического закона вертикального распределения метеорологических элементов.

ПРИЛИВНАЯ ТРЕЩИНА. См. *трещины во льду*.

ПРИЛИВНЫЙ ДРЕЙФ ЛЬДА. См. *дрейф льда*.

ПРИЛИВНЫЙ ЛЕДНИК. Наземный долинный ледник, как правило, входящий в состав сетчатой системы, конец которого достигает моря и продуцирует айсберги. Ледники этого типа распространены на гористых побережьях полярных и субполярных областей, для которых характерны малые (менее 500—700 м) высоты границы питания. Типичный П. л. оканчивается фронтальным обрывом, расположенным вблизи *линии налегания*, хотя иногда за эту линию выдвигается плавучий язык. В современную эпоху, когда мощности ледников убывают, а уровень океана повышается, линии налегания П. л. имеют тенденцию к отступанию, которое часто происходит скачкообразно. Соответственно ледники этого типа отступают во много раз быстрее обычных наземных. Известно, в частности, что П. л. юго-вост. Аляски (зал. Глейшер и др.) за последние 100 лет отступили на многие десятки км. Исключение составляет П. л. Колумбия, который, будучи стабилизирован на подводной моренной гряде у выхода в зал. Принс-Вильям, удерживается на позиции, достигнутой в малый ледниковый период. В случае отступления линии налегания этого ледника на следующий рубеж стабилизации в залив будет выброшено до 200 км³ айсбергового льда. Это создает угрозу судам и береговым сооружениям, расположенным в районе, где заканчивается Аляскинский нефтепровод и нефть перегружается в танкеры.

М. Г. Гросвальд.
ПРИЛИВНЫЙ НАСОС. Природный механизм, действующий у *линии налегания* „морских” ледников под влиянием периодических (суточных и полусуточных) колебаний уровня

океана. Он состоит в ритмичном чередовании фаз засасывания морской воды под шельфовые ледники при их всплывании во время приливов и фаз выжимания воды при оседании этих ледников во время отливов. Реальность этого механизма доказана геодезическими работами на шельфовом леднике Росса в Антарктиде. Если линия налегания расположена на ложе с уклонами в несколько минут, то даже при высоте прилива 1—2 м зона действия П. н. может иметь в ширину сотни метров.

Как установлено прямыми наблюдениями, морская вода, подстилающая шельфовые ледники, вблизи линии налегания двуслойна — она состоит из верхнего опресненного и нижнего нормально соленого слоев. Поэтому предполагается, что на поверхности раздела П. н. может генерировать внутренние гравитационные волны, способные сортировать и оказывать обломочный материал ложа.

М. Г. Гросвальд

ПРИЛИПАНИЕ СНЕГА. См. *скольжение по снежному покрову.*

ПРИМЕСИ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ. Входящие в состав снежного покрова другие вещества, образующие включения внутри кристаллов льда или между ними. Могут быть твердыми, жидкими и газообразными. Во всяком снежном покрове есть атмосферный воздух и растворимые соли, очень часто присутствует вода. По генезису примеси подразделяют на первичные (сингенетические), которые образуются одновременно со снежным покровом, и вторичные (эпигенетические), возникающие после его формирования. Газообразные П. в с. п. имеют атмосферное происхождение и химический состав газовой смеси, идентичный составу атмосферного воздуха. Жидкие включения представлены водой или слабыми водными растворами. Снежный покров при температуре плавления может содержать любое количество воды, вплоть до заполнения водой всех пор и полного вытеснения воздуха.

В снежном покрове много твердых нерастворимых примесей, попадающих в снег из воздуха вместе со снежными кристаллами или принесенных на поверхность снежного

покрова. Такие примеси могут быть минеральными (пыль, песчинки) и органическими (листья, кора деревьев, хвоя и пр.). Особенно много их в отложениях лавинного снега. Минеральные частицы иногда образуют цветной снежный покров, цвет которого обусловлен цветом минеральной пыли. Колонии микроводорослей также могут окрашивать поверхность снежного покрова в синий, черный, зеленый, фиолетовый, но чаще — в красный цвет. Такой снег называют „цветущим” снежным покровом.

Твердые растворимые П. в с. п. представлены солями. Даже небольшое их количество способствует образованию на границах кристаллов пленки жидкого рассола, который заметен при близкой к 0 °С температуре при наблюдении под микроскопом. Благодаря присутствию солей кристаллы снежного покрова протавяют при температуре несколько ниже 0 °С.

К. С. Лосев.

ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА В ГЛЯЦИОЛОГИИ. Приложение к гляциологии фундаментального принципа геологических наук, сформулированного Ч. Лайелем в 1830 г. В соответствии с принципом актуализма преобразование лика Земли в геологическом прошлом было связано с действием тех же природных процессов, которые характерны и для современной эпохи, в связи с чем события и явления прошлого в принципе поддаются объяснению на базе тех сил и явлений, которые наблюдаются в настоящее время („настоящее — ключ к прошлому”). В современном понимании этот принцип не означает, что все изменения в природе идут лишь с постоянной скоростью, он даже допускает возможность катастрофических процессов.

П. а. в г. позволяет использовать данные наблюдений на существующих ледниках для различных палеогляциологических реконструкций. Напр., морфологические параметры современных горных ледников и ледниковых щитов дают ключ к восстановлению формы и мощностей их древних аналогов по геологическим следам; установление зависимости между высотами местности и балансом массы ледников позволяет ре-

конструировать масштабы древних оледенений на основании палеоклиматической информации; наблюдения в Зап. Антарктиде служат основой для выяснения особенностей морфологии и динамики „морских” ледниковых покровов, существовавших в плейстоцене на континентальных шельфах сев. полушария; данные об интенсивности геологической деятельности современных ледников проливают свет на происхождение гляциального рельефа высокогорий; изучение пульсаций современных ледников доставляет материал для разработки теории гигантских сёрджей плейстоценовых ледниковых покровов и т. д. *М. Г. Гросвальд.*

ПРИНЦИП СООТВЕТСТВИЯ. Высказанное М. В. Троновым [193] теоретическое положение о соответствии форм рельефа, вмещающих ледники, тем возможностям оледенения, которые дает климат. Действие данного рельефа как фактора оледенения не постоянно и зависит от климата и от размеров и состояния самих ледников. Поэтому любая форма или комплекс форм рельефа оказывают благоприятное воздействие на оледенение лишь при определенных климатических условиях или в определенных пределах их изменений. Напр., наблюдается полное соответствие климата, рельефа и оледенения, когда при низком положении границы питания цирк определенных размеров целиком заполняется стекающими с его склонов ледниками; цирк меньших размеров в тех же климатических условиях ограничивает возможные размеры ледника, а в цирке очень большом и глубоком при том же положении границы питания вместо одного большого ледника на склонах разместится несколько меньших. В качестве общего критерия соответствия климата, рельефа и оледенения М. В. Тронов предложил коэф. соответствия как дробь, в числителе которой отношение площадей поверхности снега и льда, лежащих выше снеговой линии, к протяжению данного участка хребта, а в знаменателе — положительная разность оледенения на этом участке хребта. Понятие П.с. не получило широкого распространения. *В. М. Котляков.*

ПРИПАЙ. неподвижный лед, который не совершает горизонтальных движений, но участвует в вертикаль-

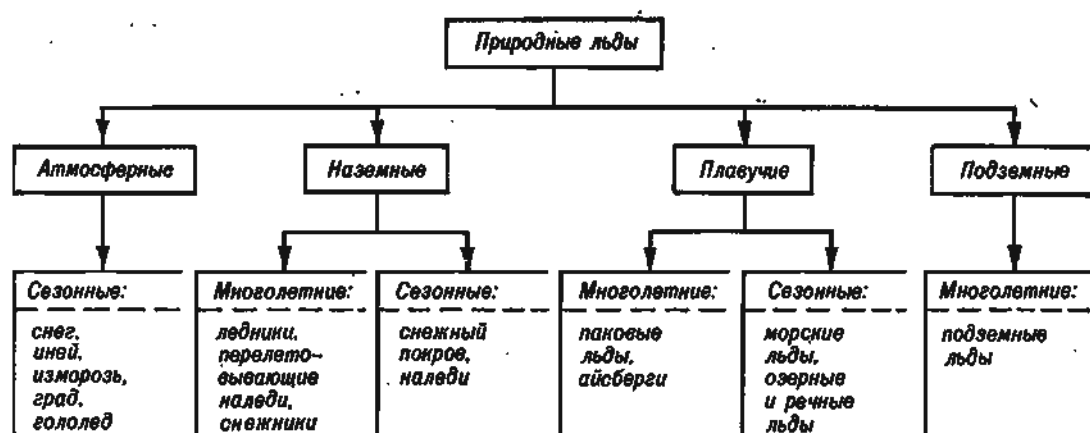
ных колебаниях уровня воды. В морях П. образуется у берегов ледникового барьера, севших на мель айсбергов или стамух. Может образовываться из соленой воды или в результате примерзания к берегу дрейфующего льда любого возраста. Протяженность его — от нескольких метров до сотен км. П. в начальной стадии образования, состоящий из ниласа или молодого льда, шириной до 200 м называют *ледяным заберегом* или просто *заберегом*. Многолетний П. в фьордах Гренландии именуют эскимосским термином *сиккозак*, или *сиккусак*. Если П. граничит с чистой водой, то его границу называют *кромкой П.*; если же он граничит с дрейфующим льдом, то разделяющая их линия носит название *границы П.* П. широко развит у берегов Антарктиды, а в Сев. Ледовитом океане наибольшего развития достигает у сев. побережья Сибири и в Канадском Арктическом архипелаге. *В. Л. Цуриков.*

ПРИРОДНЫЕ ЛЬДЫ. Льды, возникающие на поверхности суши и моря, в атмосфере и литосфере в условиях отрицательных температур. По происхождению их подразделяют на конгеляционные, осадочные и метаморфические. Основная масса П. л. представляет собой горную ледяную породу осадочного происхождения, толщи которой могут достигать нескольких км. Существуют многочисленные классификации П. л., наиболее известны классификации А. Добровольского [248], В. И. Вернадского [34], В. Паульке [293], Н. И. Толстихина [191], Б. П. Вейнберга [33] и П. А. Шумского [220].

По залеганию П. л. подразделяют на атмосферные, наземные, плавучие и подземные, среди которых можно различать сезонные и многолетние образования. Общая масса льда на Земле достигает $2,456 \cdot 10^{22}$ г; количественная характеристика распространения основных видов П. л. приведена в табл. 1, а распространение льда по широтам — в табл. 2.

В среднем П. л. занимают сплошь на земной поверхности и в верхних слоях земной коры площадь 72,4 млн. км², что составляет 14,2 % земной поверхности, с ежегодными колебаниями от 53,6 до 91,2 млн. км² (10,5—17,9 %) и абс. максимумом в текущую эпоху около 99,2 млн. км².

ПРИ — ПРО



Основные виды природных льдов на Земле — объекты изучения гляциологии.

Таблица 1

РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ЗЕМЛЕ ОСНОВНЫХ ВИДОВ ЛЬДА

Виды льда	Масса		Площадь распро- странения		Среднее время жизни, год
	г	%	млн. км ²	доля по- верхности, %	
Ледники и ледниковые по- кровы	2,4 · 10 ²²	97,72	16	11 суши	9580
Подземные льды	5 · 10 ¹⁰	2,04	32	25 суши	30 — 75
Морские льды	4 · 10 ¹⁸	0,16	26	7 океана	1,05
Снежный покров	1 · 10 ¹⁹	0,04	72	14 Земли	0,35 — 0,52
Айсберги	8 · 10 ¹⁸	0,03	61	19 океана	4,07
Атмосферные льды	2 · 10 ¹³	0,01	—	—	4 · 10 ⁻³

Таблица 2

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЬДА ПО ШИРОТАМ

Географиче- ская широта	Ледники, % от площади суши	Подземный лед, % от площади суши	Морской лед, % от площади океана	Ледники, подземный и морской лед, % от общей площади
90 — 80 с.	63,5	31,5	92,5 — 97,3	93,2 — 97,6
80 — 70	35,8	64,2	66,1 — 86,9	79,1 — 90,8
70 — 60	4,5	80,3	22,8 — 65,2	67,7 — 79,0
60 — 50	0,30	45,3	7,6 — 35,1	29,3 — 41,1
50 — 40	0,07	5,7	4,1 — 13,1	5,0 — 9,3
40 — 25	0,47	1,7	0	0,91
25 с. — 30 ю.	0,00	0,00	0	0,00
30 — 35 ю.	0,08	0,01	0	0,01
35 — 50	0,84	0,1	0	0,04
50 — 60	10,90	0,8	0,0 — 11,1	0,19 — 17,8
60 — 90	99,93	0,07	24,5 — 84,2	55,2 — 90,6

Общая площадь распространения льда на земной поверхности и в земной коре, включая область распространения айсбергов и разреженных льдин, равна в среднем 100 млн. км² (19,6 % земной поверхности) с ежегодными колебаниями от 81 до 119 млн. км² (15,9—23,3 %) и абс. максимумом до 127 млн. км² (24,8 %).

Теплота фазовых превращений П. л. составляет около 35 % всего внешнего теплооборота Земли как планеты (без отражаемой энергии). Выделение теплоты кристаллизации при образовании атмосферного льда, перенос льда вниз и в более низкие широты с последующим поглощением теплоты таяния служат мощным фактором перераспределения тепла между верхней тропосферой и земной поверхностью.

В. М. Котляков.

ПРИСКЛОНОВЫЙ ЛЕДНИК. Небольшой ледник на узкой поверхности структурной террасы или какой-либо пологой площадки у подножия крутого уступа. Образуется за счет отложения метелевого снега, перевываемого через хребет, реже от схода снежных лавин; обычно протягивается вдоль склона и имеет ширину гораздо больше длины.

ПРИСТЛИ (Priestley) Раймонд Е. (1886—1974). Английский геолог и гляциолог, известный исследователь Антарктиды. Один из основателей Полярного института им. Скотта в Кембридже. В 1961—1963 гг. президент Королевского географического общества, почетный член Международного гляциологического общества (с 1959 г.). Участвовал в британских антарктических экспедициях Э. Шеклтона (1907—1909) и Р. Скотта (1910—1913). Один из основоположников (совместно с Ч. Райтом) современной гляциологии как науки о всех видах природных льдов, что нашло свое отражение в классической монографии [315].

ПРИТЕРТАЯ КОРКА. Слой льда, смерзшийся с почвой. Образуется из снега во время оттепелей, от жидких осадков в холодный период года и от *гололеда*; может достигать толщины 15—20 см. Смерзаясь с кристаллами льда в верхнем слое почвы, П. к. представляет большую опасность для посевов озимых культур. Следует различать П. к. на поверхности почвы и на глубине узла

кушения, существенно отличающиеся друг от друга по условиям формирования и оказываемому действию на озимые.

ПРОГАЛИНА. Полоса чистой воды или редкого льда вдоль берега или границы *припая*. Если П. находится между дрейфующим льдом, с одной стороны, и берегом или шельфовым ледником — с другой, ее называют *прибрежной П.* Если же она находится между дрейфующим льдом и *припаем* — это *заприпайная П.*

ПРОГНОЗ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СЕЛЕЙ. Предсказание хода развития селевых явлений, основывающееся на прогнозе устойчивой жаркой погоды в высокогорье и эволюции ледниково-моренного комплекса. Различают фоновый прогноз, который сводится к предвидению селевых ситуаций на значительной территории, и локальный, разрабатываемый для конкретного бассейна. Один из методов фоновых прогнозов основан на анализе положения нулевой изотермы, которая в периоды селепроявления всегда выше среднего многолетнего значения. При прогнозировании селевой опасности учитывают критическую высоту нулевой изотермы, а также величину нарастания средней суточной температуры воздуха за предшествующую декаду. Другой метод в качестве главного индикатора использует скользящую сумму средних суточных температур воздуха за 10 сут в течение июля — августа, когда известно ее критическое значение, а в качестве дополнительного критерия — устойчивость температуры воздуха за последние 5—6 дней.

Локальный прогноз времени опорожнения внутриледниковых емкостей основан на предположении, что чем больше воды удержится ледником, тем заметнее это скажется на режиме реки. Прогноз строится на анализе аномальных отклонений на корреляционных графиках средних суточных расходов воды двух соседних ледниковых рек. Срок прорыва озера, подпруженного ледником, может быть ориентировочно оценен на основе прогноза времени достижения уровнем воды 85—90 % высоты плотины.

В. Ф. Перов.

ПРОГНОЗ НАЛЕДНОЙ ОПАСНОСТИ. Заключение о предстоящем развитии наледных явлений во времени и пространстве. Может быть долго-

срочным, т. е. охватывать большой промежуток времени (месяц, сезон, год, ряд лет), или оперативным, т. е. составляться на ближайший момент времени. Прогноз на большую территорию называется фоновым, а применительно к избранным участкам, трассам и инженерным сооружениям — локальным (местным). Основу П. н. о. составляет комплексный физико-географический анализ территории, базирующийся на материалах, получаемых в процессе наледных съемок, наблюдений на наледных полигонах, гидрометеорологических станциях и постах. Расчеты морфологических характеристик наледей и их учет в проектировании противопаводковых мероприятий и устройств основываются на математических моделях, проверенных опытом и экспериментами и рекомендованных для использования в конкретных природно-климатических условиях. В настоящее время надежные методы прогноза разработаны лишь для наледных явлений, обусловленных таянием снега и льда. *В. Р. Алексеев.*

ПРОГНОЗ СТОКА С ЛЕДНИКОВ. Предсказание величины ледникового стока с некоторой заблаговременностью. П. с. с. л. на несколько суток строят на основе метеорологического прогноза, по которому рассчитывают таяние снега, фирна и льда, преобразуемое затем в сток на основе использования данных о предшествующем стоке и моделей трансформации стока с одно- или многообъемными схемами, включающими подобранные параметры добега. Декадный и месячный прогнозы возможны лишь на основе метеорологических прогнозов и могут не учитывать времени добега, но должны учитывать сток предшествующего периода, начальное состояние ледника (запас жидкой воды в нем, снеготоплив, потери на внутреннее питание и накопление воды в начале лета вместе с ее расходом в конце лета. Величина накопления (невязка водного баланса) может служить прогностической оценкой величины последующей разгрузки. Можно использовать также средние многолетние данные о поступлении воды за прогнозируемый срок. Для сезонного прогноза на ве-

гетационный период наряду с прогнозом температуры воздуха следует учитывать снеготоплив на леднике. Чем больше эти запасы, тем меньше ледниковый сток предстоящего лета из-за высокого альбедо снега в сравнении со льдом. В оперативной службе П. с. с. л. еще не дается.

Особый случай П. с. с. л. представляет прогноз катастрофических паводков при прорывах ледниково-подпрудных озер. За начало паводка принимают подъем подпрудного озера до 0,8—0,9 высоты ледяной плотины; гидрограф и максимальный расход паводка прогнозируют по модели разработки канала прорыва [35, 50]. *А. Н. Кренке.*

ПРОГНОЗ СХОДА ЛАВИН. Предсказание периода лавинной опасности, времени и масштабов схода лавин, базирующееся на исследованиях физических и статистических закономерностей, определяющих сход лавин. Основывается на анализе метеорологической обстановки, строения и развития снежной толщи и оценки ее механической устойчивости. Различают три типа П. с. л.: 1) фоновый мелкомасштабный, составляемый для горной системы или отдельных крупных речных бассейнов площадью не менее 250 км²; 2) фоновый крупномасштабный для территории горного бассейна обычно площадью 25—30 км² или крупных лавиносборов; 3) детальный крупномасштабный, составляемый для отдельного лавиносбора или лавиноопасного склона.

П. с. л. предполагает определение лавиноопасного периода, в течение которого условия снеготопления и характер механической устойчивости снега на склонах могут привести к сходу лавин. Отдельные методы прогноза лавин, разработанные в СССР, позволяют предсказывать объемы ожидаемых лавин. В оперативной практике предупреждение о возможностях лавинообразования может составляться с нулевой заблаговременностью, что следует рассматривать как диагноз схода лавин. Для П. с. л. используют исследования физического состояния снежной толщи на склонах и анализ метеорологических условий, приводящих к сходу лавин, включая про-

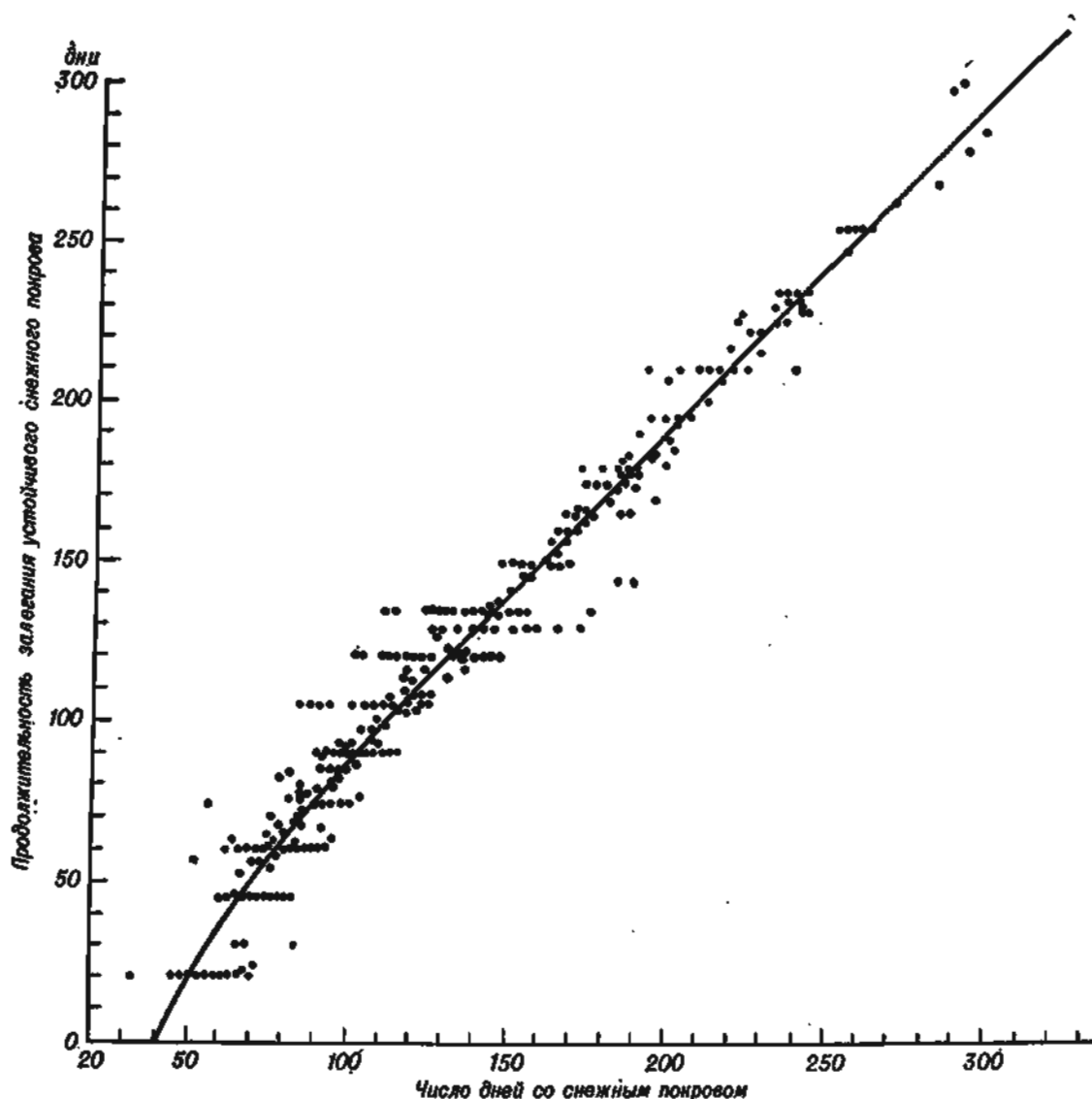
цессы атмосферной циркуляции, во время которых образуются лавины.

П.с.л. составляются в Швейцарии и в СССР с середины 30-х годов. В СССР первые прогнозы начали составлять в 1936 г. в Хибинах для нужд комбината „Апатит“. В создании методов П.с.л. Советский Союз добился значительных успехов. Разработка генетической классификации лавин и появление массовых данных наблюдений за лавинами позволили создать большое число региональных прогнозов лавинной опасности, основанных на установлении взаимосвязи между временем схода лавин и одним-двумя факторами лавинообразования. Все они относятся к простейшим методам П.с.л. Для учета большого числа факторов лавинообразования в последние годы начали широко применять все более сложные математические аппараты метода опознавания: статистические методы П.с.л., использующие многофакторные статистические зависимости между сходом лавин и факторами лавинообразования, многомерный корреляционный анализ, дискриминантный анализ и др. Для обработки материалов и выдачи прогнозов все шире используют ЭВМ. Опыт П.с.л. в СССР изложен в [162].

Л. А. Канаев.
ПРОГРАММА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КОЛЕБАНИЯМИ ЛЕДНИКОВ. Разработанная в СССР в начале 70-х годов и опубликованная в 1973 г. программа наблюдений, задача которой заключается в выяснении механизма и причин колебаний ледников, создании научной теории ледниковых колебаний с целью ее применения для реконструкции прошлых и прогноза будущих изменений ледников. „Основные положения“ [147] этой программы заложены в основу организации таких наблюдений в СССР, более совершенных по сравнению с ведущимися за рубежом.

П.н.з.к.л. предусматривает наблюдения трех классов, отличающихся друг от друга детальностью и точностью. Первый класс — это детальные круглогодичные работы на единичных ледниках, позволяющие исследовать поля многих физических характеристик ледника как физической системы. Второй класс — это периодические (от двух раз в год до одного раза в пять лет) измере-

ния на 10—15 ледниках нескольких основных параметров, также дающих возможность изучать механизм колебаний ледников. Наиболее массовый — третий класс, охватывающий 100—150 ледников, включает фиксацию положения концевой части ледника и получение нескольких других простейших данных, характеризующих его изменения. Большую часть наблюдений по третьему классу планируется выполнять дистанционно, с помощью аэро-, а в будущем и космической съемки. Выполнение П.н.з.к.л. курируется специальной рабочей группой в Секции гляциологии, материалы наблюдений передаются в *Службу наблюдений за колебаниями ледников*. **В. М. Котляков.**
ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ЗАЛЕГАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Период с момента установления снежного покрова до момента полного его схода. От этого показателя отличается принятое в ряде стран число дней со снежным покровом, включающее периоды с временным снежным покровом, даже если он существовал всего один день. Разница в этих показателях уменьшается с ростом континентальности климата. В последнее время между ними найдены связи (см. рис. на с. 352), позволяющие с достаточной точностью вычислять П.з.с.п. по данным о числе дней со снежным покровом. По П.з.с.п. выделяют: 1) зону редких снегопадов (выпадение снега является редким и необычным явлением), 2) зону нееежегодного и кратковременного появления снежного покрова (среднее число дней со снежным покровом менее 10), 3) зону неустойчивого снежного покрова (снежный покров устанавливается ежегодно, но он не устойчив), 4) зону устойчивого снежного покрова более чем в половине зим (снег лежит не менее 1 месяца подряд), 5) зону устойчивого снежного покрова большой продолжительности (от 4 до 10 месяцев без перерыва), 6) зону постоянного снежного покрова (снег выпадает во все месяцы года и не успевает стаять летом). П.з.с.п. увеличивается с ростом абс. высоты; уравнение регрессии между числом дней со снежным покровом и высотой места используют для определения уровня 365 (см. *снеговая линия*). **В. М. Котляков.**



Связь продолжительности залегания устойчивого снежного покрова с числом дней со снежным покровом (по наблюдениям в СССР и в Северной Америке).

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ЛЕТНИХ СНЕГОПАДОВ. См. гляциоклиматические показатели.

ПРОЗРАЧНОСТЬ СНЕГА. Способность снега пропускать солнечную радиацию. В зависимости от структуры, плотности и влажности снега радиация в ощутимых размерах проникает на глубину 30—70 см, при этом длинноволновая радиация целиком поглощается в самом верхнем слое снега. Сухой снежный покров непрозрачен с глубины около 50 см, а мокрый снег — с глубины 10—30 см. По П. П. Кузьмину [122], коэф. прозрачности составляет для льда 0,98—0,96, для сухого снега

0,93—0,80, для мокрого снега 0,89—0,64.

ПРОЗРАЧНЫЙ ЛЕД. В. М. Котляков. Лед, не имеющий примесей в виде пузырьков воздуха, ячеек рассола, частичек соли, грунта, других минеральных или органических веществ. На практике П. л. получают постоянным омытием растущих ледяных кристаллов.

ПРОМОИНА (синоним пропарина). Небольшой открытый участок воды, образующийся в ледяном покрове под влиянием сильного течения, а также в местах поступления теплых вод. Весьма обычна на припае. П. отличается от полыньи тем, что образуется уже после установления ле-

дяного покрова. На больших сибирских реках с сильным течением П. может сохраняться долгое время.

ПРОНОС СНЕГА. Количество снега, проносимое низовыми метелями через зону действия снегозащитного устройства. П. с. характеризуется коэф. П. с. μ и коэф. снегозадержания ψ . Последний равен отношению M/M_n , где M — количество задержанного снега, M_n — общий снегопринос с поля. Имеем

$$\mu = 1 - \psi = f(\varphi),$$

где φ — коэф. обтекаемости снежного вала. Чем обтекаемее, тем выше снежный вал, собранный снегозадерживающим устройством, тем больше П. с. Для линейных защит высотой h

$$\varphi = M/(4h^2).$$

Значение μ минимально при $\varphi \leq 2$.

А. К. Дюнин.

ПРОПАРИНА. См. промоина.

ПРОРЫВЫ ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР.

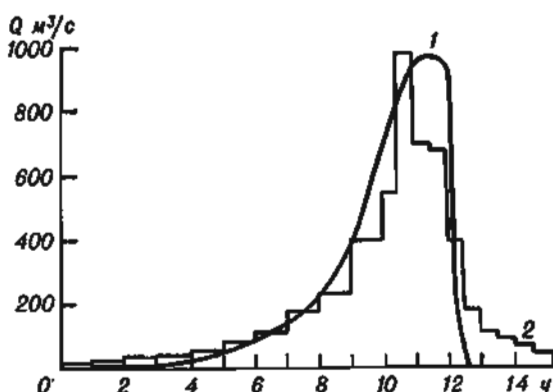
Быстрое опорожнение озер, подпруженных ледниками в боковых долинах в результате подвижек пульсирующих ледников, медленного наступания ледников в главных долинах, отчленения ледниковых притоков в ходе деградации дендритовых ледников с последующим образованием озера между стволом ледника и притоком. Как правило, озера прорываются, достигнув 0,8—0,9 высоты ледяной плотины, т. е. в условиях, когда появляется возможность всплывания части барьера или отдельного его блока. Однако в дальнейшем канал прорыва разрабатывается и поддерживается самим потоком. Это доказывается плавным нарастанием расхода воды, несмотря на сработку озера, что невозможно объяснить в случае всплывания [35]. Типичный гидрограф прорыва наблюдался при прорыве озера на леднике Медвежий в 1973 г.

Расчет гидрографа ведется по принципу расхода через короткую трубу:

$$Q = \alpha s^{5/4} \sqrt{h},$$

где Q — расход воды, s — площадь сечения канала прорыва, h — напор озера над входным отверстием канала, α — параметр, определяемый подбором. Со временем растет s и

уменьшается h . Возрастание s определяется диссипацией кинетической энергии потока, зависящей от его уклона и отдачи тепла, накопленного в озере. Расчет расширения канала с учетом давления льда и морфометрии озера позволяет вычислить гидрограф и определить максимальный расход. Большие фактические расходы после расчетной сработки озера, заметные на рисунке, объясняются задержкой части воды в лед-



Расчитанный (1) и наблюдаемый (2) гидрографы паводка при прорыве озера, подпруженного ледником Медвежий на Памире в 1973 г.

нике и последующей ее водоотдачей. Известна эмпирическая формула, в которой максимальные расходы прорывных паводков $Q_{\max}$ сопоставляются с объемами прорывов V :

$$Q_{\max} = 75V^{0,67}.$$

Она может быть использована, когда не известен параметр α .

А. Н. Кренке.

ПРОСВЕТНОСТЬ СНЕГОЗАЩИТНЫХ ПРЕГРАД. Отношение площади просветов к общей площади контура преграды (общая просветность) или ее части, напр. отдельной панели снегозадерживающего или снеговыдувающего забора. Просветность снегозащитных лесных полос называют ажурностью.

ПРОТАЛИНА. Свободный от снега участок поверхности, появившийся в результате проталивания. Край П. обычно резкий, на поверхности нет остатков снега, чем она отличается от участков, постоянно свободных от снега зимой в местах резкого усиления ветра, имеющих не столь определенную границу и остатки снега в траве и мелких камнях.

ПРОТИВОЛАВИННАЯ ГАЛЕРЕЯ.

См. *противолавинные сооружения.*

ПРОТИВОЛАВИННЫЕ СООРУЖЕНИЯ.

Инженерные конструкции, предназначенные для предотвращения возможного ущерба от лавин. В зависимости от цели подразделяются на две группы: снегоудерживающие и непосредственно защитные. П.с. первой группы создаются в зоне зарождения лавин с целью исключения условий образования лавин вообще. Это террасы, каналы с валиками у внешнего края, свайные заграждения и надолбы из рядов дерева, металла или железобетона, заборы, плетни, подпорные стенки, сетки из тросов, проволоки из нейлона, снегоудерживающие щиты из дерева, металла, бетона и их сочетаний, а также лесонасаждения. В ряде случаев предотвращение схода лавин может быть достигнуто путем уменьшения накопления снега и предупреждения образования карнизов с помощью специальных конструкций, которые изменяют пути движения метелевого снега и места его накопления. Это снегозадерживающие и снегонаправляющие щиты, а также снеговыводящие конструкции — кольктафели. Их устанавливают в местах зарождения лавин и вокруг них на путях основных снеговетровых потоков. Проектирование этих видов П.с. требует хорошего знания условий ветрового переноса снега, количества выпадающих осадков, особенностей рельефа и растительности.

П.с. второй группы предназначены для торможения, остановки или отклонения лавин от объектов. В качестве лавинотормозящих сооружений используют клинья, надолбы, бугры, для остановки лавин — дамбы, а для отклонения лавин — дамбы, стенки, лавинорезы, лавинопропуски. Нередко для надежной защиты ответственных объектов используют комплексы из нескольких типов инженерных конструкций.

Для разделения лавинного потока и его торможения используют лавинорезы, представляющие собой клиновидные конструкции из бетона или других материалов (см. фото XIX.33). Хороший эффект они

дают при защите отдельных сооружений, напр. опор высоковольтных линий электропередачи. В этих случаях поток лавины рассекается лавинорезом и обходит его с двух сторон. Лавинозадерживающая дамба представляет собой насыпь высотой до 20—30 м, в некоторых случаях облицованную бетоном с лавиноаккумулирующей выемкой. Когда необходимо отвести лавину от объекта в одну сторону или сузить лавинный поток, направив его по фиксированному руслу, применяют направляющие стенки из бутобетона или бетона, а также лавиноотклоняющие дамбы из камней, упрочненных арматурой, а стенки ставят под некоторым углом к направлению лавинного потока. Размеры сооружений определяют из ожидаемых объемов лавин и величины лавинных нагрузок. Опыт применения лавиноотводящих конструкций имеется в СССР, Швейцарии, Австрии, Канаде, Аргентине, США.

Для защиты автомобильных и шоссейных дорог наиболее эффективны сооружения, пропускающие лавины над защищаемыми объектами: лавинопропуски в виде бетонных лотков над путями сообщения, навесы, противолавинные галереи, туннели, полутуннели. Для строительства галерей и навесов обычно используют железобетон, бутобетон, а также сборные крупноблочные конструкции. Наиболее широко П.с. применяются в Альпах для защиты трансальпийских железнодорожных и шоссейных магистралей. В СССР первые П.с. построены в XIX в. на Кавказе; в настоящее время ими защищены важные дороги на Тянь-Шане и Памире, ряд объектов на Сахалине и в Хибинах. П.с. широко используются на трассе БАМ.

Л. А. Канаев.

ПРОТИВОНАЛЕДНЫЕ УСТРОЙСТВА.

Комплекс инженерных сооружений, направленных на предотвращение вредного влияния наледей и наледных процессов. На склонах или в долинах рек на некотором удалении от инженерных сооружений часто строится противоналедный забор — ограда из досок, бревен, деревянных щитов или железобетонных

плит; он может быть постоянным, рассчитанным на эксплуатацию в течение ряда лет, или временным — для разового использования. Для борьбы с наледями у водопропускных труб и небольших мостов используют противоналедные щиты, представляющие собой деревянную сборную конструкцию, которой закрывают входное отверстие дорожного сооружения на период активного развития наледных процессов. Весной щиты убирают (выкалывают), чтобы талые наледные и паводковые воды свободно прошли через водопропускной канал.

В борьбе с наледями надмерзлотных вод применяют противоналедный навес — крышу на деревянных или железобетонных столбах, устраиваемую на некотором удалении от инженерных сооружений с целью увеличения скорости промерзания грунта на пути движения наледообразующих вод из-за отсутствия снежного покрова. Летом наличие навеса способствует медленному оттаиванию мерзлотного порога. На косогорах у автомобильных и железных дорог в комплексе с другими противоналедными сооружениями устраивают резервную выемку — открытую полость в толще горных пород для заполнения ее наледным льдом с целью ограждения инженерных сооружений от вредного влияния наледных процессов. Размеры резервных выемок не должны быть меньше максимального объема формирующейся наледи. См. также *наледный пояс, противоналедный вал*. В. Р. Алексеев.

ПРОТИВОНАЛЕДНЫЙ ВАЛ. Насыпь из грунта, облитого водой снега или иного водонепроницаемого материала, возводимая вблизи инженерных сооружений для ограничения развития наледных процессов. Может быть временным, рассчитанным на функционирование в течение одного сезона, или постоянным, устраиваемым для работы в течение ряда лет. Обычно конструируется в комбинации с другими противоналедными устройствами. Иногда имеет проем, перегороженный щитами из досок или железобетонных плит, в которые вставлен водопропускной лоток. Такой вал называют активным. Выше него, как правило, устраивают наледный пояс. В. Р. Алексеев.

ПРОТИВОНАЛЕДНЫЙ ЗАБОР. См. *противоналедные устройства*.

ПРОТИВОНАЛЕДНЫЙ НАВЕС. См. *противоналедные устройства*.

ПРОТИВОНАЛЕДНЫЙ ЩИТ. См. *противоналедные устройства*.

ПРОТИВОПУЧИННЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ. Комплекс мероприятий, проводимых с целью исключения или уменьшения проявления криогенного пучения пород и его отрицательного влияния на инженерные сооружения. Включают мероприятия, воздействующие на грунты оснований: осушение, химические добавки в грунт, уменьшающие его пучение при промерзании, замену пучинистых грунтов на определенную глубину непучинистыми и т. д., а также проектирование специальных конструкций фундаментов сооружений.

ПРОТИВОСЕЛЕВЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ. Комплекс мер, направленных на уменьшение или ликвидацию селевой опасности. Подразделяются на три группы по способам решения основной задачи: 1) организационно-хозяйственные мероприятия, направленные на ослабление селевых процессов; включают установление оптимального соотношения между основными видами использования земель, максимальное сохранение растительного покрова, в особенности лесного, регулирование выпаса скота и др.; для сведения до минимума количества возможных жертв и материального ущерба создается служба *предупреждения о селевой опасности*; 2) агролесомелиоративные мероприятия, направленные на борьбу с эрозией и на изменение баланса стока в пределах селевого бассейна путем перевода части поверхностного стока в грунтовый; этому способствуют облесение склонов и посадки кустарника, террасирование склонов с последующим использованием террас для земледелия или лесопосадок, соблюдение противоэрозионной агротехники, улучшение пастбищ; 3) строительство *противоселевых сооружений* — направлено на задержку или регулирование селевых потоков.

Наиболее эффективно сочетание фитомелиорации на склонах с инженерными сооружениями в руслах в условиях правильной организации территории. Для осуществления всего комплекса мероприятий создается селевая служба, в задачу которой входит предотвращение зарождения селевых потоков, в частности путем

заблаговременного спуска ледниковых озер.

В. Ф. Перов.

ПРОТИВОСЕЛЕВЫЕ СООРУЖЕНИЯ. Инженерные сооружения, строящиеся в селевом бассейне с целью регулирования или задержки селевого потока. По расположению подразделяются на склоновые и русловые, по степени воздействия на ход селевых процессов — на активные и пассивные. По назначению делятся на три класса: регулирующие, селезадерживающие и руслостабилизирующие. Регулирующие сооружения ограничивают мощность или масштабы вредного воздействия селя путем локализации или изменения пути его схода. Типы сооружений здесь наиболее многочисленны и подразделяются на четыре группы. В группу стокорегулирующих входят нагорные каналы, дренаж, водохранилища, осуществляющие соответственно перехват ливневых вод, захват и отвод грунтовых вод, аккумуляцию ливневого стока и срезание пика паводков. Руслоукрепляющие сооружения представляют собой простейшие формы пассивной защиты объектов от селей, их назначение — предотвращение глубинного или бокового размыва на ограниченных участках русла. Для борьбы с боковым размывом строят берегоукрепительные стенки и полузапруды (бетонные, каменные, габионные), для предотвращения глубинного размыва перед мостами и на пересечениях с селевыми руслами шоссейных дорог — донные запруды и отмостки. Селепропускные сооружения служат для пропуска селя над или под защищаемым объектом. Для пропуска небольших селей над дорожным полотном или каналом сооружают селеспуск — железобетонный лоток, продолжающий селевое русло над объектом; для обеспечения транзитного движения уклон лотка должен быть равным или больше уклона естественного русла. Мосты над селевыми руслами должны быть однопролетными, а сечение подмостового пространства — способным обеспечить не стесненный пропуск селевого потока, во избежание закупорки. Селенаправляющие сооружения — канализованные русла, стенки и дамбы — строят в низовых ча-

стях селевых бассейнов для защиты от заносов и размыва, для отвода русла или объединения нескольких русел в одно.

Класс селезадерживающих сооружений рассчитан на остановку селя — аккумуляцию всей или большей части твердой составляющей селевого потока. Этой цели служат подпорные запруды и селехранилища (см. фото XXV.45). Одиночные или групповые подпорные запруды — самый массовый вид П. с. Конструкции плотин бывают глухой или решетчатого типа, высота колеблется от 5 до 150 м. Котлованные селехранилища строят в верхней части конуса выноса. Предзапрудные пазухи и селехранилища требуют периодической очистки.

К классу руслостабилизирующих (русловыполаживающих) сооружений относятся системы подпорных запруд. Запруды, располагаясь на расстоянии 40—120 м одна от другой, преобразуют продольный профиль русла в ступенчатый. Расстояния между запрудами рассчитываются таким образом, чтобы уклон выположенной ступени был близок к уравнительному, при котором прекращается размыв русла, а значит, и формирование селя. Т. о., система запруд, в отличие от одиночных сооружений, воздействует на природу селевого бассейна, снижая или полностью ликвидируя его селевую активность. Системы подпорных запруд как наиболее дорогой тип П. с. возводятся в районах особо ответственной защиты, когда одиночные сооружения оказываются не эффективными.

В. Ф. Перов.

ПРОТИВОТЕРМОКАРСТОВЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ. Комплекс мероприятий, проводимых в целях предупреждения развития или замедления и прекращения термокарста в области льдистых многолетнемерзлых пород. Включают предохранение мерзлых пород и подземных льдов от протаивания при строительстве и эксплуатации сооружений путем устройства проветриваемых зимой подполий, дополнительной теплоизоляции и пр. При невозможности сохранить многолетнемерзлые породы в основании зданий и сооружений проводится

предварительное протаивание пород, дренаж территории и т. п.

ПРОФИЛЬ РАЗВИТИЯ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ. Основным результатом стационарных исследований, показывающий изменение снежной толщи во времени. Впервые предложен в 1936—1937 гг. в Давосе (Альпы), использован в работах Г. К. Тушинского и др. [198], существенно усовершенствован в исследованиях В. М. Котлякова [106, 107]. При построении профиля детально анализируются исходные условия диагенеза снежного покрова и весь комплекс явлений, определяющих изменение толщи. П. р. с. т. включает такие данные: 1) средние суточные температуры воздуха и скорости ветра; 2) облачность и радиационные характеристики; 3) сведения о синоптической обстановке; 4) характеристики выпадения и метелевого переноса снега с данными о форме выпадающих снежинки; 5) сведения о приросте и убыли снежной толщи; 6) изображение строения снежного покрова: кристалломорфологический состав, текстура, корки, признаки таяния, ледяные включения и т. п.; 7) ежемесячные графики послойных значений физико-механических свойств снега: твердости, плотности, величины кристаллов и пр.; 8) характеристику температурного режима снежной толщи в виде термоизоплет.

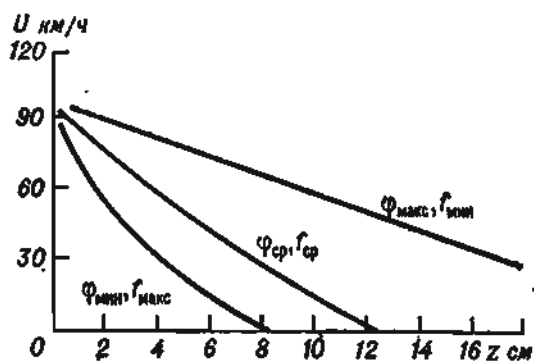
В. М. Котляков.

ПРОХОДИМОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Возможность движения транспортных средств по железным дорогам, автодорогам, улицам и по бездорожью при наличии снега разной толщины и плотности. Особенно тяжелы условия П. с. п. во внутренних частях крупных ледниковых покровов. При движении гусеничных тягачей в Центральной Антарктиде глубина колеи достигает 0,6 м с буксованием до 20 %. П. с. п. зависит от толщины снежного покрова, его рыхлости, коэф. сцепления колеса или гусеницы с опорной поверхностью ϕ , коэф. сопротивления движению f и уклона i . Для колесного транспорта справедливо выражение

$$\sum G_1 \phi = G_2 (f + i),$$

где G_1 — масса каждого колеса, G_2 — масса всего экипажа. На рисунке показана зависимость скорости движе-

ния грузовой автомашины ЗИЛ-130 от толщины рыхлого снега на дорожном покрытии. В данном случае наилучшие условия П. с. п. соответствуют сочетанию $\phi_{\min}$ с $f_{\max}$, когда движение автомобилей невозможно уже при слое рыхлого снега более 8 см. Лит. [128, 306]. А. К. Дюнин.



Зависимость скорости движения (км/ч) грузовой автомашины ЗИЛ-130 от толщины снежного покрова (см) на дорожном покрытии.

ПРОЧНОСТЬ ЛЬДА. Предельная нагрузка, при которой лед разрушается. Разрушение льда происходит при превышении предела пластичности, т. е. при достижении предельных для него напряжений. Эти напряжения определяются пластичными и упругими деформациями льда и составляющих его кристаллов, перемещением и разрушением кристаллов, рекристаллизацией и восстановлением структур льда. П. л. в опытах и природе всегда ниже теоретической из-за структурных дефектов. П. л. повышается с понижением температуры и нелинейно растет с уменьшением скорости деформирования. Предел П. л. на сжатие имеет порядок $25 \cdot 10^5$ Н/м². Это означает, что упругие деформации льда не могут превышать $1 \cdot 10^{-4}$ (модуль Юнга, соответствующий деформации в $5 \cdot 10^{-1}$, равен $1 \cdot 10^{10}$ Н/м²). Предел П. л. на срез имеет порядок $6 \cdot 10^5$ Н/м², эта величина растет с понижением температуры на 1 °С приблизительно на $5 \cdot 10^4$ Н/м². Предел прочности на разрыв имеет порядок $(1 \div 2) \cdot 10^6$ Н/м², предел прочности на изгиб на 20—30 % меньше из-за участия пластических деформаций.

Прочностные свойства поликристаллического льда более анизотропны, чем его упругие свойства. В зависимости от направлений напряже-

ний они могут разниться в 2—3 раза. П. л. снижается на границах ориентированных кристаллов. Распадению ледяной массы на кристаллы и ее разрушению могут способствовать вибрационные нагрузки.

Прочность речного льда оценивается инженерными формулами. Простейшие таковы: $P = Nkz^2/100$ для гусеничного и $P = Nkz^2/125$ для колесного транспорта. Здесь P — доступная нагрузка (в т), z — толщина льда (в см), N — коэф. запаса прочности, назначаемый от 0,5 до 1,0, k — температурный коэф. Прочность морского льда ниже, чем пресноводного, она снижается с повышением температуры и увеличением солености льда.

А. Н. Кренке.

ПРОЧНОСТЬ СНЕГА. См. механические свойства снега.

ПРЫГАЮЩАЯ ЛАВИНА. Предложенное Г. К. Тушинским название лавины, которая сваливается с уступа рельефа и свободно падает.

ПУЗЫРЧАТОСТЬ ЛЬДА. Объем замкнутых воздушных пузырьков во льду в процентах от его общего объема. П. л. q определяется по формуле

$$q = \frac{\rho_l (\rho_0 - \rho)}{\rho_0 \rho} \cdot 100\%,$$

где ρ_l — общая плотность ледяной породы, ρ — плотность без открытых пор, ρ_0 — плотность чистого льда (917—925 кг/м³ в зависимости от температуры). Величина q определяется гидростатическим взвешиванием в жидкости с плотностью ρ_k , напр. в керосине:

$$\rho = \frac{\rho_k G_{вз}}{G_{вз} - G_k},$$

где $G_{вз}$ и G_k — вес пробы ледяной породы в воздухе и в жидкости с плотностью ρ_k . П. л. достигает максимальных значений около 10 % в глубоких слоях фирна и при его переходе в лед; глубже воздушные пузырьки сжимаются. В снегу П. л. составляет доли процента.

А. Н. Кренке.

ПУЗЫРЧАТОСТЬ СНЕГА. См. пористость снега.

ПУЛЬСАЦИИ ЛЕДНИКОВ. Периодически происходящие резкие по-

движки *пульсирующих ледников*, возникающие из-за нестационарности динамических связей в леднике. Представляют собой релаксационные колебания, вызываемые изменениями силы трения о дно и дроблением льда. Пульсации данного ледника имеют более или менее постоянную длину цикла, если внешние условия существенно не меняются, но на разных ледниках даже в сходных физико-географических условиях периодичность пульсаций может быть самой разной. Она колеблется от нескольких до 100 лет; напр., ледник Медвежий на Памире пульсирует каждые 10—14 лет (1937, 1951, 1963, 1973), ледник Колка на Кавказе — примерно через 65—70 лет (1835, 1902, 1970).

Время от завершения одной из подвижек пульсирующего ледника до завершения последующей называется *периодом пульсации*, он складывается из двух основных стадий: подвижки и восстановления. В стадию подвижки происходит релаксационная разрядка напряжений, накопившихся на леднике за предшествующую ей стадию восстановления, ледник растрескивается, скорости движения льда увеличиваются на 1—2 порядка и более, что приводит к перемещению масс льда из верховий ледника в его среднюю зону и низовья. При этом поверхность ледника в верховьях пульсирующей части понижается, в средней части и низовьях повышается, а конец ледника продвигается вперед. По завершении подвижки наступает стадия восстановления, в которую происходит накопление масс льда в верховьях пульсирующей части, скорости движения льда увеличиваются, лоб активизирующейся части продвигается вниз по течению, сокращая протяженность его омертвевшей и деградирующей части до тех пор, пока ледник не восстановит начальную конфигурацию, предшествующую очередной подвижке. Механизм П. л. еще до конца не выяснен. Лит. [59]. В. М. Котляков.

ПУЛЬСИРУЮЩИЙ ЛЕДНИК. Ледник, которому свойственны резко выраженные релаксационные колебания, приводящие к перестройке его динамического режима и перераспреде-

нию в нем вещества без изменения общей массы. Подобная динамическая неустойчивость обусловлена взаимодействием внешних факторов с реологическими свойствами льда ледника, что приводит к периодическим колебаниям с большой амплитудой скорости движения. Резкое перемещение вещества в леднике, как правило, сопровождающееся продвижением его конца, представляет собой *подвижку ледника*.

В стадию подвижки пульсирующая часть ледника или весь ледник, если пульсация захватывает его целиком, делится на две зоны: оттока и выноса. **Зона оттока** — это часть ледника, в которой при подвижке происходит разгрузка льда и ледниковая поверхность понижается. **Зона выноса** — часть ледника, нижняя по течению, в которой во время подвижки масса льда увеличивается за счет поступления из зоны оттока, поверхность ледника повышается, а его конец вспучивается и продвигается вниз по долине.

В стадию восстановления П. л. также делится на две части — зону активизации и зону деградации, в которых происходят противоположные изменения. Граница между ними — *фронт активизации*. **Зона активизации** — это верховья пульсирующей части ледника, где по завершении подвижки идет накопление льда, увеличение его толщи и скорости движения. По мере роста избытка массы лоб активизирующейся части ледника смещается вниз по течению, поглощая его деградирующую часть. **Зона деградации** — нижняя по течению часть ледника — по завершении подвижки лишается подтока льда из области питания и разрушается агентами абляции. Увеличение массы льда и рост напряжений в лобовой части зоны активизации в сочетании с деградацией конца ледника создает необходимые предпосылки для новой подвижки.

К настоящему времени известны сотни П. л., больше всего их на Аляске, Шпицбергене, Памире, в горах Центральной Азии. Составляется Каталог П. л. СССР. В. М. Котляков. **ПУСТОЛЕД**. Лед на реках, в толще которого или под ним имеются крупные воздушные полости. Образуется при резком понижении уровня воды в реке, подтаивании льда снизу или

при сбросах промерзающих наледных вод через трещины в ледяном покрове. Широко распространен в области многолетнемерзлых пород, напр. в Якутии, Забайкалье. Представляет большую опасность для проходящего транспорта и пешеходов.

В. Р. Алексеев.

ПУЧЕНИЕ ЛЬДА. Выдавливание отдельных частей ледяного покрова под влиянием внутренних напряжений, связанных с промерзанием линз и пластов воды. На реках П. л. может быть вызвано дополнительными водопритоками из недр земли, попусками, закупоркой нижележащих участков русла шугой, грунтом, битым льдом. В мерзлых горных породах возможно пучение (выталкивание) повторножильных льдов в результате термического расширения вмещающих толщ. Обычно проявляется в виде ледяных *бугров пучения*, из которых изливаются потоки наледеобразующих вод. Е. А. Втюрина.

ПУЧИНА. Местное поднятие поверхности полотна железных и шоссейных дорог, вызванное увеличением объема водонасыщенных глинистых пород при их замерзании, развитием в них неравномерного сегрегационного, реже инъекционного льдообразования.

ПУЧИННЫЙ РЕЛЬЕФ. См. *криогенный рельеф*.

ПУШИНКА. См. *классификация снежинок*.

ПУШИСТЫЙ СНЕГ. См. *снежный покров*.

ПЫЛЕВАЯ ЛАВИНА. Лавина из сухого снега или фирна, сопровождающаяся облаком снежной пыли (см. фото XXIV.43). Выделена как тип E1 в *международной морфологической классификации лавин*.

ПЬЯНЫЙ ЛЕС. Лес с изогнутыми и наклоненными в разные стороны стволами деревьев (см. фото XXIV.44). Такой вид растительности обусловлен как медленными, постепенными, так и быстрыми деформациями грунта во время ее роста вследствие оползания грунта, неравномерного *криогенного пучения* и оседания пород при протавании, а также вследствие проявления карстового процесса.

ПЯТНИСТЫЙ ЛАНДШАФТ. См. *покрытость местности снегом*.

ПЯТНО ЛЬДА. См. *скопление льда*.

ПЯТРЫ. Ледяные образования в виде небольших островов на реках. Возникают на каменистых грядках и отмелях, когда образующийся на неровностях скалистого дна донный лед, быстро нарастая, достигает по-

верхности воды. В сильные морозы П., смерзаясь своими макушками, образуют ледяную запруду, способную поднять уровень воды на вышележащем участке.



РАВНОВЕСНАЯ ТОЛЩИНА ЛЬДА.

Толщина многолетнего плавучего льда, у которого зимнее нарастание полностью компенсируется летним таянием и испарением (понятие введено Н. Н. Зубовым [76]). Р. т. л. при данных климатических условиях не меняется от года к году, а подвергается только внутригодовым изменениям. Подобные условия создаются при дрейфе льда в одном и том же районе, когда величина летнего таяния становится равной величине зимнего намерзания. Расчеты показывают, что в Арктическом бассейне в районе антициклонического дрейфа, где лед может находиться до 15 лет и более, Р. т. л. составляет 5—6 м.

Н. В. Волков.

РАДИАЦИОННАЯ КОРКА. См. корки в снежном покрове.

РАДИАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА СНЕГА. Способность снега отражать, рассеивать и поглощать солнечную радиацию, а также его способность к излучению. Возможность снежной поверхности отражать радиацию характеризуется коэф. отражательной способности, или *альбедо снежного покрова*. Различают спектральный и интегральный коэф. отражения. Исследования спектрального альбедо показали, что в видимой части спектра селективность незначительна, а в крайних участках спектра — ультрафиолетовом и инфракрасном — альбедо меньше, чем в видимой части.

Интегральное альбедо снежного покрова измерялось многократно в разных районах и на разных высотах над ур. м. Оно меняется в широких пределах: от 0,95—0,98 для сухого свежеснежного покрова в полярных и горных районах до 0,20 для

загрязненного и влажного снега в конце периода таяния. Колебания альбедо обуславливаются спектральным составом поступающей солнечной радиации и высотой солнца, с одной стороны, и физическими свойствами, состоянием и загрязненностью снежного покрова — с другой. Колебания альбедо, связанные с первой группой причин, невелики; основные колебания обусловлены второй группой.

Снежная поверхность рассеивает солнечную радиацию при отражении и лишь в редких случаях создает условия для зеркального отражения (см. *оптические свойства снега*). Часть солнечной радиации проникает в снежный покров, где из-за оптической неоднородности снега она рассеивается. Пропускание радиации характеризуется отношением количества радиации, прошедшей через некоторый слой снега, к количеству упавшей на него. Слой снега толщиной в 1 см пропускает от 12 до 20 % радиации в зависимости от длины волны. Сухой снег в соответствии с его структурой, плотностью и влажностью не позволяет радиации проникать глубже 50—80 см, а мокрый снег — глубже 30 см. Поэтому проникающая в снежный покров радиация поглощается им. Проникновение солнечной радиации сквозь снег характеризуется коэф. экстинкции снега, который служит мерой ослабления радиации при прохождении сквозь снег. Из-за значительной неоднородности снежного покрова он весьма изменчив: от 0,074 до 0,446 см⁻¹. Чем больше коэф. экстинкции, тем интенсивнее и тем более тонким слоем идет поглощение солнечной радиации.

От зимы к весне суммы падающей на поверхность и проникающей в снег радиации значительно увеличиваются. В средних широтах суммы проникающей радиации от января к апрелю увеличиваются в 6 раз, при этом поглощение радиации в верхнем 10-см слое возрастает в 8 раз, а в слое 30—40 см — только в 4 раза. В таких условиях нередко при отрицательной температуре воздуха и при достаточно интенсивном поступлении солнечной радиации кристаллы снега оплавляются и на поверхности снежного покрова образуется тонкая прозрачная ледяная корка, которая создает *парниковый эффект снеготаяния*, т. е. служит „стеклом“ снежного парника, накопление тепла в котором обеспечивает таяние снега при отрицательной температуре воздуха. Такое явление очень часто наблюдается в Зап. Сибири, Сев. Казахстане, а иногда и в степных районах Европейской части СССР.

Парниковый эффект свидетельствует о непроницаемости снега для длинноволновой радиации, которая целиком поглощается снежным покровом. В то же время относительная излучательная способность снега, представляющая собой отношение его излучательной способности к излучательной способности абсолютно черного тела, по сравнению с другими природными образованиями является самой высокой, но несколько снижается по мере старения (фирнизации) снега. По опытным данным, относительная излучательная способность свежевыпавшего снега равна 0,986, загрязненного 0,969.

Получаемые снежным покровом суммы радиационного баланса во многом зависят от его радиационных свойств. Обладая большим альбедо, снежный покров имеет днем малый радиационный баланс. Ночью же снег интенсивно излучает, и из-за малой теплопроводности и медленного подвода тепла из нижележащих слоев поверхность снега сильно выхолаживается, а отрицательный радиационный баланс оказывается небольшим. В итоге снег является природным телом с наименьшим радиационным оборотом тепла.

К. С. Посев.

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКА. Разность между поглощенной

ледником суммарной радиацией и эффективным излучением поверхности ледника:

$$R = (I + D)(1 - A) - (\theta_s - \theta_a).$$

Здесь R — радиационный баланс, I и D — прямая и рассеянная радиация, A — альбедо поверхности, θ_s — собственное излучение поверхности ледника, θ_a — противоизлучение атмосферы, зависящее от температуры и влажности воздуха и от облачности. Годовое значение R на небольшом ледниковом куполе на Земле Франца-Иосифа составляет — 94 000 кДж/м², на леднике Федченко — 64 000 кДж/м², в центре Гренландского ледникового покрова — 380 000 кДж/м². Это тепло компенсируется турбулентной теплоотдачей при адвекции теплого воздуха. В летние месяцы ледники, как правило, получают больше радиационного тепла, чем расходуют. Суточные суммы R летом составляют на языках ледников юж. широт около 15 000 кДж/м², умеренных широт 8500 кДж/м², полярных 3200 кДж/м², а в областях питания соответственно 3900, 3000 и 650 кДж/м² [113]. Значения R меняются в зависимости от типов погоды. В самой высокогорной зоне и в центре материковых ледниковых покровов радиационный баланс отрицателен круглый год.

А. Н. Кренке.

РАДИАЦИОННЫЙ ИНЕЙ. См. иней.

РАДИАЦИОННЫЙ ТИП СНЕГОТАЯНИЯ. См. снеготаяние.

РАДИОАКТИВНОСТЬ СНЕГА. Обусловлена попаданием в снежинки во время их образования или захватом ими при падении радиоактивных веществ, а также выпадением радиоактивной пыли на поверхность снега. Р.с. по альфа-излучению была измерена Вильсоном в 1902 г.; в СССР измерения радиоактивности свежевыпавшего снега в 1924 г. проводил И. В. Курчатов (она составляет 10^{-9} — 10^{-11} Ки на 1 г снега). Серии ядерных испытаний в атмосфере в 50-х и в начале 60-х годов привели к образованию слоев снежного покрова с повышенной радиоактивностью. Такие слои обнаружены в снежно-фирновой толще на ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии, на многих горных ледниках.

Р.с. позволяет датировать отдельные слои снежного покрова.

К. С. Лосев.

РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ ВО ЛЬДУ. См. изотопный состав льда. РАДИОАКТИВНЫЙ СНЕГОМЕР.

Прибор для определения снегозапаса по ослаблению слоем снега интенсивности γ -лучей, излучаемых радиоактивным изотопом, в качестве которого применяется ^{60}Co . Источник γ -лучей укреплен на нижнем конце металлической снегомерной рейки. Число γ -квантов определяется до введения рейки в снег и при ее погружении на разную глубину в снежный покров. Снегозапас вычисляется по разности логарифмов числа γ -квантов, деленной на коэф. ослабления γ -лучей в снеге, полученный экспериментально.

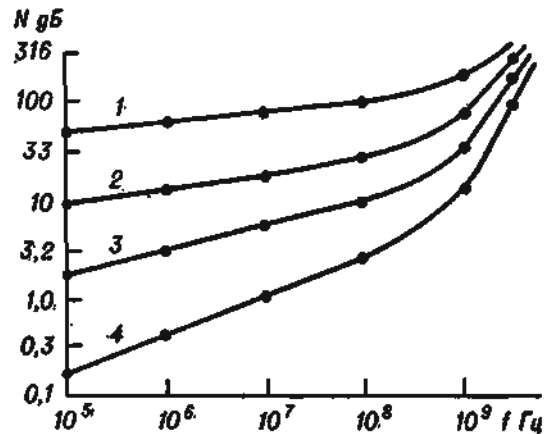
РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ. Исследование толщины, строения и физических свойств ледников по отражению и преобразованию электромагнитных волн в их толще. Толщина и строение ледников определяются с помощью направленных радиосигналов, отражаемых от подледного ложа и внутренних неоднородностей в толще ледников. Проникновение электромагнитных волн сквозь ледник впервые обнаружено в 1958 г., с 1960 г. проводились натурные исследования в Антарктиде и Гренландии. С 1967 г. начаты радиолокационные измерения на горных ледниках, содержащих талую воду. Малые потери энергии на верхней границе снег—воздух (поскольку оба вещества имеют близкие диэлектрические свойства) позволяют вести измерения дистанционно, с воздуха; для этого применяются активные радиолокационные станции (РЛС).

Толщина ледника Z определяется по времени запаздывания τ отраженного сигнала от излучаемого:

$$Z = c_{\text{л}} \tau / 2,$$

где $c_{\text{л}}$ — средняя скорость волны в ледниках, принимаемая равной $(167 \div 169) \cdot 10^6$ м/с. Разрешение по дальности (минимальная измеримая толщина льда) $\Delta Z = c_{\text{л}} \tau_{\text{имп}} / 2$, где $\tau_{\text{имп}}$ — продолжительность импульса. Увеличение частоты позволяет уменьшить размеры антенны, но увеличи-

вает потери энергии в результате поглощения во льду и рассеяния на внутриледниковых неоднородностях, а также при отражении от ложа. Потери растут от единиц до сотен дБ на 1000 м толщины льда с повышением температуры от -60 до -1°C и при увеличении частоты от 0,1 до 1000 МГц, причем особенно быстро с ростом частоты выше 500 МГц (см. рис.). Вместе с тем



Зависимость поглощения электромагнитных волн N от температуры льда t при разной частоте f (радиосигнал проходит слой льда дважды): 1) $t = -1^\circ\text{C}$, 2) $t = -20^\circ\text{C}$, 3) $t = -40^\circ\text{C}$, 4) $t = -60^\circ\text{C}$.

на больших частотах возможно исследование более тонких неоднородностей. В зависимости от задач исследования, в первую очередь от глубины зондирования и минимального разрешения по дальности, а также от температуры и строения ледников практический диапазон частот составляет от 5 до 1000 и даже 10 000 МГц. Низкие частоты (5—10 МГц) применяются для зондирования теплых ледников, средние (от 30—440 до 620—840 МГц) — для зондирования холодных покровных и горных ледников, высокие (до 10 000 МГц) — для изучения строения и структуры приповерхностной толщи холодных ледников.

В настоящее время радиолокация служит основным методом для измерения толщины ледников, но при радиозондировании материковых и островных ледниковых покровов сложной проблемой является навигационная привязка воздушных маршрутов. Тем не менее обширное

радиозондирование выполнено в Антарктиде, Гренландии, Шпицбергене, в хр. Джунгарский Алатау. На отдельных ледниках применяется и наземная съемка. Отраженные сигналы регистрируются на кинопленках (см. фото ХХХІІ. 60) и магнитных лентах, обрабатываемых на ЭВМ. Помимо отражений от ложа, на записях обнаруживаются кратные сигналы (вторичные отражения) и дополнительные отражения от внутренних границ в ледниках — слоев повышенной плотности и кислотности, вызванной вулканическими извержениями, мореносодержащих горизонтов, раздела между холодной внешней и находящейся при температуре плавления внутренней частью ледника („двухслойные“ ледники на Шпицбергене) и т. д. Интерпретацию дополнительных отражений облегчают повторное зондирование, показывающее, устойчивы ли границы или они мигрируют, зондирование на разных частотах, наклонное зондирование, избавленное от кратных отражений, и т. д. Изменение формы и амплитуды сигнала характеризует свойства ледника и ложа, при известной толщине ледника по потерям может быть оценена средняя температура льда, а по величине и характеру флуктуаций сигнала обнаружены подледниковые озера. Повторное измерение флуктуации отражений от ложа при смещении РЛС на несколько десятков метров по поверхности ледника показывает смещение характерных фигур на величину, пропорциональную скорости движения ледника. По сравнению с другими методами радиолокационный метод позволяет уменьшить интервал измерения скорости до одного месяца и даже 10—20 дней.

А. Н. Кренке.

РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ ЛЬДОВ.

Исследование строения и состояния природных льдов, основанное на применении методов активной радиолокации. В настоящее время наиболее широко применяются импульсный и частотный методы радиолокации (ИМР и ЧМР) и радиолокационные станции бокового обзора (РЛС БО). В зависимости от объектов и целей используются частоты в диапазоне от 1 до 10 000 МГц. Основные области применения ИМР в гляциологии — зондирование ледниковых покровов, в т. ч. шельфовых ледников и айс-

бергов, горно-покровных и горных ледников, морских дрейфующих льдов, ледяных покровов рек и озер, а также наледей с наземного и воздушного транспорта. ИМР позволяет измерять толщину льда, картировать подледный рельеф и определять объем ледников, исследовать их внутреннее строение и состояние — трещиноватость, внутреннюю температуру, внутренние неоднородности осадочного, тектонического или вулканического происхождения в виде протяженных слоев льда различной плотности и структуры, с разным содержанием минеральных и химических примесей, обнаруживать моренные слои и воду внутри ледников, обнаруживать и прослеживать в ряде случаев годовые слои в снежно-фирновой толще, измерять скорость движения на поверхности ледников, а также среднюю скорость распространения электромагнитных волн в ледниках. Основная область применения ЧМР в гляциологии — измерение толщины морского и пресноводного льдов. Погрешность измерения толщины льда с помощью ИМР и ЧМР определяется в основном достоверностью выбранной скорости электромагнитных волн и идентификации отраженных сигналов и лежит в пределах 2—20% для ледников и 5—50% для морских и пресноводных льдов.

РЛС БО эффективны для наблюдений за морскими льдами. По получаемым с их помощью радиолокационным изображениям можно определять размеры и форму ледяных полей, сплоченность и распространение льдов, их возраст, торосистость, количество, размеры, распределение и положение каналов и разводий среди льдов, а при повторной съемке — оценивать скорость и направление дрейфа льда и определять зоны растяжения и сжатия.

Ю. Я. Мачерет.

РАДИОИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЛЬДА.

Определение абс. возраста льда путем измерения содержания в нем естественных радиоактивных изотопов ^{10}Be , ^{14}C , ^{32}Si , ^{90}Ar , ^{210}Pb и некоторых др. Датирование верхних горизонтов фирново-ледяной толщи возможно также при нахождении в ней слоя повышенной β -активности, в котором находят гл. обр. изотопы ^{90}Sr , ^{137}Cs и трития ^3H ,

относящегося к известным термо-ядерным выбросам в атмосферу.

РАДИООПОВЕСТИТЕЛЬ СЕЛЯ. Автоматическая установка, передающая сигнал при прохождении селя; один из элементов службы *предупреждения о селевой опасности*. Действие. Р.с. основано на срабатывании датчиков при значительном возрастании горизонта водотока, которым характеризуется сход селевого потока. Р.с. устанавливают на расстоянии, достаточном для того, чтобы после получения сигнала хватило времени на эвакуацию населения из опасной зоны.

РАДИООПОВЕЩЕНИЕ О ЛАВИНЕ. 1. Одна из форм оперативного снеголавинного обслуживания — *предупреждение о лавинах* в пунктах, где население может подвергаться лавинной угрозе. 2. Система аварийной сигнализации о лавинообразовании, позволяющая не допустить нахождения людей в лавиноопасных зонах в момент возникновения лавины. Для разработки таких устройств в Австрии применяют установки, использующие эффект Доплера, в СССР — сейсмодатчики, в США — звуковую эмиссию.

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЛЬДА И ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. Определение абс. возраста льда и образцов органических материалов (угля, древесины, торфа, водорослей и др.) из разрезов ледниковых отложений путем измерения относительной концентрации радиоактивного изотопа ^{14}C в воздушных пузырьках и материале образцов. Животные и растения, части которых представлены в образцах, при жизни ассимилировали ^{14}C из атмосферы и воды, а после смерти, прекратив углеродный обмен со средой, стали терять его вследствие распада. Период полураспада ^{14}C считается равным 5570 ± 30 лет, в связи с чем метод радиоуглеродного датирования может применяться к отложениям, возраст которых лежит в интервале от 500 до 40 тыс. лет, хотя, пользуясь специальными способами обогащения радиоуглерода, можно отодвинуть этот предел до 70 тыс. лет. Т. о., интервал применения метода — от середины позднего плейстоцена

(средневалдайского интерстадиала) до конца голоцена.

Методы датирования льда по ^{14}C из воздушных пузырьков находятся в стадии разработки, хотя уже получены хорошие результаты в Гренландии, Альпах, на о. Девон. Радиоуглеродное датирование ледниковых отложений проводится давно и в массовых масштабах. Образцы для этого отбираются из слоев, которые подстилают и перекрывают моренные горизонты, а также из самой морены. В последнем случае следует учитывать вероятность того, что образцы захвачены ледником из пород ложа и могут быть существенно древнее этого ледника.

Косвенные данные о возрасте оледенения и хронологии дегляциации дает радиоуглеродное датирование осадков и береговых линий древних ледниково-подпрудных озер, а также морских террас, которые позволяют реконструировать конкретную картину гляциозостатических движений земной коры. *М. Г. Гросвальд.* **РАДОК (Radok)** Уве (род. 1916). Австралийский и американский ученый, специалист по полярной метеорологии и гляциологии. С 1944 г. работал под руководством Ф. Лёве на кафедре метеорологии Мельбурнского университета, с 1961 г. — зав. кафедрой. Исследовал циркуляцию атмосферы в полярных широтах, метелевый перенос и температурный режим ледниковых покровов. Руководитель обработки материалов МГГ, собранных Австралийской антарктической экспедицией. С 70-х годов работает в США, в Метеорологическом институте в Боулдере, где разрабатывает общие проблемы полярной гляциологии. В 1971—1975 гг. вице-президент, а в 1975—1979 гг. президент Международной комиссии снега и льда. Много лет был секретарем рабочей группы по гляциологии Международного комитета по антарктическим исследованиям, в 1970—1982 гг. секретарь Совета Международного антарктического гляциологического проекта.

РАЗВЕИВАНИЕ СНЕГА. См. *дефляция снега*.

РАЗВОДЬЕ. Разлом или разрыв очень сплоченного, сплошного льда,

припая или отдельной льдины в результате подвижек и процессов деформации. Р. протягиваются от нескольких метров до нескольких км, имеют разную форму и обычно сохраняются непродолжительное время. Появление Р. в открытом море часто бывает связано с приливами; в таких случаях разрежение льда чередуется со сжатием и наступает в определенное время, в зависимости от кульминации Луны. Р. могут быть заполнены ледяной кашей, покрыты ниласом или молодым льдом. По ширине Р. подразделяют на узкие (до 50 м), малые (50—200 м), средние (200—500 м) и большие (более 500 м). Акваторию с большим числом Р. называют зоной Р.

В. Л. Цуриков.

РАЗНОСТЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ. Разница в высотных отметках между вершинами гор в данном районе и днищами долин, в которые спускаются языки ледников. Обычно рассчитывается в среднем для ледникового бассейна или района оледенения (склона хребта или его части, отдельного ледникового узла и пр.). Разница в отметках горных вершин и снеговой линии называется **положительной Р. о.**, разница в отметках снеговой линии и днищ долин в этом районе — **отрицательной Р. о.** С увеличением положительной Р. о. возрастает интенсивность ледниковых процессов, а с уменьшением абс. величины отрицательной Р. о. увеличивается степень оледенения территории и возможность покрытия льдом данной горной страны. Понятие Р. о. введено С. В. Калесником [83] и широко используется в советской гляциологической литературе.

В. М. Котляков.

РАЗРЕЖЕНИЕ ПЛАВУЧЕГО ЛЬДА. Процесс, обратный *сжатию плавучего льда*. При Р. п. л. ледяные поля удаляются друг от друга. Сплоченность льда при этом может уменьшаться, т. е. происходит распыл льда, но может и не меняться, когда сжатый до того между льдинами тертый лед оседает и расплывается по всей свободной от более крупных льдин поверхности. Р. п. л. может иметь и ветровое, и приливное происхождение. В последнем случае наблюдается периодическое чередование сжатий и Р. п. л. Акваторию,

на которой происходит Р. п. л., называют зоной разрежения льда.

В. Л. Цуриков.

РАЗРЕЖЕННАЯ КРОМКА ЛЬДА.

См. *кромка льда*.

РАЗРУШАЮЩИЙСЯ АЙСБЕРГ.

См. *айсберг*.

РАЗРУШЕНИЕ СНЕГА. Нарушение связей между кристаллами снега и их сообществами при увеличении нагрузки на снег. Напр., при внедрении штампа в снежный покров столб снега, находящийся под штампом, теряет, сжимаясь, связи с окружающими его снежными слоями. Р. с. — начальное условие перехода медленного смещения снега по склону в лавинообразное движение.

РАЗРУШЕННОСТЬ ЛЬДА. Степень разрушения плавучего льда в процессе таяния. Оценивается визуально по пятибалльной шкале. Приводимая на с. 366 шкала разработана применительно ко льдам арктических и антарктических морей. Для остальных морей, а также для озер и водохранилищ она применима с теми или иными ограничениями и поправками.

РАЗРЫХЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Некоторое уменьшение или сохранение одинаковой плотности снежной толщи, сопровождаемое быстрым ростом кристаллов снега. Вызывается интенсивной сублимационной перекристаллизацией снега, особенно активно протекающей в горизонтах температурных скачков, близ границ разнородных слоев и корок. Р. с. п. приводит к образованию пористого средне- и крупнозернистого снега, отличающегося большой воздухопроницаемостью, малой прочностью и вместе с тем жесткостью и хрупкостью. Один из двух основных типов развития снежной толщи.

В. М. Котляков.

РАЙТ (Wright) Чарлз (1887—1975). Английский физик и гляциолог, известный исследователь Антарктиды. Почетный член Международного гляциологического общества (с 1968 г.). Участник Британской антарктической экспедиции Р. Скотта (1910—1913), проводил фундаментальные исследования свойств снега и льда. После этого работал в области физической океанографии, разных областях геофизики. Возвращался в Антарктиду в период МГГ. Совместно с Р. Пристли обосновал концепцию гляциоло-

РАН — РАС

ШКАЛА РАЗРУШЕННОСТИ ЛЬДА

Балл	Характеристика (признаки разрушения)
0	Полное отсутствие внешних признаков таяния
1	На поверхности льда наблюдаются отдельные снежицы в виде темных пятен на снегу и луж. Начинается дробление ледяных полей, состоящих из сморози битого льда
2	Снежицы распространены по всей поверхности льда, появляются озерки. В заснеженных районах, в бухтах у наветренных берегов лед покрывается сплошным слоем воды. Местами образуются водяные забереги, появляются полыньи против устьев рек
3	Появляются проталины, промоины и закраины, в припаяе возникают трещины и отдельные каналы, льдины приобретают округлую форму. Ледяной покров переходит в стадию обсыхания. Водяные забереги местами становятся сквозными; устьевые полыньи приобретают значительные размеры
4	Проталины и промоины распространены по всей поверхности льда. Сквозные водяные забереги обычно развиты на всем протяжении береговой черты. В бухтах происходит взлом припая. У кромки, среди битого льда встречаются грибовидные льдины с подводными ледяными таранами
5	Льдины распадаются на мелкие куски, которые сильно пропитаны водой, глубоко сидят в воде, имеют темно-серый цвет и напоминают ледяную кашу. Над водой выступают лишь возвышенные участки. Поверхность крупных льдин покрыта сплошными проталинами и сверху они имеют кружевообразный вид

гии как науки о всех видах природных льдов [315].

РАНДКЛЮФТ (син. *краевая ложбина*). Зазор между телом ледника и склоном долины, образующийся в результате теплового воздействия склона и стока талых вод.

РАСКРЫТИЕ ТРЕЩИН. Образование разрывов в поверхностном слое ледника в результате роста напряжения и превышения предельной прочности льда. Трещины направлены под прямым углом к направлению максимальных растягивающих напряжений: в потоке без продольных деформаций они идут под углом 45° к бортам ледника; в потоке с растяжением — поперек ледника на стрежне с разворотом вниз к бортам, но под углом, превышающим 45°; в потоке со сжатием они подходят к бортам под углами меньше 45°, ближе к продольному, чем к поперечному направлению, и отсутствуют на стрежне (см. рис. на с. 367).

Глубина трещин ограничивается гидростатическим давлением, которое должно быть меньше девиатора напряжений, обеспечивающего растяжение. Обычно при температуре 0°С они равны друг другу на глубине 30 м. В холодном льду при той же

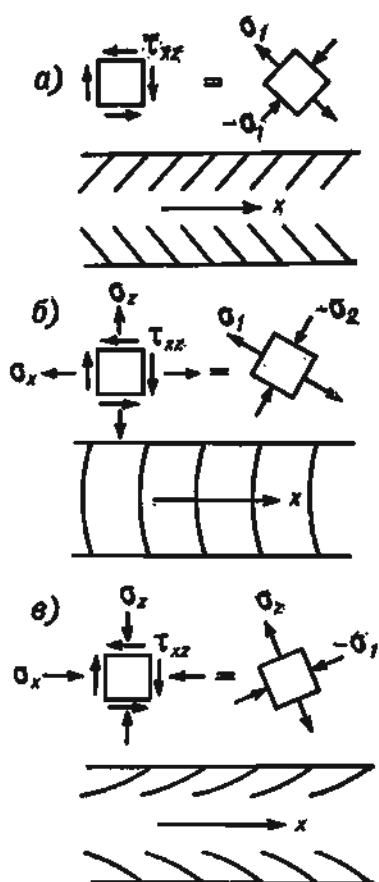
скорости деформации напряжение растяжения и глубина трещин больше. Трещины могут быть сколь угодно глубокими при заполнении их водой, препятствующей гидростатическому сжатию. В области аккумуляции с глубиной возрастает возраст и ширина трещин и лишь еще глубже они сужаются из-за гидростатического сжатия. В области абляции трещина нарастает в глубину, возраст и ширина верхней части трещины больше, чему способствует также распределение гидростатического давления.

А. Н. Кренке.

РАСПРЕСНЕНИЕ ЛЬДА. См. *опреснение льда*.

РАССОЛ ВО ЛЬДУ. Жидкая фаза морского льда и льда некоторых других соленых водоемов. Состав Р. в. л. лучше всего изучен в искусственном и природном морском льду. Масса рассола, его концентрация и состав меняются в зависимости от температуры (см. табл. на с. 367), т. к. при ее понижении часть воды и солей переходит в твердую фазу.

Р. в. л. образуется из морской воды. В нее с нижней поверхности нарастающего льда выдаются лезвиеобразные ледяные выросты. Проме-



Механизм раскрытия трещин в долинном леднике: а — влияние на напряжение сдвига только стенок трещин, б — напряжение сдвига и растягивающее движение, в — напряжение сдвига и сжимающее движение; стрелка со знаком x указывает направление горизонтальной составляющей движения ледника [291].

жутки между ними становятся все тоньше и переходят в пленки толщиной около 0,07 мм. По мере роста ледяного покрова температура на

каждом горизонте понижается, морская вода в пленках частично замерзает; последние под действием поверхностного натяжения разрываются на ряды вертикальных цилиндров кругового или эллиптического сечения, заполненных концентрированным рассолом. В процессе дальнейшего охлаждения сквозные вертикальные каналы делятся на серии замкнутых ячеек, также вытянутых вдоль вертикали. При последующем охлаждении ячейки уменьшаются в диаметре и особенно в длину. При повышении температуры ячейки могут вновь сливаться в вертикальные каналы, а их поперечные сечения увеличиваются, при этом происходит миграция рассола из верхних горизонтов в нижние.

В. Л. Цуриков.

РАССОЛЕНИЕ ЛЬДА. Потеря соли из морского льда вследствие движения вниз солевых ячеек, обусловленного температурным градиентом и силой тяжести.

РАССОЛОВОДНЫЙ ЛЕД. Лед с минерализацией более 50 г/л.

РАССОЛЬНЫЙ ЛЕД (син. *эвтектический лед*). Искусственно замороженный водный раствор соли. Широко используется на предприятиях холодильной и пищевой промышленности в качестве охлаждающего вещества в т. н. эвтектических аккумуляторах (зероторах).

РАСТУЩАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. См. *повторная ледяная жила*.

РАСХОД ЛЕДОХОДА. См. *ледоход*.

РАСХОД ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ. Объем или масса льда, проходящие через живое сечение ледника за единицу времени. Подвержен многолет-

СОСТАВ РАССОЛА В МОРСКОМ ЛЬДУ (%)

Температура, °C	H ₂ O	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма ионов
0,0	96,67	1,84	0,245	1,03	0,037	0,045	0,131	3,33
-1,8	96,68	1,84	0,260	1,02	0,037	0,036	0,125	3,32
-5,6	90,68	5,24	0,740	2,81	0,005	0,100	0,350	9,32
-7,6	87,93	6,72	0,910	3,63	0,135	0,120	0,460	12,07
-9,5	86,50	7,94	0,596	4,14	0,160	0,124	0,539	13,50
-10,6	85,18	8,76	0,605	4,62	0,177	0,165	0,594	14,82
-12,3	84,23	9,67	0,396	4,52	0,193	0,190	0,664	15,71
-15,0	82,32	10,85	0,250	5,51	0,218	0,188	0,750	17,68
-17,0	80,38	12,05	0,190	6,14	0,243	0,185	0,812	19,62
-22,6	76,96	14,34	0,151	7,02	0,310	0,149	1,06	23,04
-24,2	77,25	14,50	0,181	5,60	0,541	0,131	1,80	22,75
-28,0	76,65	15,31	0,301	4,61	0,950	0,118	3,06	23,35
-32,2	75,87	16,09	0,470	2,23	1,26	0,072	4,01	24,13
-35,5	75,16	16,81	0,720	1,57	0,94	0,030	4,77	24,84

ней, сезонной, межсуточной и внутрисуточной изменчивости в связи с изменчивостью скорости движения льда. Расход льда обычно максимален в районе границы питания ледника, где он равен в среднем чистой абляции; это приблизительно вдвое меньше расхода ледниковых рек, получающих также талые снеговые воды. Р. л. в л. происходит круглогодично, зимой он больше, чем в ледниковых реках, а летом уступает ему в 5 раз и более. На покровных ледниках, оканчивающихся в море, значительная часть расхода льда происходит путем откалывания айсбергов.

А. Н. Кренке.

РАСХОД ЛЬДА НА АЙСБЕРГИ.

Один из видов механической абляции, основной вид расхода Антарктического и значительная часть расхода Гренландского ледниковых покровов, где он достигает соответственно 2000 и 165 км³ воды в год. Оценивается по скорости движения льда у края, его толщине и длине ледяных берегов. Межгодовая изменчивость айсбергообразования, несомненно, очень велика, но пока не определена наблюдениями ни на одном леднике. Наибольший Р. л. н. а. характерен для выводных и шельфовых ледников.

В. М. Котляков.

РАСХОД ШУГОХОДА. См. шугоход

РАСЧЕТ СТОКА С ЛЕДНИКОВ.

Может быть детерминированным и вероятностным. Детерминированный расчет выполняется для конкретных дат, месяцев, сезонов, лет и преобладает в гляциологии. Для кратких периодов (до декады) Р. с. с л. распадается на расчет поступления воды с учетом потерь на внутреннее питание и расчет трансформации поступившей воды Q_n в сток Q . Расчет поступления может быть выполнен по простейшим связям с температурой воздуха и радиационным балансом или по более полным расчетным схемам, учитывающим все составляющие теплового баланса, для чего необходимы оценки текущей облачности и начального снегозапаса [100, 117]; последний может быть задан в виде кривых распределения или обеспеченности. Расчет трансформации выполняется с помощью моделей стока с ледников — однообъемных или

более сложных. Простейшая стационарная линейная однообъемная модель

$$\partial Q / \partial \tau + \alpha Q = \beta Q_n,$$

где $\alpha = 1/\tau_d$ (τ_d — параметр добега, равный времени стока 0,63 поступившей воды), а $\beta = \eta/\tau$ (η — коэф. стекания). Применяются нестационарные модели с переменным τ_d , меняющимся по косинусоиду в период абляции (уменьшение с развитием дренажа) или возрастающим в период насыщения фирновой толщи водой и падающим в период ее разгрузки. Для декадных и месячных периодов гидрографы поступающей воды не полностью трансформируются в сток — должны вводиться поправки на регулирование стока ледником. Для сезонного, годового и многолетнего периодов ледниковый сток равен поступлению воды, умноженному на коэф. стекания.

Для ледниковых систем годовой и многолетний ледниковый сток может быть рассчитан по полям летней температуры воздуха на высоте границы питания [115]. Для групп ледников эти поля пересчитываются в поля абляции, связанной с летней температурой воздуха зависимостью, близкой к кубической. Абляция на высоте границы питания может быть приравнена среднему стоку с ледника. Ледниковый сток с ледниковой системы получается перемножением площадей ледников между изолиниями абляции на средние значения абляции с последующим суммированием.

Стохастические методы расчета кривых обеспеченности ледникового стока для отдельных суток, декад, сезонов, лет по наблюдаемым рядам или по композиции рядов факторов стока аналогичны принятым в гидрологии, однако при Р. с. с л. пока оценивались лишь коэф. вариации ледникового стока.

А. Н. Кренке.

РАФТИНГ. Разнос обломков горных пород, гл. обр. морены, плавучими ледниками и айсбергами, гораздо реже — морскими льдами по акваториям Мирового океана, внутренних морей и озер. Один из главных процессов, участвующих в формировании ледниково-морских отложений.

В ледниковые эпохи области Р. в Сев. Атлантике и сев. части Тихого океана расширялись до 40° с. ш., в этих областях главным типом океанических осадков становился ледниково-морской. Однако общая роль Р. в гляциальном морфолитогенезе сильно преувеличивается маринистами.

М. Г. Гросвальд.

РЕГЕНЕРИРОВАННЫЙ ЛЕДНИК. См. *возрожденный ледник.*

РЕГИСТРАТОР ТОЛЩИНЫ ЛЬДА. Установка для измерения и записи толщины плавучего льда. Наиболее распространена ледемерная установка С. В. Комаровского; она состоит из двух планок, соединенных проволокой, для натягивания которой нижняя планка снабжается грузом. В начале ледового сезона проволока вмораживается в лед, а верхняя планка находится на поверхности льда. При измерении толщины льда проволока нагревается током от аккумулятора, причем вторым проводником служит провод, пропущенный параллельно проволоке. Благодаря нагреванию проволоки лед подтаивает, что позволяет поднять ее так, чтобы нижняя планка коснулась льда, после чего измеряют толщину льда. Для записи толщины проволока пропускается через блок самописца уровня. Существуют также акустические и электромагнитные Р. т. л.

В. Л. Цуриков.

РЕГИСТРАТОРЫ ДЕФОРМАЦИИ И НАПРЯЖЕНИЯ ЛЬДА. Установки, показывающие изменение формы образца льда при изменении силы, вызывающей его деформацию. По этой силе и известному сечению льда определяется напряжение во льду вплоть до разрушающего при испытаниях льда на изгиб, сжатие, растяжение и срез. Сила измеряется динамометрами, а напряжение — мессурами, механически увеличивающими на 2—3 порядка значения деформации, или оптическими приборами с таким же увеличением. Регистрация напряжения и силы обычно производится на пленке при помощи киноаппаратуры.

РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. *метаморфизм снега.*
РЕГУЛИРОВАНИЕ РЕЖИМА ЛЕДНИКОВ. Изменение балансов воды, льда или тепла ледников с целью их сохранения, получения дополнительного количества воды или предотвращения стихийных бедствий — паводков и гляциальных селей. Сохранение

ледников может быть достигнуто увеличением их альбедо путем сброса снега с окружающих склонов, снегозадержания на их поверхности или искусственного увеличения осадков. Дополнительная вода из ледников может быть получена путем их искусственного зачернения, расчистки от морен, взрывных работ, проходки дренажных или артезианских скважин. Борьба со стихийными прорывами воды из ледников или подпруженных ими озер состоит в заблаговременной проходке каналов или укладке сифонных трубопроводов. Воздействие на сток воды может изменить и движение ледника.

Меры Р. р. л. могут быть одноразовыми, применяемыми в течение одного периода аккумуляции или абляции, либо постоянными. Целесообразность их должна устанавливаться не только по предполагаемой эффективности с точки зрения целей регулирования, но и по оценке обратимых и необратимых последствий для всех остальных составляющих режима ледника и окружающей среды: ледниковых рек, пастбищ и т. д. Обратимые последствия, к которым относится увеличение таяния без изменения типа льдообразования, уменьшение альбедо в результате однократного сброса снега и т. п., могут быть оценены на основе изучения естественных аномалий режима ледников. Необратимые изменения — смена типов льдообразования — требуют сведений о вековой эволюции ледников. Не следует забывать и о взаимосвязи ледников в ледниковых системах; параллельный характер таких взаимосвязей облегчает планируемое Р. р. л. Практически до сих пор применялся лишь спуск ледниково-подпруженных озер (хр. Заилийский Алатау, Швейцарские Альпы), а также зачернение ледников на опытных площадках и участках. Остальные меры Р. р. л. пока не испытывались.

А. Н. Кренке.
РЕГУЛИРОВАНИЕ СНЕГОТАЯНИЯ. Искусственное ускорение или замедление снеготаяния в целях изменения стока талых вод. Существует несколько методов Р. с.: 1) уплотнение снежного покрова катками или виброуплотнителями, 2) полосное или сплошное зачернение поверхности снега, выполняемое с помощью наземных средств и авиации, 3) непосредственное воздействие на снежный

покров теплоизлучателей и нагретых струй, 4) электрообогрев снежного покрова и очищаемых от снега поверхностей, 5) регулирование снегонакопления с целью создания медленнее стайвающего пятнистого снежного покрова.

А. К. Дюнин.
РЕГУЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ ЛЕДНИКОВ. Естественное регулирование ледниками стока питаемых ими рек. Многолетнее регулирование состоит в увеличении ледникового стока в маловодные (без осадков) годы. Межсезонное регулирование заключается в концентрации стока на летний период, сухой в большинстве ледниковых районов. Внутрисезонное регулирование состоит в перераспределении стока с первой на вторую половину лета вследствие накопления талой воды во внутриледниковых емкостях с последующей разгрузкой по мере развития дренажа. Все виды регулирования оптимальны для использования ледниковых вод в ирригации, а многолетнее регулирование важно также и в энергетических целях. Кроме того, летнее разбавление речной воды чистой и холодной ледниковой водой способствует улучшению ее качества. Ледниковое питание рек в Средней Азии равно примерно $20 \text{ км}^3/\text{год}$, что составляет половину объема воды, необходимой для полного многолетнего регулирования рек.

А. Н. Кренке.
РЕЖЕЛЯЦИОННАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. См. *перекристаллизация льда*.

РЕЖЕЛЯЦИОННАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА. См. *перекристаллизация снега*.

РЕЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД. Лед, образующийся в процессе термо- и динамометаморфизма в результате плавления ледяных кристаллов и последующего замерзания талой воды в порах и полостях ледяной породы. Вследствие режеляционного метаморфизма трения, сопровождающегося плавлением и замерзанием по зонам надвигов в ледниках, образуется **фрикционно-режеляционный лед**, а под влиянием режеляционного метаморфизма давления, состоящего в плавлении и замерзании на участках временного избытка давления на ледниках, формируется **компрессионно-режеляционный лед**. Эти разновидности

льда часто встречаются на ледниках в виде голубых лент, полос и линз, загрязненных моренным материалом. Р. л. слагает также поверхностные слои мертвого ледникового льда.

В. М. Котляков.
РЕЖЕЛЯЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. *метаморфизм снега*.

РЕЖЕЛЯЦИОННЫЙ ФИРН. См. *фирн*.

РЕЖЕЛЯЦИЯ ЛЬДА. Смерзание льда в результате повторной кристаллизации воды, появляющейся на контактах ледяных кристаллов в результате приложения местной нагрузки и возникновения повышенного давления, вызывающего процесс плавления. Режеляционная перекристаллизация льда может быть вызвана и без повышения давления — при поверхностном таянии льда и поступлении талой воды в поры и трещины ледяной породы. В этом случае первичные кристаллы не только округляются, но и переплавляются — возникает *режеляционный лед*. Явление Р. л. открыто М. Фарадеем в 1850 г. при сведении двух кусков льда с намоченными поверхностями; термин введен Д. Тиндалем в 1858 г. Режеляцией объясняется прохождение твердого предмета сквозь лед без нарушения его целостности. В этом случае лед за предметом замерзает за счет отдачи тепла на таяние перед ним. Скорость Р. л. ω возрастает с ростом теплопроводности тела λ :

$$\omega = P\lambda/L_p V\rho,$$

где P — давление, L_p — удельная теплота плавления льда, V — объем предмета, ρ — плотность льда, $A = dT_{пл}/dP$ — изменение точки плавления льда $T_{пл}$ с изменением давления.

В. Р. Алексеев.
РЕЖИМ ЛЕДНИКА. Совокупность всех процессов, происходящих на поверхности и в толще ледника. Х. Альман в своих работах отождествляет понятия режима и баланса массы ледников, называя Р. л. сумму годовой аккумуляции и годовой абляции ледника. От такого понимания режима следует отказаться, сохранив за Р. л. широкое толкование — характеристику всех процессов внешнего и внутреннего массоэнергообмена ледника.

РЕЖИМ ЛЕДОВОГО ПЛАВАНИЯ

СУДОВ. Характер движения судов в зависимости от толщины льда, его прочности и сплоченности, прочности корпуса и мощности энергетической установки. Различают несколько режимов ледового плавания: а) непрерывное движение в сплошных льдах, характерное в основном для ледоколов и в меньшей степени для транспортных судов ледового класса (см. *ледопроеходимость*), которое с возрастанием толщины, торосистости и прочности льда становится неустойчивым; б) непрерывное движение в сплошных битых льдах, при котором скорость движения судна зависит от сплоченности льда, толщины и размеров льдин; в) движение в канале, проложенном ледоколом, когда скорость движения зависит от возможностей ледокола, прочности корпуса судна, сплоченности и толщины льда в канале (при невозможности самостоятельного движения в канале судно буксируется ледоколом, при этом наиболее распространена буксировка впритык к ледоколу); г) работа набегами, т. е. форсирование ледовых перемычек, состоящих из ледяных полей большой толщины или торосистых льдин, и преодоление сильно сжатого льда, когда ледокол быстро теряет скорость движения, останавливается и снова возвращается для разбега; д) движение в разреженных и редких льдах, по каналам, полыньям и разводьям, представляющее собой непрерывное маневрирование на ходу, с изменением направления и скорости движения. Лит. [177]. *Н. В. Волков.*

РЕЗЕРВНАЯ ВЫЕМКА. См. *противоналедные устройства.*

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ЗОНА (син. *снежная зона*). См. *зоны льдообразования.*

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-РЕЖЕЛЯЦИОННАЯ ЗОНА (син. *снежно-фирновая зона*). См. *зоны льдообразования.*

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ ЛЕД. Лед, формирующийся на ледниках в результате процессов рекристаллизации, сопровождающих оседание толщ и метаморфизм течения льда. Первично-рекристаллизационный лед образуется из фирна при оседании и собирательной рекристаллизации и отличается от него отсутствием сообщающихся пор и более высоким давлением в пузырьках

воздуха. Вторично-рекристаллизационный лед формируется в процессе течения льда при паратектонической рекристаллизации и катаклазе льда, а иногда при течении выдавливания. Р. л. составляет основную часть глубинных слоев ледников и ледниковых покровов.

В. М. Котляков.

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЙ

ФИРН. См. *фирн.*

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА.

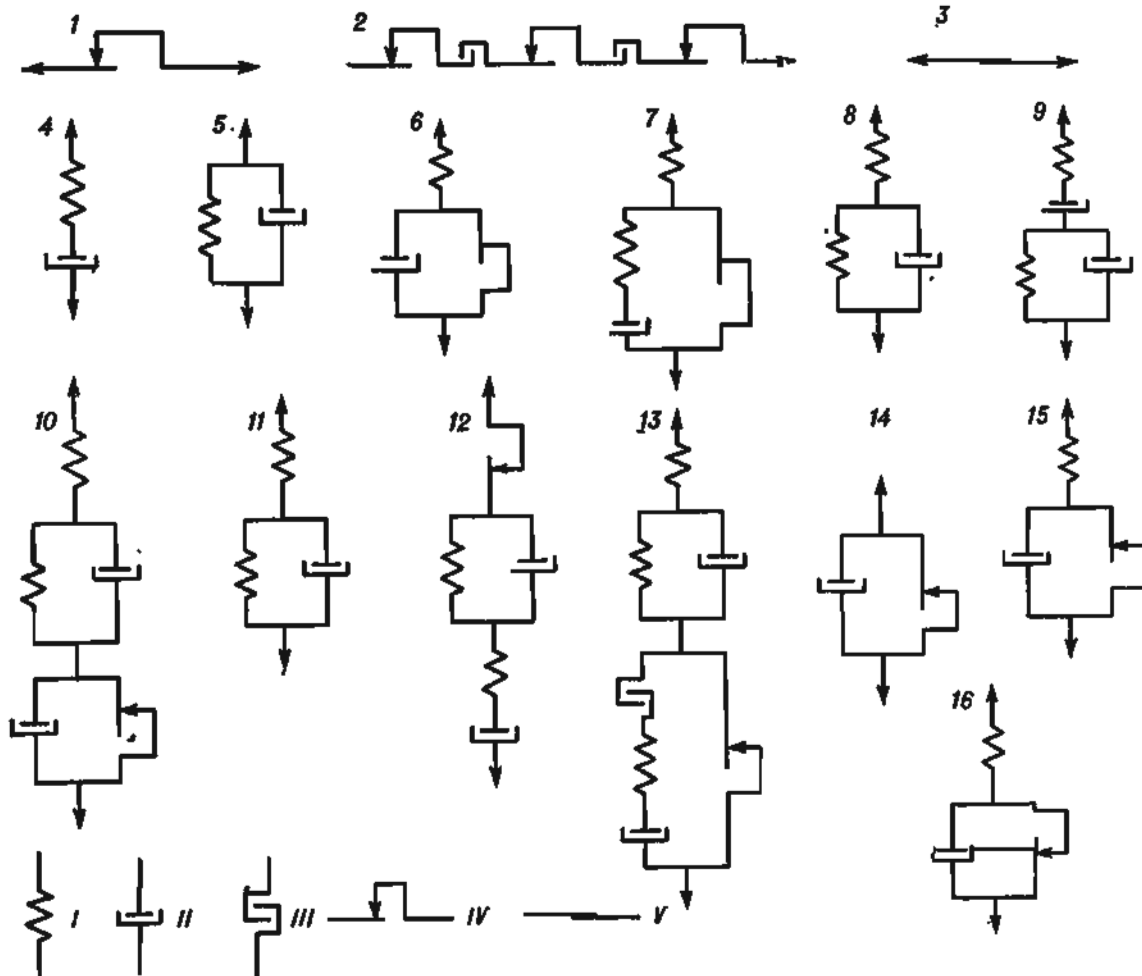
Один из типов метаморфизма ледяных пород, заключающийся в переходе молекул льда с кристаллической решетки одного кристалла на решетку другого, плотно примыкающего к первому. Протекает при отрицательных температурах в связи с тем, что в соприкасающихся кристаллах молекулярные силы стремятся к параллельному расположению кристаллических решеток, т. е. замене двух решеток одной. Т. о., мелкие кристаллы сливаются с крупными, растущими за их счет. Кроме того, вне зависимости от размеров зерен, переход молекул может происходить и в случае, если ось одного кристалла параллельна плоскости раздела, а ось другого наклонена к ней. Миграция вещества осуществляется от второго к первому. П. А. Шумский [220] выделяет несколько видов рекристаллизации: 1) округление зерен, т. е. их приближение к равновесной форме (шару) вследствие перехода вещества с выпуклых частей к вогнутым; 2) собирательную — рост крупных кристаллов за счет мелких благодаря разнице кривизны их поверхности; 3) миграционную, развивающуюся при напряженном состоянии ледяного массива, когда рост менее напряженных кристаллов, ориентированных базисными плоскостями ближе к направлению движения, происходит за счет более напряженных; 4) полигонизацию — распад перенапряженных изогнутых кристаллов на более мелкие в результате катаклаза льда. Первые два вида Р. л. служат проявлением сухого метаморфизма, приводящего к формированию рекристаллизационного фирна и первично-рекристаллизационного льда; третий и четвертый виды есть результат *динамометаморфизма льда*, определяющего появление и развитие вторично-рекристаллизационного льда, составляющего основную часть ледников и ледниковых покровов. *В. Р. Алексеев.*

РЕЛ — РЕО

РЕЛАКСАЦИОННЫЕ АВТОКОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ. См. *колебания ледников*.

РЕЛАКСАЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ В СНЕГЕ. Процесс непрерывного убывания сопротивления снега прило-

жания обладает сложными физико-механическими свойствами, зависящими от его плотности, температуры, структуры, предыстории развития, прилагаемых нагрузок. Структура снега пока не поддается количественному



Реологические модели снега: 1 — тело Сен-Венана, 2 — пластическое тело с упрочнением, 3 — тело Кулона — Навье, 4 — Р. м. с. по Э. Бухеру, 5 — тело Фойгта, 6 — тело Бингама, 7 — тело Шведова, 8 — тело Кельвина, 9 — Р. м. с. по Де-Кервену, 10 — Р. м. с. по А. М. Эльмесову, 11 — Р. м. с. по Б. А. Анфилову и др., 12 — Р. м. с. по Г. Циглеру, 13 — реологическая модель грунта по М. Н. Гольдштейну, 14 — тело Прандтля, 15—16 — возможные Р. м. с. в лавине.

женным к нему внешним силам при скачкообразном уменьшении скорости деформации. Примером Р. н. в с. может служить изменение напряжений в момент ступенчатого изменения скорости движения поршня, давящего на образец при одноосном сжатии.

РЕЛИКТОВАЯ НАЛЕДНАЯ ПОЛЯНА. См. *наледная поляна*.

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СНЕГА. Способы идеализации снега, представляемого как сплошная среда.

описанию, поэтому снег, который на самом деле является дискретной средой, считается сплошной средой, что вполне правомерно при изучении образцов со стороной 10 см и больше. Разновидности моделей сплошной среды называются реологическими моделями или телами. Их строят из элементов, которые сами по себе представляют простейшие реологические модели: упругий элемент (тело Гука), вязкий элемент (тело Ньютона), эле-

мент люфта, элемент сухого трения (тело Сен-Венана), связно-сыпучее тело Кулона — Навье [140] (на рисунке соответственно I, II, III, IV и V). Сложное поведение снега под воздействием нагрузки, ее изменений и длительности воздействия требуют для своего описания реологические модели разной сложности. На рисунке показаны Р.м.с., которые использованы разными авторами для описания поведения снега в определенных условиях в зависимости от поставленной задачи. Модели снега, как правило, физически нелинейны, а при больших деформациях — и геометрически нелинейны. *К. С. Лосев.*

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЕДНИКА. Характеризуют связь между деформациями ледников и вызывающими их напряжениями. В первом приближении эта связь описывается реологическими уравнениями, полученными в лабораторных опытах со льдом $\varepsilon_{ij} = b\sigma^{n-1}\sigma_{ij}$ или $\varepsilon_{ij} = b(1 + b_1\sigma^{n-1})\sigma'_{ij}$. Здесь b , b_1 и n — эмпирические коэф., b и b_1 зависят от температуры, $n \approx 3$; ε_{ij} , σ_{ij} — компоненты тензоров деформации и девиатора напряжения; если $i = j$, то напряжение нормальное, если $i \neq j$, то касательное, i, j — оси координат, $i = 1, 2, 3$; σ'_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжения; σ — обобщенное напряжение:

$$\sigma^2 = \frac{1}{2}(\sigma_{11}^2 + \sigma_{22}^2 + \sigma_{33}^2) + \sigma_{12}^2 + \sigma_{23}^2 + \sigma_{13}^2.$$

В лабораториях образцы обычно испытывают односторонние напряжения, в леднике напряжения, как правило, всесторонние и любая из компонент тензора деформаций зависит от всего тензора девиатора напряжений, что выражается в разных скоростях смыкания туннелей, трещин и скважин на одинаковых глубинах в разных частях ледников. Кроме того, в отличие от лабораторных условий, в природе Р.с.л. могут быть анизотропны, а тектонические структуры в леднике могут оказывать влияние на вектор скорости движения — модуль и направление. Наконец, в леднике как в массиве существуют многочисленные ослабленные поверхности, по которым происходят сдвиговые смещения глыб, и слои со скоро-

стями деформаций, на несколько порядков превышающими те же скорости внутри глыб. Р.с.л. в массиве сильно зависят от содержания жидкой воды на поверхностях сколов и на границах кристаллов. *А. Н. Кренке.*

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА. Характеризуют зависимость между необратимыми деформациями (течением) льда и вызывающими их напряжениями. Способность к необратимым деформациям называется пластичностью льда. Впервые теория вязкого течения льда была выдвинута в 1841 г. Рандю. В 1864 г. способность льда к необратимым деформациям была экспериментально доказана Рейшем, в 1888 г. Кельвин вычислил коэф. вязкости льда в предположении пропорциональности деформаций напряжениям. Вязкость льда определяется как сопротивление льда течению, прямо пропорциональное его скорости. Натурные определения вязкости на ледниках в предположении только сдвиговых деформаций ведутся на основе уравнения

$$U = \frac{1}{2\eta} \rho Z^2 \sin \alpha,$$

где U — превышение поверхностной скорости льда над донным скольжением, η — коэф. вязкости, ρ — плотность льда, Z — толщина, α — уклон ледника. Принятие U равным всей поверхностной скорости ведет к преуменьшению величины η . Опытным путем обнаружен большой разброс значений коэф. вязкости от 10^8 до 10^9 МПа·с. Согласно натурным данным, для ледников значения η изменяются от $1 \cdot 10^8$ до $2,5 \cdot 10^7$ МПа·с (по Лагалли около $1 \cdot 10^7$ МПа·с). Неустойчивость коэф. вязкости связана с нарастанием напряжений во времени и отклонением свойств льда от свойств вязкой (ньютоновской) жидкости. Поэтому лед можно представить в виде идеально пластического тела с пределом текучести около 0,1 МПа [286]. Такое тело не деформируется при напряжениях, меньших предела текучести льда, и деформируется с любой скоростью, зависящей от внешнего трения, при больших напряжениях. Фактически во льду наблюдается ползучесть, т. е. течение льда при напряжениях ниже предела текучести. Скорость течения льда может меняться во времени.

Для случайно ориентированного поликристаллического льда деформация вначале замедляется (переходная стадия), затем устанавливается на долгое время (вторичное течение), а после деформации порядка 10 % переходит к третичному, еще более быстрому течению. Первоначальное замедление связано с взаимодействием различно ориентированных кристаллов. Переход к третичному течению достигается в результате упорядочения ориентировки льда в процессе рекристаллизации.

Для вторичного течения в диапазоне напряжений, наблюдающихся на ледниках (0,05—0,2 МПа), связь между скоростью сдвига $\dot{\epsilon}_{xy}$ и сдвиговым напряжением σ_{xy} выражается законом Глена

$$\dot{\epsilon}_{xy} = k \sigma_{xy}^n$$

где k и n — эмпирические параметры. Для более сложных деформаций

$$\epsilon_{ij} = k \sigma^{n-1} \sigma_{ij}$$

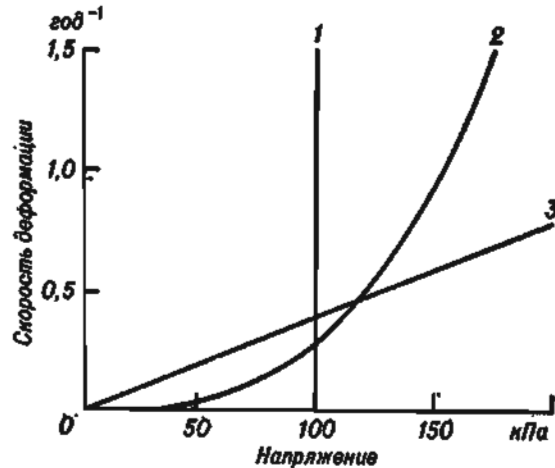
Здесь σ — обобщенное напряжение, являющееся функцией инвариантов девиатора тензора напряжений; i и j — оси координат, по которым разложены производные составляющих векторов скорости. Значения k и n определяются в лаборатории или в поле по деформации скважин в предположении сдвига; n меняется от 1,5 до 4,5 с переходом от вторичного к третичному течению, среднее значение n около 3. Различные типы реологических законов представлены на рисунке. П. А. Шумский [225] предложил двучленное уравнение вида

$$\epsilon_{ij} = b (1 + b_1 \sigma^{n-1}) \sigma_{ij}$$

где $n = 4$. Первый член в этом уравнении определяет вязкое течение за счет ползучести у границ зерен, второй — внутрикристаллические деформации; b и b_1 — эмпирические коэф. Показатель степени n не зависит от температуры. Коэф. k при температуре $-0,02^\circ\text{C}$ равнялся $8 \text{ МПа}^{-n} \cdot \text{год}^{-1}$. При изменении температуры k определяется из уравнения Арениуса:

$$k = k_0 e^{-\frac{W_A}{k_B T}},$$

где k_0 — константа, зависящая от размера зерен; T — абс. температура льда; k_B — постоянная Больцмана; W_A — энергия активации. Энергия активации льда — это энергия связи молекул с соседними частицами, ко-



Разные типы законов течения льда: 1 — идеальная пластичность с пределом текучести 100 кПа, 2 — закон Глена с $n = 3$ и $k = 0,28 \cdot 10^{-15} \text{ год}^{-1} \cdot \text{Па}^{-3}$, 3 — ньютоновское вязкое течение с вязкостью 8 ТПа·с.

торую необходимо преодолеть для их смещения, т. е. энергия, при деформации переходящая из механической в тепловую. Для чистого льда $W_A = 55,3 \text{ кДж/моль}$, а экспериментальные данные показывают, что в поликристаллическом льду значение W_A меняется от 30 до 200 кДж/моль и растет с повышением температуры.

Величина $e^{W_A/k_B T}$ — это время „оседлой жизни“ молекул, или время релаксации, для льда равное 10^{-15} с [269].

Отношение тепловой энергии ко всей энергии деформации или энергии активации ко всей энергии называется коэф. внутреннего трения ϕ . Для льда он равен 0,001—0,0001. Величину ϕ измеряют по затуханию амплитуды свободных колебаний образца льда:

$$\phi = \frac{1}{\pi} \ln \frac{\alpha_i}{\alpha_{i+1}},$$

где α_{i+1} — амплитуда колебания, следующего за колебанием с амплитудой α_i . По затуханию колебаний оп-

ределяют также динамический коэф. вязкости льда, равный 0,02—3,0 МПа·с; он в 10^6 меньше статического коэф. вязкости и зависит от нагрузок и времени действия.

А. Н. Кренке.

РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТЬ ЛЕДНИКОВ. Степень сходства основных черт морфологии, режима и эволюции ледника с остальными ледниками ледниковой системы или группы. Оценивается по сходству интегральных (слой или модуль стока), безразмерных (градиент абляции с высотой) и временных (параллельность колебаний, метеорологических условий, высоты границы питания, концов ледников) показателей. Для оценки степени Р. л. целесообразно привлечь теорию подобия, включающую выбор безразмерных показателей. Оценку репрезентативности следует связывать с задачей исследования. Н. Н. Пальгов [150] и В. Г. Коновалов [100] предлагали модели репрезентативного ледника, основанные на осреднении отдельных характеристик ледников, составляющих ледниковые системы.

А. Н. Кренке.

РЕЧНАЯ НАЛЕДЬ. Наледь на льду рек и ручьев. Обычно формируется разными типами природных вод. Нижняя часть наледи образуется вследствие выхода речных вод. При замерзании русла дальнейший прирост Р. н. происходит в результате замерзания изливающейся подземной воды. Весной, во время оттепелей и возврата холодов, на этом слое намораживается покров из талой снеговой воды. Р. н. имеют толщину до 5 м и иногда достигают в длину 70 км. Понятие Р. н. не всегда совпадает с термином *наледь речных вод*.

В. Р. Алексеев.

РЕЧНОЙ ЛЕД. Образуется в реках при кристаллизации воды в поверхностном слое и по глубине, при промерзании шуговых скоплений, смерзании находящегося на ледяном покрове и пропитанного водой снега, замерзании выступающей на лед воды в результате промерзания реки или растекания по льду воды мелких притоков. В соответствии с процессом формирования выделяются кристаллический (водный), шуговой, снежный и наледный типы Р. л., отличающиеся по внешнему виду, структуре и физико-механическим свойствам. В зависимости от фазы ледового ре-

жима наблюдаются следующие виды ледяных образований: при замерзании — забереги, ледяное сало, комья шуги, шуговые ковры и венки, снежура, пьтры, донный лед, льдины, битый лед, зажоры, ледяные валы; при ледоставе — ледяной покров, подледная шуга, торосы, нависший лед, наледи, осевший лед; при вскрытии — льдины, заторы, навалы льда, забереги, битый лед. Р. л. находится в неподвижном состоянии или в движении (ледоход, шугоход). Сроки появления и исчезновения Р. л., количественные характеристики его определяются гидрометеорологическими условиями холодного периода года, гидравлическими свойствами потока и морфологическими характеристиками русла.

Р. В. Донченко.

РИГЕЛЬ. Поперечный скалистый уступ на дне ледниковой долины, образующийся в месте выхода твердых пород или при переуглублении долины, вызванном усиленной деятельностью слившихся в данном месте ледников. См. также *троговые долины*.

РИССКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

РИХТЕР Гавриил Дмитриевич (1899—1980). Советский физикогеограф, основатель ландшафтного снеговедения. С 30-х годов работал в Институте географии АН СССР, в течение более чем 30 лет был зав. отделом физической географии, сыграл важную роль в становлении советского снеговедения. Организатор многих совещаний по снежному покрову в 50-х и 60-х годах. Автор книги о формировании и свойствах снежного покрова [166], создал известную сводку по географии и районированию снежного покрова на территории СССР [167], проанализировал роль снежного покрова в физико-географических процессах.

РОБИН (Robin) Гордон (род. 1921). Английский геофизик и гляциолог, в 1958—1982 гг. директор Полярного института им. Скотта в Кембридже. В 1949—1952 гг. принимал участие в Норвежско-британско-шведской экспедиции на Землю Королевы Мод в Антарктиде, где исследовал температурный режим и физические особенности ледникового щита, впервые выполнил его сейсмозондирование. Р. разработал теоретическую схему распределения температуры в крупном

ледниковом покрове [299], сохраняющую свое значение и сейчас. В 70-х годах под руководством Р. проведены обширные работы по дистанционному радиозондированию значительной части Антарктического ледникового покрова, позволившие впервые представить реальную картину коренного ложа материка и открыть ряд подледных озер. В 1958—1970 гг. секретарь, в 1970—1974 гг. президент Международного комитета по исследованиям Антарктики, с 1970 г. представитель Великобритании в Совете Международного антарктического гляциологического проекта.

РОЗА МЕТЕЛЕЙ. См. *метелевый режим*.

РОЛЛИГОН. См. *снежный транспорт*.

РОПАК. Отдельная льдина, стоящая вертикально или наклонно среди относительно ровной поверхности льда или резко выступающая среди гряды торосов. Иногда Р. называют вообще обломки льда, образующие надводную часть *торосов*.

РУСЛОВОЙ ЗАТОР. См. *затоп*.

РУСЛОВОЙ ЛЕДНИК. Узкий длинный ледник, залегающий в эрозионной борозде на горном склоне или в узком углублении на пологом склоне (последнее — в полярных областях). Образуется, как правило, в результате отложения снега при метелях в указанных понижениях рельефа. Раз-

новидностями Р. л. являются ледники барранкосов на склоне вулканического конуса и ледники кулуаров в высокогорье.

РУЧЕЙКОВОЕ ТАЯНИЕ. Таяние льда за счет теплового воздействия талой воды. Представление о явлении Р. т. связано с обнаруженным на теплых ледниках механизмом природного саморегулирования таяния [82]. Стекающая по поверхности ледника в виде пленок и ручейков талая вода, постепенно собирающаяся в более крупные каналы, нагревается выше температуры плавления. На горных ледниках в период таяния в дневное время ее температура чаще всего находится в пределах 0,2—0,5 °С. Перегрев связан с тем, что талая вода перехватывает часть теплового потока, приходящего из атмосферы и расходуемого на таяние. Нагретая вода, внедряясь во внутренние части ледникового тела, обеспечивает внутреннее таяние на внутриледниковых каналах. Талая вода охлаждается на крутых поверхностях и там, где она растекается по коре таяния в мелких ручейках. Т. о., разогрев воды и вследствие этого ослабление таяния на одних участках, остывание и поэтому усиление таяния на других обуславливает природный механизм саморегулирования таяния, оказывающий воздействие на морфологию ледника.

А. Н. Кренке.



САЛЬТАЦИЯ СНЕЖИНОК. Одна из трех форм перемещения снега в метели, представляющая собой скачкообразное движение частиц снега в снеговетровом потоке. Энергия частицы, находящейся в полете, сообщается при толчке другой частице, когда первая падает на поверхность. Одна летящая с большой скоростью частица способна оторвать от поверхности несколько других, что ведет к насыщению снеговетрового потока. С. с. является преобладающей фор-

мой движения снега в *низовой метели*.

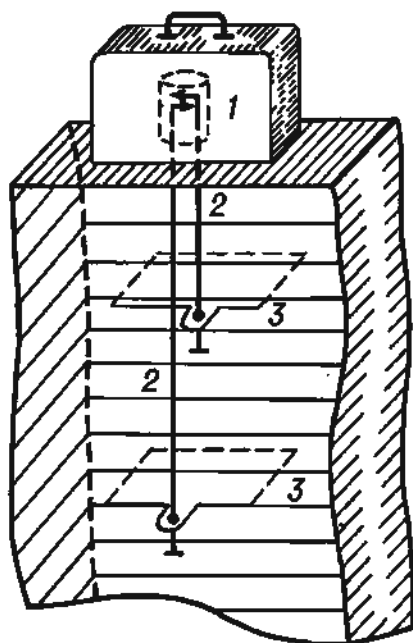
В. М. Котляков.

САМАРОВСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА. См. *ледниковые эпохи в плейстоцене*.

САМОДИФФУЗИЯ ВО ЛЬДУ. Миграция молекул воды через кристаллическую решетку льда. Механизм не вполне ясен. Предполагают, что С. в. л. происходит благодаря существованию в пустотах кристаллической решетки молекул воды, которые взаимодействуют с D- и L-ориентацион-

ными дефектами. Существует также мнение, что молекула воды диффундирует в пространстве пустот кристаллической решетки, а затем занимает в ней соответствующее место. Величина S в. л. лежит в диапазоне от $2 \cdot 10^{-7}$ до 10^{-6} м²/с, энергия активации льда находится в пределах 54—67 кДж/моль. В. Р. Алексеев.

САМОПИСЕЦ ОСЕДАНИЯ СНЕГА. Прибор для измерения процесса оседания снега в естественных условиях. Состоит (см. рис.) из приемного ме-



Самописец оседания снега.

ханизма с часовым барабаном недельного завода (1), передающих движение штанг (2) и датчиков-пластин (3). Приемную часть прибора устанавливают на доске, закрепленной в стенке шурфа, а в толщу снега вставляют дюралевые пластины, соединяемые с приемной частью передающими штангами. В процессе оседания происходит сближение доски, на которой установлена приемная часть, и пластин, что отражается на ленте самописца.

СВЕЖЕВЫПАВШИЙ СНЕГ. См. снежный покров.

СВЕЖЕОТЛОЖЕННЫЙ СНЕГ. См. снежный покров.

СВЕРДРУП (Sverdrup) Харальд Ульрик (1883—1957). Норвежский метеоролог, океанолог и гляциолог. Директор Норвежского полярного института (1948—1957). Научный руко-

водитель экспедиции Р. Амундсена на судне „Мод“ (1918—1925). Вместе с Х. Альманом является родоначальником скандинавской гляциологической школы. На ледниковом плато Изаксен на о. Зап. Шпицберген им впервые (1933) выполнены измерения всех составляющих теплового баланса таяния ледника и предложен метод расчета турбулентного обмена по градиентным наблюдениям [307].

СВЕТЛЫЙ НИЛАС. См. нилас.

СВОЙСТВА МОРСКОГО ЛЬДА.

Свойства льда, обусловленные его минерализацией, т. е. содержанием в нем солей в твердом виде и особенно в виде рассола. Количество *рассола во льду* тесно связано с температурой замерзания морской воды и самого рассола. Его концентрация всегда соответствует его точке замерзания, которая понижается с увеличением концентрации рассола. При понижении температуры льда происходит замерзание части рассола до тех пор, пока его точка замерзания не станет равной температуре льда. При повышении температуры часть льда, окружающего ячейки с рассолом, тает, и концентрация последнего понижается до тех пор, пока его точка замерзания не достигнет равновесия с новой температурой льда. В табл. 1 и 2 приведены связи хлорности, солёности рассола и температуры замерзания морской воды по последним данным.

Количество рассола в морском льду увеличивается с ростом температуры и минерализации, которая точнее выражается через хлорность, т. к. хлориды кристаллизуются при -23°C , а многие другие соли — при более высоких температурах (около -8 и -2°C). Количество рассола в морском льду показано в табл. 3. Плотность морского льда при отсутствии в нем газовых включений зависит не только от плотности чистого льда, но и от плотности рассола, которая растет с понижением температуры за счет увеличения его минерализации, а также от количества чистого льда, выделяющегося из рассола или тающего. Поэтому плотность морского льда имеет точку минимума при определенной температуре, функционально связанной с минерализацией рассола. Соответственно и коэф. теплового расширения морского льда меняет свой знак.

СВЯ — СЕВ

Таблица 1

ТЕМПЕРАТУРА ЗАМЕРЗАНИЯ МОРСКОЙ ВОДЫ t В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ХЛОРНОСТИ Cl_p И СОЛЕНОСТИ ξ_p

Cl_p ‰	0,00	3,00	6,00	9,00	12,00	15,00	20,00
ξ_p ‰	0,00	5,42	10,84	16,26	21,68	27,10	36,13
t °C	-0,014	-0,298	-0,584	-0,878	-1,172	-1,781	-2,098

Таблица 2

ХЛОРНОСТЬ Cl_p И СОЛЕНОСТЬ ξ_p РАССОЛА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ t

t °C	0,0	-2,0	-8,0	-15,0	-20,0	-23,0
Cl_p ‰	0,00	20,41	70,60	107,88	129,11	143,51
ξ_p ‰	0,00	36,63	124,81	177,34	211,43	232,48

Таблица 3

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА МОРСКОГО ЛЬДА КАК ФУНКЦИЯ ЕГО ХЛОРНОСТИ, СОЛЕНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ

t °C	$\frac{Cl_p \text{ min}}{\xi_p \text{ min}} \text{ ‰}$							
	0,00 0,00	2,00 3,38	4,00 6,76	6,00 10,14	8,00 13,52	10,00 16,90	12,00 20,23	15,00 23,33

Относительная масса рассола в морском льду (в г рассола на г льда) ¹

-0,2	0,000							
-2,0	0,000	0,098	0,196	0,294	0,392	0,490	0,589	0,735
-8,0	0,000	0,028	0,057	0,086	0,114	0,142	0,171	0,213
-15,0	0,000	0,018	0,037	0,055	0,074	0,092	0,109	0,136
-23,0	0,000	0,014	0,028	0,042	0,056	0,069	0,084	0,105

Плотность морского льда (кг/м³), лишенного газовых включений

-0,2	917							
-2,0	917	927	940	948	958	970	981	998
-8,0	919	923	927	932	936	941	944	952
-15,0	921	924	928	931	935	939	943	948
-23,0	923	926	930	934	937	941	945	951

Коэффициент объемного расширения морского льда (10⁻³/°C)

-0,2	916,73							
-2,0	917,00	4,31	-8,56	-12,36	-18,83	-23,78	-30,59	-37,91
-8,0	917,92	0,00	-0,22	-0,51	-0,72	-0,92	-1,14	-1,47
-15,0	918,97	0,14	0,06	0,05	0,00	-0,09	-0,23	-0,39
-23,0	920,19	1,08	1,63	2,17	2,79	3,39	4,29	5,66

Эффективная теплоемкость морского льда (кДж/(кг·°C))

-0,2	2,09							
-2,0	2,09	18,17	34,33	50,45	66,57	82,69	98,81	148,42
-8,0	2,05	2,97	3,94	4,86	5,78	6,70	7,62	9,04
-15,0	2,01	2,26	2,47	2,72	2,97	3,22	3,56	3,85
-23,0	1,93	2,05	2,14	2,26	2,34	2,47	2,55	2,72

¹ Максимально возможная масса рассола близка к 0,9; при большем его содержании лед рассыпается.

Эффективная теплоемкость морского льда складывается не только из тепла, расходуемого на нагревание чистого льда, но и на нагревание рассола и выкристаллизовавшихся солей, а также из тепла, необходимого для фазовых переходов рассола и твердых солей. Поэтому эффективная теплоемкость морского льда в значительной степени зависит от его температуры и минерализации. При этих условиях понятие о теплоте образования и таяния льда теряет физический смысл, однако можно оценить количество тепла, потребное для превращения воды в лед с той же температурой или для таяния льда при условии равенства температур льда и воды.

Содержание рассола в морском льду понижает его прочность и сказывается на других механических свойствах, таких, как модуль упругости, коэф. трения и пр. **В. Л. Цуриков.**
СВЯЗАННАЯ ВОДА В СНЕГЕ. См. *типы воды в снеге.*

СВЯЗНЫЙ СЕЛЕВОЙ ПОТОК. См. *селевой поток.*

СГЛАЖИВАНИЕ ЛЬДА. См. *деформация морского льда.*

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН. Часть Мирового океана площадью 13,1 млн. км², расположенная в Арктической области между Евразией и Сев. Америкой. Характерной особенностью С. Л. о. служит мощный ледяной покров, занимающий в марте около 11,4, а в сентябре 7 млн. км². Вследствие влияния теплых течений круглый год свободны ото льда только Норвежское и незначительная часть Гренладского и Баренцева морей. Районы С. Л. о., летом освобождающиеся ото льда, зимой покрыты льдом толщиной 0,8—2 м. Толщина многолетнего льда в центральной части С. Л. о. — Арктическом бассейне — достигает 4,5 м. Общий объем льда в С. Л. о. составляет около 26 тыс. км³. В ряде районов, особенно в море Баффина, встречаются айсберги; в Арктическом бассейне по 6 лет и более дрейфуют ледяные острова, образующиеся путем откалывания льда от шельфовых ледников Канадского Арктического архипелага. Для дрейфа льдов характерен замкнутый антициклонический круговорот в Амеразийском бассейне со средней скоростью 2—5 см/с и циклоническая циркуляция в Евразийском бассейне

с выносом льдов в Гренландское море и далее на юг со скоростями 10—20 см/с (см. рис. к статье *Дрейф льда*). Ледовые условия С. Л. о. существенно затрудняют плавание по Сев. морскому пути и Сев.-Зап. проходу, где судоходство возможно лишь в течение 2—3 летних месяцев и, как правило, в сопровождении ледоколов.

В. М. Котляков.
СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ. Обширный сложно построенный древнеледниковый покров сев. половины Сев. Америки. Возник впервые около 2,8 млн. л. н., после чего он, за исключением своей гренландской части, многократно разрушался и вновь возникал. Последний С. л. п. достигал максимума между 17 и 21 тыс. л. н., т. е. одновременно с Евразийским и, вероятно, Антарктическим ледниковыми покровами. В границах, проводимых Р. Флинтом, Дж. Дентоном и др. [254, 263], площадь С. л. п. составляла 18,32 млн. км²; этот покров распространялся на шельф и приморские низменности на площади 10,2 млн. км², т. е. был более чем наполовину „морским“. По одной из гипотез, на С и СВ он переходил в обширные плавучие шельфовые ледники, соединявшие его с Евразийским ледниковым покровом.

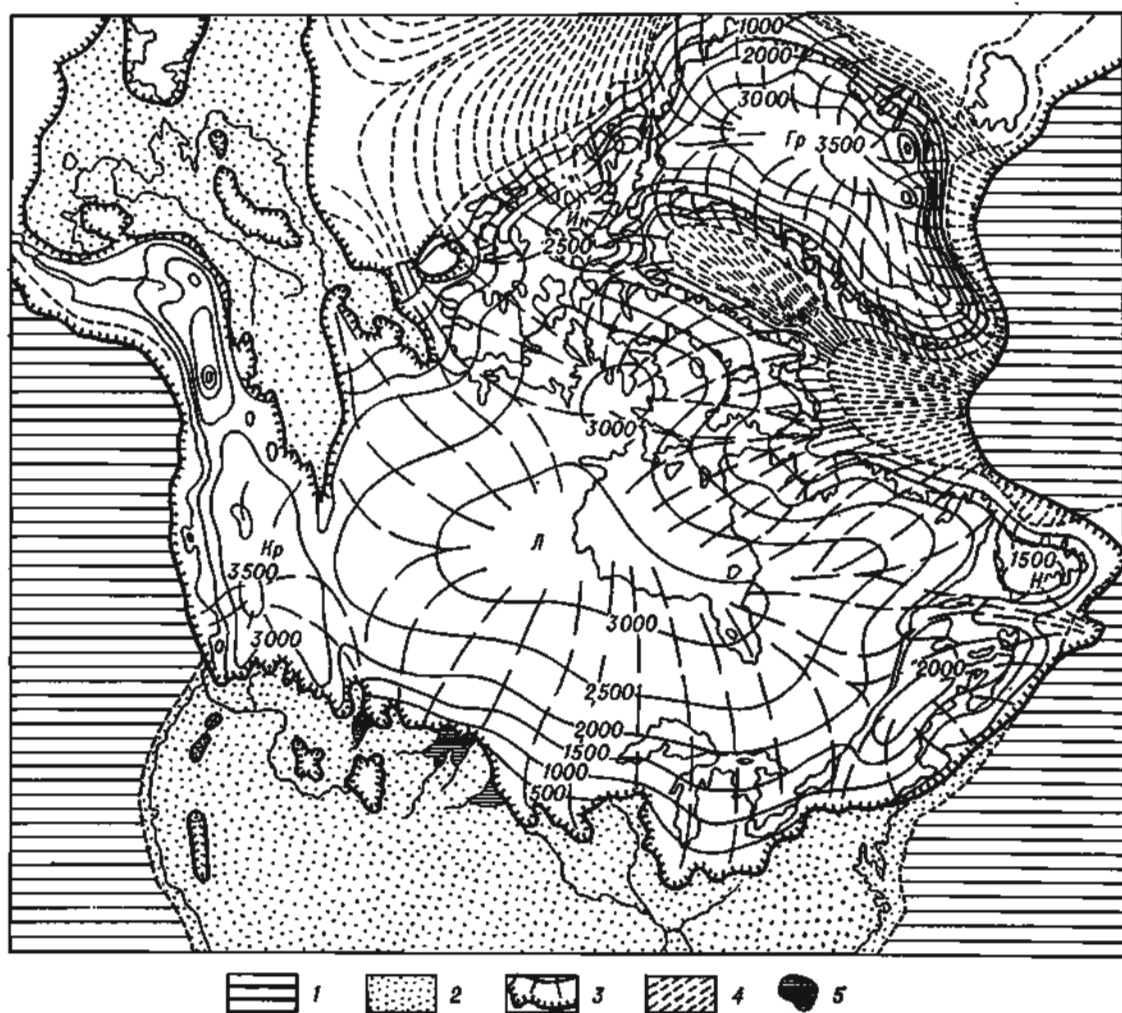
Самыми крупными частями С. л. п. были массивные выпуклые ледниковые щиты: Лаврентьевский (площадь 11,6 млн. км², объем 34,8 млн. км³, главный купол с центром над юго-зап. частью Гудзонова залива поднимался до высоты 3,4 км), Гренландский (площадь 3,13 млн. км², объем 5,59 млн. км³, высота около 3,5 км), Иннуитский (площадь 0,92 млн. км², объем 1,13 млн. км³, высота около 2,5 км), а также Кордильерский горно-покровный комплекс (площадь 1,4 млн. км², объем около 2 млн. км³) (см. рис.). Важное место в системе С. л. п. играл Иннуитский щит, который почти целиком покрывал о-ва Королевы Елизаветы с их проливами и соединял Лаврентьевский щит с Гренландским. В последние годы предложено несколько новых реконструкций (Дж. Айвс, Дж. Эндрюс и др.), предполагающих, что на месте массивных ледниковых щитов располагались аггломерации более мелких ледниковых куполов, лежавших на плато и о-вах. Однако та-

кие схемы плохо согласуются с данными о гляциоизостатических движениях и ледниковой геоморфологии.

В максимум последнего оледенения талые ледниковые воды поступали в бассейн Миссисипи и непосредственно в океаны. Лишь после отступления льда за широтный водо-

СЕГРЕГАЦИОННО - ЦЕМЕНТНОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ. См. *льдообразование в горных породах*.

СЕГРЕГАЦИОННО - ЦЕМЕНТНЫЙ ЛЕД. Подземный лед, возникающий в результате сегрегационно-цементного льдообразования. См. *классификацию подземных льдов*.



Последний Североамериканский ледниковый покров (реконструкция). Ледниковые щиты: Л — Лаврентьевский, Н — Ньюфаундлендский, Гр — Гренландский, Ин — Иннуитский, Кр — Кордильерский горно-покровный комплекс. 1 — свободный от ледников океан, 2 — внеледниковая суша, 3 — ледники, налегающие на твердое ложе, 4 — плавающие шельфовые ледники, 5 — приледниковые озера. Изолиниями показана высота рельефа (в метрах) ледникового покрова.

раздел материка (14 тыс. л. н.) южнее и юго-западнее Лаврентьевского ледникового щита возникли системы больших ледниково-подпружных озер — Альгонкская, Агассиса, Макконнел и др., их осадки известны на площади в 3,5 млн. км². М. Г. Гросвальд.

СЕГРЕГАЦИОННОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ. См. *льдообразование в горных породах*.

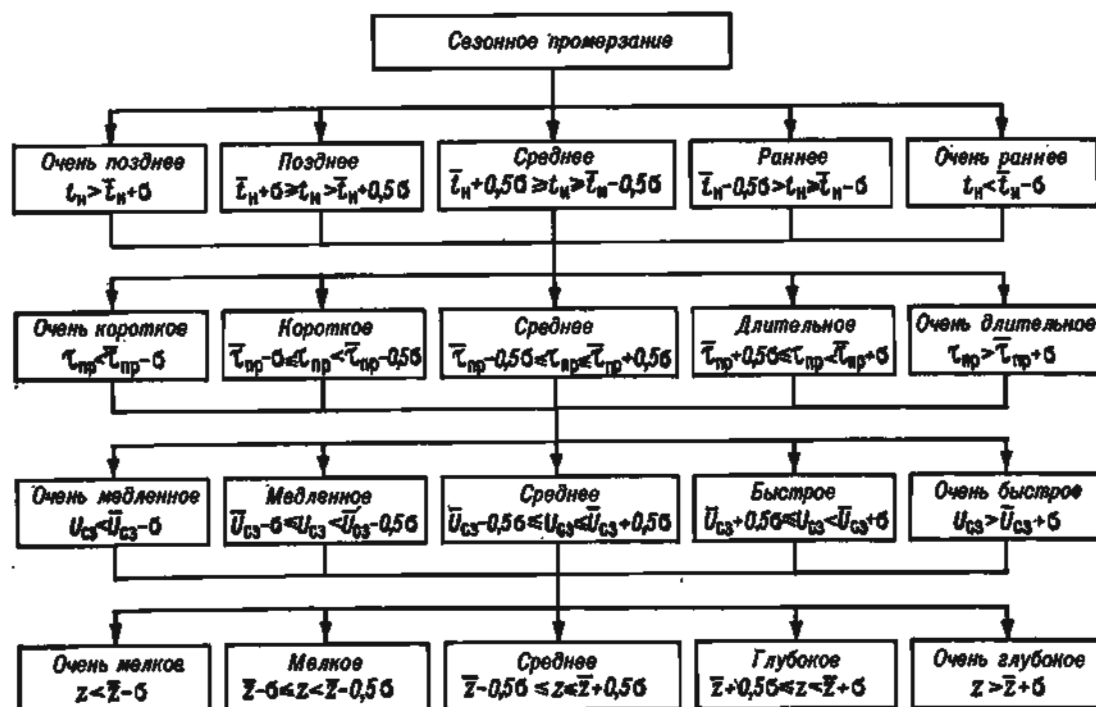
СЕГРЕГАЦИОННЫЕ ЛЕДЯНЫЕ ЗАЛЕЖИ. Залежи подземного льда пластовой и линзовидной форм, возникающие в результате сегрегационного льдообразования. Мощность С. л. з. может достигать нескольких метров в современных рыхлых отложениях (ледяные ядра сегрегационных бугров, полос, площадей пучения). По-видимому, к С. л. з. относится

также часть пластовых льдов мощностью в несколько десятков метров в средне- и верхнелейстоценовых морских, прибрежно-морских, ледниково-морских и ледниковых эпигенетически формировавшихся многолетнемерзлых породах.

Б. И. Втюрин.

СЕГРЕГАЦИОННЫЙ ЛЕД. Подземный лед, возникающий в результате

является или систематически каждый холодный сезон или периодически не-ежегодно, может быть устойчивым и неустойчивым. Бывает прямым, развивающимся от дневной поверхности в глубь пород, и возвратным, направленным от поверхности многолетнемерзлых пород в сторону дневной поверхности. Эти два типа процесса С. п. п. разнятся по всем количествен-



Классификация сезонного промерзания горных пород [42]; t_n , $t_{пр}$, U_{cs} , z — частные значения начала процесса, длительности периода его проявления, среднелинейной скорости и глубины проявления; $\bar{t}_n$, $\bar{t}_{пр}$, $\bar{U}_{cs}$, $\bar{z}$ — средние многолетние значения тех же показателей процесса; σ — среднее квадратическое отклонение частных значений показателей от средних многолетних.

сегрегационного льдообразования; самый распространенный тип *эвидентных подземных льдов*. Обуславливает формирование сегрегационно-шлировых криотекстур и сегрегационных ледяных залежей. См. *классификацию подземных льдов*.

СЕЗОННАЯ МЕРЗЛОТА. См. *сезонномерзлый слой*.

СЕЗОННАЯ СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ. См. *граница сезонного снега*.

СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ ПОРОД. Процесс совокупного изменения состояния, состава и свойств горных пород при фазовом переходе в них воды и водяного пара в лед, длящийся более одних суток, но менее одного года с сезонной ритмичностью. Свойствен большей части суши, про-

ним показателям (см. рис.). Они проявляются в определенном сочетании на большей части области многолетнемерзлых пород. Возвратное С. п. п. может начинаться позднее прямого, одновременно с ним или раньше при одновременном окончании процессов. Многообразие видов С. п. п. — основная причина формирования разных генетических типов сезонномерзлых пород и подземных льдов, многообразия криогенного строения сезонномерзлых пород, образования многочисленных форм криогенного рельефа. С. п. п. лежит в основе формирования сингенетических многолетнемерзлых пород и свойственных им текстурообразующих подземных льдов.

Е. А. Втюрина.

СЕЗОННОКРИОГЕННЫЕ ПОРОДЫ.

Породы, слагающие самую верхнюю часть *криолитозоны*, которым свойствен сезонный цикл промерзания — протаявания. Оба процесса — и сезонное промерзание, и сезонное протаявание — последовательно проявляются в С. п. хотя бы один год за многолетний период, условно равный 30 годам. Независимо от теплового состояния подстилающих толщ (немерзлые, талые, многолетнемерзлые), для С. п. характерны две фазы развития: аградационная и деградационная. В аградационную фазу С. п. находятся в мерзлом состоянии и называются сезонномерзлыми породами, а в деградационную — в талом состоянии и называются сезонноталыми породами. В пределах СССР С. п. практически повсеместны. Мощность их от 10—20 см на крайнем Ю и С области их распространения до 4—6 м в ее центральной зоне. *Е. А. Втюрина.*

СЕЗОННОМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ.

Породы, ежегодно или периодически мерзлые в холодный сезон, независимо от теплового состояния подстилающей толщи (немерзлая, талая или мерзлая). Свойственны зонам и областям как с многолетнемерзлыми породами, так и без них. Аналогичные породы, ежегодно или периодически талые в теплый сезон, называются *сезонноталыми породами*. Первые представляют собой *аградационную фазу*, а вторые — *деградационную фазу* сезоннокриогенных пород. И те, и другие имеют мощность от 10—20 см на крайнем Ю и С области сезоннокриогенных пород до 4—6 м в ее центральной зоне.

Е. А. Втюрина.

СЕЗОННОМЕРЗЛЫЙ СЛОЙ. Слой пород, подвергающийся сезонному промерзанию и протаяванию, подстилаемый талыми или немерзлыми породами. Название предложено в 1956 г. взамен термина *сезонная мерзлота*. Соответствует понятию *сезоннокриогенных пород* вне области неглубоко залегающих *многолетнемерзлых пород*. Для пород С. с. одинаково характерно и сезонноталое, и сезонномерзлое состояние, причем талыми, как правило, они бывают более длительное время, чем мерз-

лыми. В области неглубоко залегающих многолетнемерзлых пород аналогичный горизонт называется *сезонноталым слоем*. Породы этого слоя более длительное время бывают мерзлыми, а не талыми.

Е. А. Втюрина.

СЕЗОННОТАЛЫЕ ПОРОДЫ. См. *сезонномерзлые породы*.

СЕЗОННОТАЛЫЙ СЛОЙ. См. *сезонномерзлый слой*.

СЕЙСМОГЕННАЯ ЛАВИНА. Лавина, возникновение которой связано с нарушением устойчивости снежного покрова на склоне, обусловленным землетрясением.

СЕЙСМОЗОНДИРОВАНИЕ ЛЕД-

НИКОВ. Сейсмические измерения на ледниках, т. е. изучение распространения в ледниках упругих волн с частотой 20—200 Гц, возбужденных искусственным путем с помощью взрывов или ударов. Волны претерпевают отражение и преломление на границах сред с различными упругими свойствами (разной скоростью распространения волн) и возвращаются к поверхности, где создают ее колебания, которые регистрируются сейсмоприемниками, преобразующими механические колебания в электрические для записи на осциллографной бумаге или магнитной ленте в виде сейсмограмм. Сейсмоприемники устанавливаются серией (косой) на разных расстояниях от пункта взрыва. Регистрируется время прихода, амплитуда, фаза, частота волн. Различаются методы отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн. При взрыве образуются объемные — продольные (*p*), поперечные (*s*), поверхностные (*L* и *R*), звуковые и сложные волны. Все они различаются по скорости распространения (соответственно *c_p*, *c_s*, *c_R* и т. д.). Наиболее интенсивны и информативны в гляциологии *p*-волны. В градиентных средах с постепенно меняющейся по глубине скоростью волн образуются рефрагированные волны.

Сейсмические исследования толщины ледников начаты в Альпах в 1926 г. и широко развивались в 30-е годы. В 50-х и 60-х годах большое внимание уделялось сейсмическим методам исследования свойств ледниковой толщи. Однако с 70-х го-

дов этот метод вытесняется методами радиолокации ледников, но он сохраняет значимость в качестве независимого источника информации, имеющего другие пределы применения.

При малых толщинах ледников лучшие результаты дает МПВ, при больших — МОВ [136]. Длина профилей сейсмозондирования на ледниках — сотни метров, расстояние между приемниками 20—30 м при МОВ и 20—100 м при МПВ. Заряды взрывают в скважинах — во льду на глубине 1—4 м, в фирне на глубине 10—15 м на горных ледниках и 60 м в Антарктиде. Скорости распространения сейсмических волн неодинаковы: во льду $c_p = 3600 \div 3900$ м/с, $c_s = 1700 \div 1950$ м/с, в снегу и фирне меняются с ростом плотности ρ от 1000 до 3500 м/с, в среднем возрастая на 50 м/с на каждые 10 кг/м^3 , однако эта зависимость нелинейна. Скорости во льду зависят от его температуры ($\partial c_p / \partial t \approx 2,5$ м/с на 1°C ; $\partial c_s / \partial t \approx 1,2$ м/с на 1°C). Скорость p -волн вдоль главной c -оси кристаллов льда на 200 м/с превышает скорость в базальной плоскости, т. е. наблюдается зависимость c_p от анизотропии льда. Декремент поглощения (внутреннее трение), равный поглощению волны на участке пути в одну длину волны, для покровных ледников составляет 0,006, а для горных 0,150. Внутреннее трение зависит от минерализации льда и может служить средством его оценки. В рыхлой морене $c_p = 1200 \div 1400$ м/с, в мерзлых отложениях $c_p = 3700 \div 4400$ м/с, в коренном ложе $c_p > 5000$ м/с.

На сейсмограммах, регистрирующих время прихода волн после взрыва, волны объединяются в три группы — поверхностные и пришедшие из фирновой толщи, отраженные и преломленные от ложа, преломленные через коренные породы. Выделение разных видов волн этих трех групп и определение по их скорости длины пути или, напротив, определение их скорости по длине пути составляет предмет интерпретации сейсмограмм. Аномально низкие скорости волн в придонном слое, напр., служат признаком залегания увлажненной или чрезвычайно льдистой донной морены. Сейсмическим методом получены данные о толщине Антарктического

ледникового покрова более чем в 1000 пунктах, а также многих горных ледников, оценены геологические формации под ледниками, построены графики изменения плотности фирновой толщи с глубиной в Антарктиде и определена ее мощность, установлена анизотропия свойств в краевой и глубинной зонах Антарктического ледникового покрова. А. Н. Кренке. **СЕКЦИЯ ГЛЯЦИОЛОГИИ.** Подразделение Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР, призванное координировать советские гляциологические исследования. С.г. была образована в 1961 г. для организации обработки и обобщения материалов МГГ, но вскоре превратилась в активное постоянно действующее ядро советских гляциологов. Включает несколько подразделений: ледников и ледниковых покровов; снежного покрова и лавин; морских, речных и озерных льдов; подземных льдов; наледей; инженерной гляциологии. В составе Секции работает несколько долговременных рабочих групп: по наблюдениям за колебаниями ледников, по репрезентативным горно-ледниковым бассейнам и др. В бюро Секции входят также координаторы по полярной гляциологии, палеогляциологии, гляциометеорологии, активным воздействиям на гляциологические процессы. Членами С.г. являются около 100 ведущих советских гляциологов. Неизменный председатель Секции Г. А. Авсюк, зам. председателя В. М. Котляков.

С.г. ежегодно проводит рабочие совещания, на которых обсуждаются итоги наиболее актуальных исследований и планы дальнейших работ; раз в 4 года организует всесоюзные гляциологические симпозиумы, а в промежутках между ними — более узкие совещания и семинары; способствует выполнению таких крупных национальных проектов, как Каталог ледников СССР и Атлас снежно-ледовых ресурсов мира; трижды в год издает сборники „Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения“ (с 1961 по 1983 г. 49 выпусков); осуществляет многосторонние научные связи по линии Международного союза геодезии и геофизики. С.г. является национальной частью *Международной комиссии снега и льда*. В. М. Котляков.

СЕЛ

СЕЛЕАКТИВНОСТЬ. Интенсивность развития селевых процессов во времени. Выражается через повторяемость (частоту схода) селей, которая может быть определена для отдельного селевого бассейна или района. Средние значения повторяемости в горных районах СССР на современном этапе составляют для ливневых селей от 2—3 до 10—15 лет, для водоснежных 5—10 лет, для гляциальных 15—20 лет, несвязные селевые потоки формируются чаще связанных. Различают значительную, среднюю и слабую С., когда сели сходят соответственно не реже одного раза в 3—5 лет, один раз в 6—15 лет и реже одного раза в 15 лет. С. существенно меняется в пространстве из-за изменений условий селеформирования и во времени вследствие изменений климата или степени хозяйственного воздействия. Для одновременного учета повторяемости селей и объема селевых выносов предложен критерий приведенной С. — средний объем селевых выносов за промежуток времени в 50—100 лет.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВАЯ ГРЯДА (вал). См. *селевое русло*.

СЕЛЕВАЯ МАССА. Смесь обломков горных пород, тонкодисперсных частиц и воды, образующая тело движущегося *селевого потока*. Состав С. м. зависит от генезиса селя и геологического строения селевого бассейна. Обломки и частицы горных пород создают твердую составляющую селя, в которую входит также снег и лед; в залесенных районах в составе С. м. принимают участие обломки древесной растительности. Соотношение количества твердой и жидкой составляющих селя, а в пределах твердой составляющей — количества пылевато-глинистых (гидрофильных) частиц и крупных обломков определяют (при данном расходе и скорости) динамические свойства потока.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВАЯ ТЕРРАСА. См. *селевое русло*.

СЕЛЕВОЕ РУСЛО. Русло, несущее признаки перодического схода селей. Характеризуется чередованием участков размыва (вовлечения в движение селя) и отложения рыхлооб-

ломочных пород (твердой составляющей селя), а также следами корразии. Как правило, в С. р. встречаются селевые гряды и террасы. Селевые гряды (валы) откладываются селевым потоком вдоль его боковых границ и состоят преимущественно из крупнообломочного материала, входящего в состав селевой массы. Селевые террасы формируются селевым потоком на уровне его поверхности, они развиты фрагментарно, в виде обрывков, сложены полностью или частично (в верхней части разреза) селевыми отложениями.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВОЙ БАССЕЙН. Водосборный бассейн, в пределах которого происходит формирование селей и их движение по главному руслу. С. б. служат обычно водосборы мелких горных постоянных и временных водотоков. Площадь С. б. колеблется от долей до 100—150 км², длина водотоков — от нескольких км до нескольких десятков км, средний уклон водотоков составляет обычно 100—300 ‰. С. б. условно делят на три морфодинамические зоны: зону зарождения селя в верховьях бассейна со следами очагов зарождения прошедших селей (селевые рытвины и врезы, участки обрушения грунтовых масс или прорыва озер и др.) и потенциальными селевыми очагами; зону транзита (трансформации) селя в средней части бассейна, где отчетливо представлены признаки движения потоков (фрагменты селевых террас и селевых гряд, участки корразии), а также следы глубокой и боковой эрозии русла и оползней — следствие продолжающегося формирования селевого потока и возрастания его мощности; зону аккумуляции селя в приустьевой части бассейна, где движение селя затухает и перенос сменяется отложением селевой массы; селевые отложения образуют обычно конус выноса селя. В некоторых бассейнах те или иные зоны могут быть не выражены. При оценке степени селевой опасности территории учитывается относительное количество С. б.

В основе классификации С. б. лежат следующие признаки или их сочетания: а) гидрографические особен-

ности бассейнов, прежде всего сложность гидрографической сети и крутизна склонов и русел; б) различия в генезисе и литологии горных пород, обеспечивающих твердое питание селей; в) степень размываемости слагающих пород или эродированности поверхности бассейна; г) повторяемость (частота схода) селей. Существует классификация С. б., основанная на учете объемов и расходов селевых потоков 1 %-ной повторяемости и характера разрушительного воздействия потока на сооружения. По высотному положению селевых очагов выделяют высокогорные (выше 2500 м над ур. м.), среднегорные (1000—2500 м), низкогорные (ниже 1000 м) С. б.; установлена связь между высотным положением С. б. и количеством выносов с 1 км² его площади. При оценке селеопасности разграничивают два морфологических типа С. б. — склоновый и русловой, различающиеся по площади и объему выноса. Руслу склоновых селей располагаются на бортах долин, в целом повторяя их профиль; они не разработаны, часто сочетаются с лавинными лотками, объем выноса склоновых селей незначителен. Русловые сели формируются в крупных водосборах с развитым руслом.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВОЙ ВРЕЗ. Форма рельефа селевых бассейнов, образующаяся вследствие усиленной эрозионной работы селевого потока. В зоне зарождения селя служит очагом зарождения селевых потоков и имеет форму узкого V-образного вреза; в зонах транзита и аккумуляции селя имеет форму глубокого ящикообразного вреза, расположенного на дне долины или на поверхности древнего конуса выноса. С. в. может частично или полностью заполняться селевыми отложениями; главное отличие от обычного эрозионного вреза — прямая пространственная связь С. в. с аккумулятивными формами рельефа селевого генезиса.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВОЙ ОЧАГ (син. *селеобразующий очаг, очаг зарождения селя*). Участок селевого бассейна, обычно в его верховьях, где происходит зарождение селевого потока. Морфология С. о. зависит от механизма формирования селевых потоков. При смыве и размыве горных пород — это

эрозионные врезы в устьях водосборных воронок и на бортах долин; при прорыве скоплений водных масс — участки днищ долин, примыкающие к русловым перемычкам и современным моренам; при оползании или обрушении грунтовых масс — ложбины бортов долин, заполненные рыхлообломочной горной породой, и уступы современных морен. С. о. может мигрировать в пределах селевого бассейна, особенно при формировании мощных селей. В. Ф. Перов. **СЕЛЕВОЙ ПОТОК** (син. *сель*). Горный русловой поток, состоящий из смеси воды и обломков горных пород и характеризующийся пульсационным (волновым) движением и значительным эрозионно-аккумулятивным и разрушительным эффектом. Для селей характерны кратковременность действия (как правило, 1—3 ч) и отсутствие строгой периодичности проявления.

Непосредственными первопричинами формирования селей служат ливни, интенсивное таяние снега и льда, реже — землетрясения, извержения вулканов, прорывы озерных перемычек, хозяйственная деятельность. Именно эти причины определяют характер и масштабы селевого процесса и служат основой для выделения генетических типов С. п. Различают четыре класса селевых явлений: зональные, региональные, локальные и антропогенные. В первый класс входят дождевые (ливневые), снеговые (сели весеннего снеготаяния) и ледниковые (гляциальные) типы селей. Это главные генетические типы селей, развитые повсеместно и подчиненные в своем распространении закономерностям широтной зональности и высотной поясности. К селям регионального проявления (второй класс) относят вулканогенные и сейсмогенные, ограниченные в своем распространении районами современного вулканизма и высокой сейсмической активности. Сели локального проявления (третий класс) наиболее редки, распространение их носит случайный характер, а зарождение связано с прорывом озер завального типа, с повышенным стоком грунтовых и подземных вод и другими причинами.

С динамической точки зрения С. п. представляет собой нисходящую волну перемещения, насыщенную

твердым материалом и движущуюся по условно сухому руслу (см. фото XXVII.49). Все особенности С. п. проявляются лишь при сочетании двух основных его свойств: волнового характера движения и высокой насыщенности потока твердым материалом. Последовательность приобретения потоком этих свойств позволяет выделить основные типы механизма формирования селей: 1) формированию волны предшествует высокая насыщенность потока обломочным материалом; исходные процессы — плоскостной смыв и паводок как следствие ливня или интенсивного таяния; 2) формированию селя предшествует водная волна с крутым передним фронтом; исходный процесс — прорыв перемычки водоема; 3) волна и насыщенность возникают одновременно; исходный процесс — срыв массива горных пород на склоне, без перерыва переходящий в движение по руслу.

По характеру или структурно-реологической модели движения С. п. делят на два типа — несвязные и связанные. В несвязном селевом потоке основная масса воды находится в свободном состоянии и служит транспортирующей средой для твердой составляющей селя; селевая масса представляет собой механическую смесь компонентов плотностью 1100—1600 кг/м³; при отложении селя происходит частичная сортировка обломков по крупности. В связанном селевом потоке свободной воды практически нет, она связана тонкодисперсными (пылевато-глинистыми) частицами в форме гидратных пленок и заземленной воды; твердая составляющая и вода находятся в состоянии совместного гравитационного движения, образуя единое вязкопластичное тело плотностью 1600—2300 кг/м³; при отложении селя сортировка по крупности не происходит.

По составу селевой массы С. п. делят на *водокаменные, грязекаменные, грязевые, водоснежные, водоледяные*. По мощности или объему единовременных выносов среди С. п. различают: малые (менее 10 тыс. м³), средние (10—100 тыс. м³), крупные (100 тыс.—1 млн. м³), очень крупные

(1—10 млн. м³) и гигантские (более 10 млн. м³). Лит. [35, 201].

В. Ф. Перов.

СЕЛЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. Продукты выноса селевых потоков, слагающие конусы выноса селя, селевые гряды и террасы, разновидность пролювия. Представлены рыхлообломочной породой, состав которой определяется составом селеформирующих пород; отличия от последних связаны с процессами выноса тонких частиц за пределы области отложения и истирания обломков при движении селя. Текстура С. о. связанных селевых потоков массивная (неслоистая), в несвязных селевых потоках присутствуют признаки сортировки по крупности. В составе С. о. водоснежных потоков непосредственно после схода господствует снег, от таяния которого остается маломощный слой грубообломочной крупнопористой породы.

В. Ф. Перов.

СЕЛЕЗАДЕРЖИВАЮЩИЕ СООРУЖЕНИЯ. См. *противоселевые сооружения*.

СЕЛЕНАПРАВЛЯЮЩИЕ СООРУЖЕНИЯ. См. *противоселевые сооружения*.

СЕЛЕОБРАЗУЮЩИЙ ОЧАГ. См. *селевой очаг*.

СЕЛЕОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ. Характеристика интенсивности развития селевых процессов в пространстве, используемая при составлении специальных оценочных карт. Главным критерием при районировании по степени селевой опасности служит соотношение количества (суммарных площадей или длин водотоков) селевых и неселевых бассейнов. В общем случае можно говорить о значительной С. т., когда количество селевых водотоков больше, чем неселевых, средней — когда селевых водотоков меньше, чем неселевых, слабой — когда селевые водотоки единичны. В качестве дополнительных критериев при оценке С. т. используются максимальные или осредненные значения объема выносов (либо высотное положение селевых бассейнов) и повторяемость селей. См. также *селеактивность*. Лит. [183].

В. Ф. Перов.

СЕЛЕОПАСНЫЙ ПЕРИОД. См. *главный сель*.

СЕЛЕПРОПУСКНЫЕ СООРУЖЕНИЯ. См. *противоселевые сооружения*.

СЕЛЕСПУСК. См. *противоселевые сооружения*.

СЕЛЬ. См. *селевой поток*.

СЕПАРАЦИЯ МЕТЕЛЕВЫХ ЧАСТИЦ. Перемешивание и отсортировка снежных частиц во время метели. В результате сепарации в основной массе метелевых частиц остаются однородные по размерам кристаллы и обломки кристаллов наиболее простой формы, в то время как более крупные частицы отстают и откладываются в углублениях рельефа, а мелкая снежная пыль диффундирует вверх и испаряется. В результате С. м. ч. в установившемся снеговетровом потоке преобладают частицы размером 0,2—0,3 мм.

А. К. Дюнин

СЕРАКИ. Ледяные пики и зубцы на поверхности ледников, образующиеся в результате неравномерного таяния и обрушения глыб льда между поперечными трещинами на *ледопадах*, реже при пересечении диагональных трещин у бортов ледника.

СЕРДЖ. См. *подвижка ледника*.

СЕРО-БЕЛЫЙ ЛЕД. См. *молодой лед*.

СЕРПОВИДНЫЕ ШРАМЫ. См. *экарационный микрорельеф*.

СЕРЫЙ ЛЕД. См. *молодой лед*.

СЕТЧАТОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ. Переходный от горного к покровному тип оледенения горных стран. Характеризуется сетью сквозных долин с ледниковыми куполами на водораздельных участках, чередующихся с высокими вершинами и крутосклонными гребнями в виде нунатаков (см. фото XXVIII.51). Распространено на Шпицбергене, Новой Земле и некоторых других о-вах Арктики; в плейстоцене было характерно и для горных стран умеренного пояса — Кавказа, Альп и др.

СЖАТИЕ ЛЕДНИКОВЫХ СКВАЖИН. Уменьшение диаметра скважин в леднике вплоть до смыкания стенок. В заполненных водой скважинах смыкание вызывается замерзанием воды, зависящим от температуры льда. В сухих скважинах сжатие обусловлено деформациями стенок вследствие давления столба льда P и напряжений сжатия — растяжения. Скорость сжатия U_r замед-

ляется по мере уменьшения диаметра скважины:

$$U_r = \frac{\partial r}{\partial \tau} = -k \frac{r^2}{r_0} \left(\frac{P}{n} \right)^n,$$

где r_0 — начальный радиус скважины, k и n — параметры степенного реологического закона (*закона Глена*). Для предотвращения сжатия скважину заполняют незамерзающими жидкостями, тогда значение P равно разности масс столба льда и столба жидкости-заполнителя.

А. Н. Кренке.

СЖАТИЕ ПЛАВУЧЕГО ЛЬДА.

Дальнейшая стадия уплотнения морского льда после достижения им сплоченности 9—10 баллов. Подразделяется на механическое и термическое. Механическое сжатие вызывается неравномерным перемещением льдов под действием ветров, течений, приливно-отливных движений. Оно сопровождается трением отдельных льдин друг о друга, выжиманием тертого льда на края льдин, образованием наложенного льда, подсовов и ропаков, дроблением крупных льдин и возникновением торосистых нагромождений, гряд торосов, а при повторяющихся сильных сжатиях — барьеров торосов и узлов торошения. При сжатии льдов в прибрежной зоне валы торошения часто выжимаются на берег и образуют береговые валы льда. При медленном сжатии льдов в осенний и зимний периоды молодые льды в замерзших полыньях и разводьях могут вспучиваться без разлома, образуя как бы застывшие волны. Термическое сжатие происходит в результате возникновения внутренних напряжений в сплошном льду при изменении температуры. При этом в сплошном льду возникают трещины, лед может слегка изгибаться и образовывать небольшие гряды торосов. Акватория, на которой происходит С. п. л., называется зоной сжатия льда.

Н. В. Волков.

СИБИРСКАЯ ИЗМОРОЗЬ. См. *изморозь*.

СИККОЗАК, сиккусак. См. *припай*.

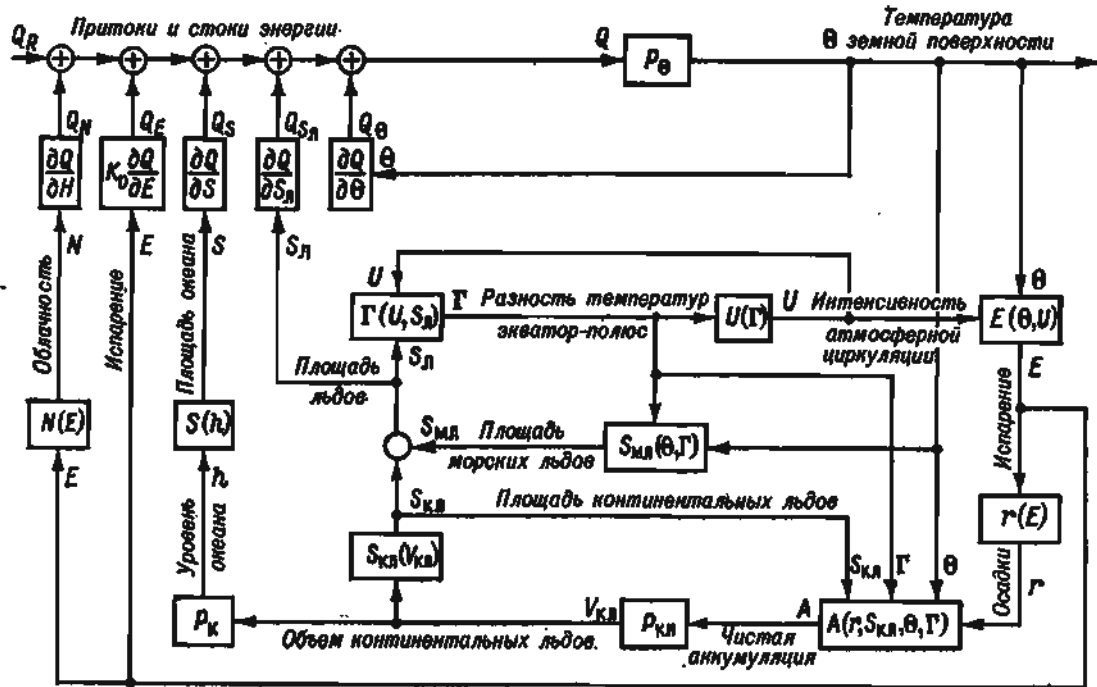
СИНГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА. См. *повторная ледяная жила*.

СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ. См. *многолетнемерзлые породы*.

СИНКРИОГЕНЕЗ. См. *криогенез*.

СИСТЕМА АТМОСФЕРА—ОКЕАН—СУША—ОЛЕДЕНЕНИЕ. Природная система, включающая атмосферу, толщу океана, поверхность суши и ледниковые покровы, характеризующаяся периодом времени 10^4 — 10^6 лет. Взаимодействия отдельных звеньев этой системы формируют климат Земли, оледенение и приводят к их колебаниям. Внешними возмущениями для системы служат изменения солнечной радиации на

полагаемых (напр., из геологических следов) других переменных. Моделирование системы на ЭВМ позволяет реконструировать прошлое изменение климата и оледенения, рассматривать почти установившиеся состояния системы при фиксированных размерах ледниковых покровов, прогнозировать изменения климата и оледенения при естественном ходе природных процессов и влиянии на них хозяйственной деятельности людей.



Функциональная схема системы атмосфера — океан — суша — оледенение.

внешней границе атмосферы, корпускулярные и метеорные потоки, тектонические движения земной коры, выбросы продуктов вулканической деятельности и пр. В процессе длиннопериодных колебаний климата система находится в термическом неравновесии, причем для нее характерны автоколебания, где основными инерционными звеньями являются океан и материковые ледники.

Для изучения колебаний С. а. — о. — с. — о. применяется теория автоматического регулирования. Функциональная схема системы приведена на рисунке. Возможны расчеты стационарных состояний системы при заданных внешних взаимодействиях и вычисления некоторой совокупности переменных при известных или пред-

Математическая модель С. а. — о. — с. — о. подробно рассмотрена в [184].

В. М. Котляков.

СКАЛЬНО-ЛЕДЯНОЙ БЕРЕГ. См. ледяной берег.

СКАНДИНАВСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ (син. норвежский тип ледников). Ледники плато, свойственные слабо расчлененным плоскогорьям с волнистой поверхностью. Особенно типичны для Скандинавии, где хорошо изучены (откуда и происходит название). Характеризуются наличием ледниковой шапки на плосковершинных массивах и короткими и сравнительно широкими ледниковыми лопастями, спускающимися по долинам на склоне горного массива. Формируются в условиях обильного питания; при мало интенсивном пи-

тании на плоских возвышенностях во внутриконтинентальных горах возникают *ледники плоских вершин*.

СКВАЖИНЫ В ЛЕДНИКАХ. Цилиндрические каналы во льду диаметром от 40 до 180 мм и длиной от нескольких метров до нескольких км, создаваемые в результате бурения ледников. В процессе бурения направление каналов может сильно отклониться от вертикального, что необходимо учитывать при интерпретации измерений в них и обработке керн. С. в л. иногда заполняются талой водой, но могут оставаться сухими. Со временем скважины сжимаются и замыкаются вовсе в результате замерзания в них талой воды и пластических деформаций стенок под давлением льда. Для предотвращения смыкания скважины заполняют незамерзающими жидкостями: спиртом, глицерином, керосином и пр. По скорости проходки скважин можно оценивать стратификацию и плотность фирново-ледяных толщ, по скорости замерзания в них талой воды — температуру ледника, по уровню воды в скважинах — высоту напорной поверхности внутри- и подледниковых вод, по искривлению скважин — скорость движения ледников. С. в л. используют для установки реек, прямых измерений температуры и толщины льда и т. д. Самостоятельные проблемы представляют исследования в скважинах *in situ*: кавернометрия, инклинометрия, гамма- и нейтронный каротаж плотности стенок, измерение электропроводности стенок, их фотографирование и т. д. Особую задачу представляет отбор из С. в л. *ледяного керна*.

СКЕЛЕТ СНЕГА. Жесткая основа в снежном покрове, образованная горизонтальными корками, соединенными со снежными кристаллами. Последние в результате перекристаллизации образуют сплошную систему в виде ветвей неправильной формы, часто приобретающих вертикально-столбчатую текстуру.

СКИБОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ. См. *гляциодислокации*.

СКЛОНОВЫЙ ЛЕДНИК. Ледник, занимающий обширное пространство слабо расчлененного горного склона. Обычно спускается от горного гребня до подножия склона и в нижней части образует короткий язык (см.

фото XXVIII.52). Нередко ширина С. л. превышает его длину; такие ледники могут располагаться по одному, но чаще образуют цепочку вдоль гребня. Поверхность обычно чистая, лишняя морены, почти без трещин, с четким нижним краем. По сравнению с висячими эти ледники имеют меньший уклон и концы их не „висят“, а спускаются на выполаживающуюся часть склона или к тальвегу. С. л. впервые выделены в конце 60-х годов на Памиро-Алае, они широко распространены в горных странах умеренного пояса.

В. М. Котляков.
СКЛОНЫ ЛЕДНИКОВОГО КОНТАКТА. Склоны озов, камов, дельтово-ледниковых и камовых террас, возникшие при участии осыпных и оползневых процессов после таяния массивов мертвого льда, на контакте с которыми накапливался слоистый материал этих форм.

СКЛЯНКА. Блестящая корка льда толщиной до 5 см, образующаяся на спокойной поверхности пресных или мало соленых вод, особенно часто в закрытых бухтах, в разводьях и полыньях среди старого льда. Легко ломается при ветре или волне на прямоугольные куски. Относится к ниласовым льдам.

СКОЛЬЖЕНИЕ ЛЕДНИКА ПО ЛОЖУ. Перемещение массы ледника относительно его ложа, возможное при температуре плавления льда на контакте с ложем. В этом случае скольжение составляет существенную долю скорости движения ледника. Напряжение на ложе определяется параллельной движению составляющей массы ледника и противодействующей ему силой трения, зависящей от скорости скольжения и размера поперечных сечений выступов ложа — бортов и дна. Согласно И. Вертману [313], механизм скольжения складывается из комбинации таяния льда перед выступами под давлением с перетеканием и замерзанием на обратной их стороне и ускоренного течения льда под влиянием концентрации напряжений у выступов. Большие выступы препятствуют первому механизму, малые — второму. Ледник скользит со скоростью, соответствующей условию равенства скоростей обоих механизмов, т. е. препятствиям средних размеров. Скорость скольжения тогда

пропорциональна квадрату напряжения сдвига у ложа.

Колебания скорости скольжения связаны с водяной пленкой у ложа. Когда толщина пленки превышает высоту контролирующих препятствий, создаются условия для подвижки ледника. Скольжение усиливается при кавитации, когда лед не успевает заполнить понижения между препятствиями. По мнению Штайнемана, скольжение по ложу может заключаться в высокой концентрации сдвига во влажном льду, где в результате внутреннего трения объемная влажность достигает 15 %, а скорость деформации возрастает на два порядка.

А. Н. Кренке.
СКОЛЬЖЕНИЕ ЛЬДА. Движение льда по другим поверхностям. Скорость такого движения определяется силой внешнего трения F_t , зависящего от шероховатости поверхности, площади фактических контактов, деформации и взаимного проникновения выступов поверхности (твердости льда и соприкасающейся с ним поверхности):

$$F_t = fP,$$

где P — давление льда, нормальное к поверхности контакта, f — коэф. внешнего трения льда. В случае если лед остается в сухом состоянии, коэф. внешнего трения покоя для ровных поверхностей имеет порядок 0,3 и возрастает до 0,5 при температуре -70°C , оставаясь тем же, что и у других тел. Коэф. внешнего трения скольжения на 10 % меньше. Сухое трение реализуется при очень низкой температуре. В обычных условиях за счет давления и теплоты трения на контактной поверхности возникает водяная пленка, лед становится скользким, а коэф. трения снижается до 0,02—0,03. При заметных выступах на контактной поверхности трение о неровное дно обусловлено деформацией и фазовыми переходами льда при обтекании неровностей.

А. Н. Кренке.
СКОЛЬЖЕНИЕ ПО РАЗРЫВАМ В ЛЕДНИКЕ. Смещение блоков льда в леднике относительно друг друга по сколам или ослабленным слоям. Судя по записям криокинеграфа, такое скольжение происходит неравно-

мерно — рывки чередуются с покоем в периоды накопления напряжений. Нередко смещение происходит в тонком, толщиной в несколько см, ослабленном слое, где деформации на 2—3 порядка превышают деформации внутри глыб. Этот слой водопроницаем и, по-видимому, сложен влажным льдом, объемная влажность которого достигает 15 % в результате воздействия тепла трения.

А. Н. Кренке.
СКОЛЬЖЕНИЕ ПО СНЕЖНОМУ ПОКРОВУ. Одна из разновидностей трения со смазкой. Предполагается, что вода, служащая смазкой между поверхностью снега и движущейся по ней плоскостью полоза, появляется в результате превращения в тепло части работы на преодоление сопротивления при движении по снегу. Такое пониженное трение называют скользкостью снега. Коэф. трения меняется в зависимости от состояния поверхности снега, его плотности, температуры, материала полозьев, искусственных смазок полозьев, скорости скольжения. Наилучшие условия для скольжения бывают при температуре до -5°C , скольжение улучшается с увеличением плотности снега. Коэф. трения по снегу в зависимости от указанных выше причин для деревянных полозьев меняется от 0,01 до 0,125. При температуре, близкой к 0°C , условия скольжения ухудшаются — наблюдается явление прилипания снега, связанное с увеличением содержания в нем воды. Наибольшее прилипание имеет место при температуре $+1,5^\circ\text{C}$, когда существенно возрастает липкость снега. (Для уменьшения липкости лыжники пользуются специальными мазями.) На скользкость снега влияет его загрязненность, для ее уменьшения поверхность снега посыпают песком, золой, опилками. При скольжении снега по снегу, как, напр., при движении снежной лавины, по-видимому, также возможно проявление эффекта скользкости, о чем свидетельствуют иногда зеркальные, покрытые коркой замерзшего льда поверхности скольжения лавин.

Многочисленные эксперименты по скольжению лыж по снегу привели к новым гипотезам, объясняющим

причину скользкости снега. Предложена гипотеза, согласно которой малое трение при С. п. с. п. объясняется способностью поверхностных молекул ледяных кристаллов или их комплексов вращаться под действием скользящего тела, работая как подшипники. Предполагается также, что роль смазки выполняет не вода, а водяной пар, образующийся за счет тепла, выделяющегося при пластических деформациях выступов снега скользящим телом. Возрождена для некоторых случаев и гипотеза плавления в результате повышения давления. По мнению Э. Паундера [152], невозможно отдать предпочтение какой-либо одной гипотезе; в зависимости от температуры и нагрузки не исключено действие разных механизмов, снижающих коэф. трения при С. п. с. п. *К. С. Посев.*

СКОЛЬЗКОСТЬ СНЕГА. См. *скольжение по снежному покрову.*

СКОПЛЕНИЕ ЛЬДА. Покрытие сплоченным, очень сплоченным или сплошным льдом акватории. Между С. л. может находиться чистая вода, редкий или разреженный лед (см. *сплоченность льда*). С. л. подразделяют, в зависимости от их поперечника, на большие (более 20 км), средние (15—20 км), малые (10—15 км). С. л. менее 10 км в поперечнике называют пятном льда.

СКОРОСТЬ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ИЗОХРОННОЙ ПОВЕРХНОСТИ. Скорость изменения высоты поверхности ледника на данной вертикали только за счет движения льда. В кинематической области питания С. п. и. п. отрицательна, а в кинематической области абляции — преимущественно положительна. Летние *изохронные поверхности*, ограничивающие слои фирновых остатков, разворачиваясь в результате движения, проявляются на поверхности в области абляции в форме одного из видов *огив*.

В. М. Котляков.

СКРИП СНЕГА. См. *акустические свойства снега.*

СЛАНЦЕВАТОСТЬ ЛЬДА. См. *кливаж льда.*

СЛИЯНИЕ ЛЕДНИКОВ. Соединение двух или нескольких потоков льда в сложных долинных и дендритовых ледниках. Характер С. л. может быть различным. При слиянии близких по размерам ветвей образуются смежные ледяные потоки,

разделенные срединной мореной, часто прослеживающейся в виде вертикальных „швов” от поверхности в глубину. При впадении в главный ледник менее мощного ледника последний оказывается расположенным на главном леднике — возникает двухъярусный, а иногда и многоярусный ледник (см. *ярусные ледники*). Особым случаем С. л. следует считать выход в главную долину при подвижке пульсирующего ледника, что приводит к подпруживанию, а иногда и к разрушению лежащего на пути „спокойного” ледника, как это случилось на Кавказе при наплыве пульсирующего ледника Колка на язык ледника Майли при подвижке в 1969—1970 гг. *В. М. Котляков.*

СЛОЖЕНИЕ ЛЬДА. См. *текстура льда.*

СЛОЖНЫЙ ДОЛИННЫЙ ЛЕДНИК. Горный ледник, образующийся из двух или более ледниковых потоков с самостоятельными областями питания. Сливаясь, такие потоки долго (обычно до конца) сохраняют самостоятельные тектонические структуры, разделяются срединной мореной.

СЛОИСТОСТЬ ЛЬДА (сн. *напластование льда*). Текстура особенность осадочного, наледного или повторножильного льда, обусловленная наложением более молодых слоев на более древние. Слои — плоские или изогнутые ледяные тела, мощность которых несомненно мала относительно размеров по простиранию и падению; они составляют слоистые толщи и отделяются друг от друга плоскостями раздела. В зависимости от мощности слоев выделяется тонкая, мелкая, крупная и очень крупная С. л.

С. л. возникает в процессе льдообразования и обусловлена периодическими изменениями его факторов: количества и свойств выпадающих осадков, температуры и динамического состояния среды (воздуха, воды), скоростей кристаллизации в зависимости от условий теплоотдачи, поступления инъекционной или изливающейся воды и т. д. Первичное залегание слоев льда в ледниках горизонтальное, реже наклонное, в процессе движения С. л. деформируется. В метаморфических льдах с их вторичными текстурами может быть выявлена (не всегда) остаточ-

ная С. л. Различается также „магматическая” слоистость инъекционных льдов, косая (эоловая) слоистость метелевого снега.

Изучение С. л. имеет большое значение для выяснения возраста ледяных тел, истории климатических изменений и решения других задач палеогляциологии. Деформации слоистости дают материал для расшифровки современной и прошлой динамики ледников. *М. Г. Гросвальд.*

СЛОИСТОСТЬ СНЕГА. Сложение снежной толщи в виде слоев, различающихся по текстуре, составу и пр., ограниченных приблизительно параллельными поверхностями. Различают четыре вида С. с.: горизонтальную, при которой слои параллельны друг другу и общей плоскости напластования; косую, в которой слои располагаются под углом к плоскости напластования; волнистую, когда границы слоев образуют волнистую поверхность; сложную, состоящую из комбинации разных видов слоистости, напр. косо-слоистую. Вид С. с. определяется характером движения среды, в которой отлагался снег. Показатели С. с.: форма, толщина, характер границ слоев, размер зерен, включений и пр. — важный признак для определения происхождения и условий накопления снега. Слоистость наряду с зернистостью — две главные особенности снежного покрова.

В. М. Котляков.
СЛУЖБА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КОЛЕБАНИЯМИ ЛЕДНИКОВ. Организация, созданная с помощью ЮНЕСКО для обобщения результатов этих наблюдений во всемирном масштабе. Входит в систему служб наблюдений за стихийными природными явлениями (FAGS), курируется Международной комиссией снега и льда. Более или менее систематические наблюдения за колебаниями размеров ледников были начаты в Швейцарии в 70-х годах прошлого века и постепенно распространялись на другие горно-ледниковые районы. В 1894 г. на VI Международном геологическом конгрессе была создана Международная ледниковая комиссия, главной задачей которой считалось изучение колебаний современных ледников. В 60-е годы эта за-

дача была подтверждена и сформулирована новая программа наблюдений за колебаниями ледников, на базе которой и была создана рассматриваемая служба.

С. н. з. к. л. находится в Цюрихе при Швейцарском федеральном высшем техническом училище. До середины 70-х годов ее директором был П. Кассер, затем до 1980 г. — Ф. Мюллер. Главная задача Службы заключается в сборе и хранении мировых данных наблюдений за колебаниями ледников и издании соответствующего бюллетеня. Такие бюллетени издавались уже трижды [255]; в них содержатся данные о колебаниях ледников за 1959—1965, 1965—1970 и 1970—1975 гг.

В. М. Котляков.
СМЕРЗАНИЕ. Процесс сцепления составных частей льда, снега, горных пород и других рыхло сложенных материалов вследствие замерзания свободной воды, пленочной влаги и *режеляции*. С. резко изменяет свойства сыпучих веществ, затрудняет хозяйственную деятельность. Напр., С. отработанной руды, каменного угля требует особых мер, направленных на уменьшение сил сцепления между обломками. Для этого составные части полезных ископаемых подогревают, смачивают антифризами, поливают растворами соли и пр. В иных случаях, наоборот, способствуют С. рыхлых горных пород, напр. при закреплении склонов, устройстве плотин, отсыпке земляного полотна на мерзлом основании и др.

В. Р. Алексеев.
СМЕРЗШИЙСЯ СПЛОШНОЙ ЛЕД. См. *сплоченность льда*.

СМЕШАННОЕ НАМОРАЖИВАНИЕ ВОДЫ И ЛЬДА. См. *методы намораживания*.

СМОРОЗЬ. Ледяное поле, образовавшееся в результате смерзания льдин разного возраста и форм. Различают: а) поля многолетней С. — льдины, смерзшиеся несколько лет назад и превратившиеся в многолетние поля, имеющие преимущественно округлую форму и сглаженный рельеф; б) поля осенней С., образующиеся осенью в результате смерзания льдин разного возраста; на поверхности этих полей встречаются гряды и отдель-

ные торосистые образования, а также замерзшие трещины и каналы; границами этих С. обычно служат свежие трещины, каналы или торосистые гряды; средний поперечник таких полей 2—3 км; в) неустойчивые С. — обширные и гигантские поля, образующиеся на протяжении всей зимы и отчасти весной в результате смерзания малых полей и их обломков.

Н. В. Волков.

СНЕГ. 1. Твердые атмосферные осадки в виде ледяных кристаллов (*снежинок*), выпадающие из многих видов облаков, но в особенности из слоисто-дождевых, высоко-слоистых и кучево-дождевых. 2. Процесс выпадения снега — *снегопад*. 3. Осадочная ледяная порода атмосферного происхождения, представляющая собой рыхлый и пористый агрегат ледяных кристаллов или их обломков — *снежный покров*. Ежегодно на Земле выпадает около $1,7 \cdot 10^{19}$ г снега, из них $2,7 \cdot 10^{18}$ г ежегодно не стает и идет на питание ледников.

В. М. Котляков.

СНЕГА КАЮЩИХСЯ. См. *кающиеся снега и льды*.

СНЕГ НА ЛЕДНИКЕ. Снежный покров, образующийся преимущественно в холодный период года и существующий на поверхности ледника на протяжении данного балансового года. Часть ледника, покрытая снегом, называется текущей областью аккумуляции; она отделяется от лежащей ниже по течению бесснежной части ледника *границей сезонного снега*.

СНЕГОВЕТОН. Утрамбованная смесь снега с водой в соотношении 4:1, 3:1. Применяется при сооружении временных дорог, при обваловке деревянных покрытий, строительстве ледяных складов и пр.

СНЕГОВОРЬБА. Термин, употребляемый для всех средств и способов снегозащиты, снеговыведения и снегоуборки. Введен в XIX в. в связи со снежными заносами на первых русских железных дорогах.

СНЕГОВАЛ. Искривление стволов деревьев и кустарников под влиянием снеговой нагрузки. При С. деревья пригибаются, но продолжают расти в согнутом состоянии. Следует отличать от *снеголома*, когда ветви или стволы деревьев обламываются под тяжестью снега.

СНЕГОВАЛЬНЫЙ ГИДРОПУЛЬТ. Агрегат для получения искусствен-

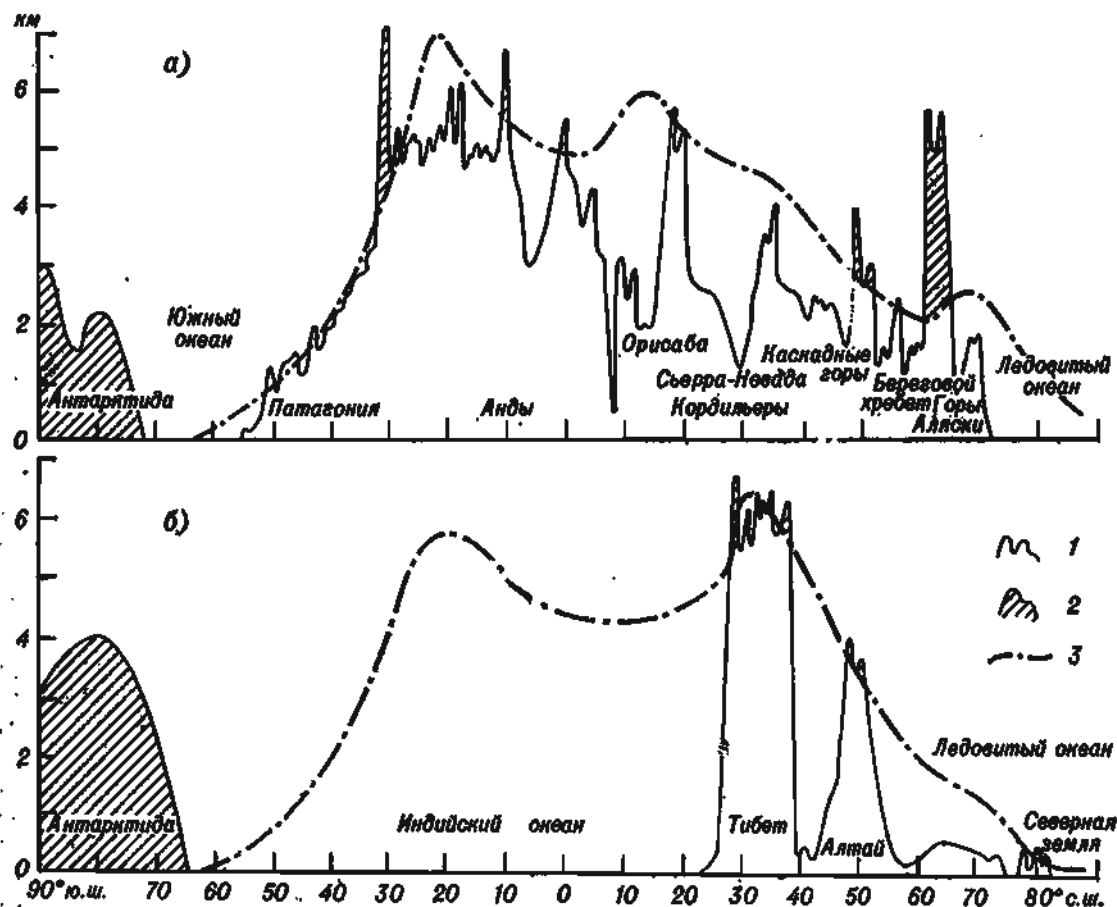
ного *гранулированного льда* в естественных условиях путем диспергирования воды в морозный воздух. При распылении воды на расстояние до 30 м производительность С.г. составляет до $25 \text{ м}^3/\text{ч}$ ($240 \text{ кг}/\text{м}^2$), при дальноструйном выбросе на расстояние 50—100 м посредством газовой турбины получают $850 \text{ м}^3/\text{ч}$. Широко используется при подготовке лыжных трасс, а также в холодильной промышленности.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ. Уровень земной поверхности, выше которого накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением. С.л. формируется под воздействием климатических особенностей данной территории, прежде всего соотношения тепла и влаги, а также макро- и мезорельефа. Она представляет собой отражение нижнего уровня *хионосферы* в реальных условиях рельефа земной поверхности. С.л. снижается в холодных и влажных районах и поднимается в теплых и засушливых. В Антарктике она опускается до ур. м., а в Арктике расположена на несколько сотен метров выше ур. м. Наибольшей высоты С.л. достигает в сухих тропических и субтропических районах (на Тибетском нагорье и в Южноамериканских Андах до 6,5 км), снижаясь на экваторе до 4,4 км (см. рис. на с. 394).

Различают несколько видов С.л. Климатическая С.л., или теоретическая, представляет собой нижнюю границу сохранения части выпадающих твердых осадков на горизонтальной незатененной поверхности. Сюда же относится введенное Г. К. Тушинским понятие *уровня 365*, представляющего собой самый низкий высотный уровень, на котором снежный покров лежит в течение круглого года. Он вычисляется интерполяцией вверх данных о продолжительности залегания снега на двух или более уровнях на горизонтальных площадках в близких природных условиях. Истинная С.л., или местная, — это наивысшее положение С.л. в конце лета на реальной поверхности; ее можно определять как среднее за многолетний период и как среднее из ее положений в разных условиях рельефа рассматриваемого района. Истинная С.л. на ледниках представляет собой наивысшее за

год положение границы снега и льда. Она может оказаться выше или ниже *фирновой линии* (границы фирна и льда) и либо ограничивает снизу область питания ледника, либо находится внутри нее (граничит с наложенным льдом). В первом случае

Нижним пределом колебаний истинной С. л. служит *орографическая С. л.*, верхним — *граница оледенения*. Положение орографической С. л. отражает влияние крайне благоприятных для сохранения льда местных условий, а положение гра-



Высота снеговой линии на разных широтах: а — вдоль Южноамериканских Анд и Североамериканских Кордильер, б — вдоль 90—110° в. д.; 1 — рельеф земной поверхности, 2 — области современного оледенения, 3 — снеговая линия.

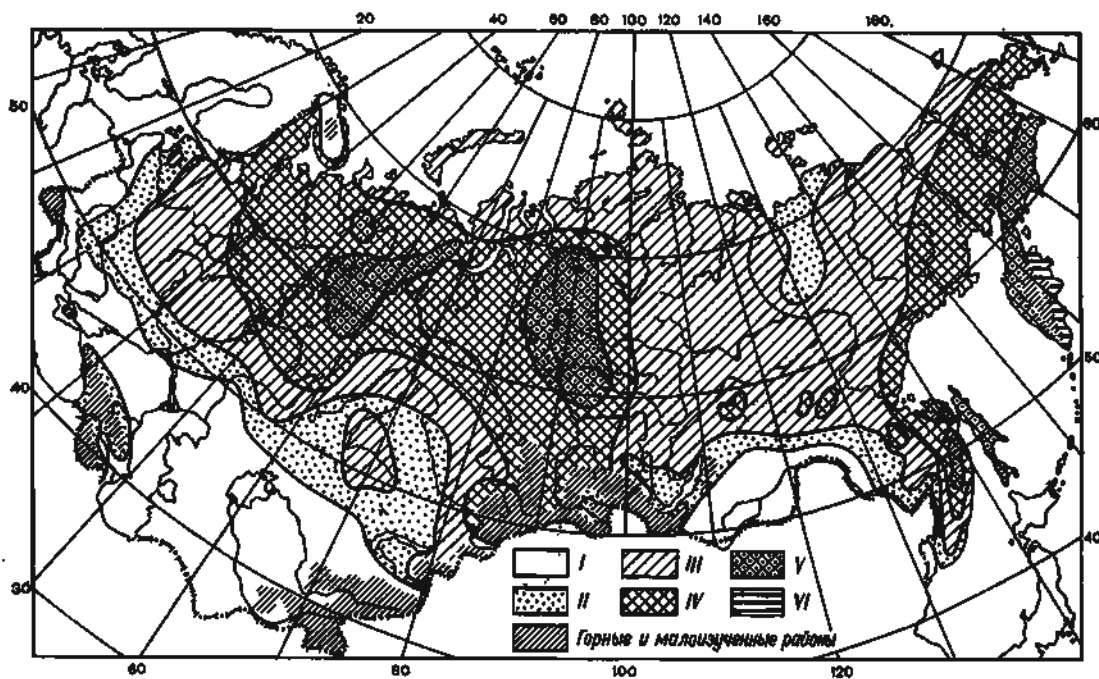
она совпадает с *границей питания*, а во втором располагается выше этой границы. Сезонная С. л., или *граница сезонного снега*, представляет собой нижнюю границу распространения снежного покрова в данный момент. **Орографической С. л.** называется нижняя граница постоянных снежников; ее положение зависит от особенностей микро- и мезорельефа земной поверхности, проявляющихся гл. обр. в виде метелевой и лавинной концентрации снега или затененности от воздействия солнца. Местами орографическая С. л. расположена намного ниже истинной.

ницы оледенения — влияние крайне неблагоприятных местных условий. За высоту климатической С. л. может быть принят уровень истинной С. л. Большой вклад в учение о С. л. внесли А. Гумбольдт, Х. Альман, С. В. Калесник, М. В. Тронов.

В. М. Котляков.
СНЕГОВАЯ НАГРУЗКА. Нагрузка, испытываемая сооружением от массы снега. Хотя учет С. н. при проектировании сооружений имеет давнюю историю, теория таких расчетов еще не отработана; ошибки в оценке С. н. все еще служат причиной разрушений зданий. Так, в Канаде за 1959—

1971 гг. из-за значительных С. н. было частично или полностью разрушено более 250 сооружений [265]. С. н. зависит от массы снежного покрова, приходящейся на 1 м^2 горизонтальной поверхности земли P_0 , ветрового режима, преимущественного типа метелей, рельефа и застроенности прилегающей территории, формы соору-

жащих метеорологических станций. Величина P_0 обычно вычисляется как среднее из ежегодных максимумов снегозапасов по результатам снегосъемок на защищенных от ветра участках за период не менее 10 лет. Корректнее определять P_0 как многолетний максимум с заданной вероятностью превышения.



Районирование территории СССР по снеговым нагрузкам.

жений, их тепловыделений в атмосферу, абляции снега на покрытиях. С. н. увеличивается от жидких осадков, попадающих зимой в снег и удерживаемых на покрытиях зданий.

В СССР принято различать нормативные С. н. P_n и расчетные С. н. P_s , причем $P_s = kP_n$, где k — коэф. перегрузки, учитывающий возможные отклонения С. н. в неблагоприятную сторону от нормативных значений. С. н. могут быть длительными (в течение всей зимы) и кратковременными (после сильных метелей и интенсивных снегопадов). Нормативные С. н. определяются по формуле $P_n = P_0 s$, где s — коэф. перехода от массы снежного покрова на поверхности земли к С. н. на покрытии. Для определения P_0 территория СССР разделена на 7 районов (см. рис.). В горах и мало изученных местностях, в пунктах с высотой над ур. м. более 1500 м и в местах со сложным рельефом значение P_0 должно устанавливаться по данным близле-

Для остальных указанных на карте районов P_0 имеет следующие значения:

№ района на карте	I	II	III	IV	V	VI
P_0 кПа	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	2,5

Переходный коэф. s зависит от вида покрытия и других указанных выше факторов. Значение $s = 1$ действительно для односкатной пологой крыши. Для подветренного ската двускатных покрытий s назначают на 60—70 % больше, чем для наветренного ската. В районах с сильными зимними ветрами коэф. s обычно уменьшается, хотя в этом случае возможно и сдувание, и отложение снега, ведущее к увеличению значения s . При определении С. н. для неутепленных покрытий отапливаемых зданий допускается дополнительное снижение коэф. s , подтвержденное теплотехническими расчетами.

Коэф. перегрузки k должен быть тем больше, чем легче покрытие в сравнении со С. н. Он определяется

в зависимости от отношения нормативной собственной массы покрытия B к величине P_0 :

B/P_0	≥ 1	0,8	0,6	$\leq 0,4$
k	1,4	1,5	1,55	1,6

А. К. Дюнин.

СНЕГОВЕДЕНИЕ. Учение о снеге и снежном покрове, важная часть *глюциологии*. Исследует происхождение снега и формирование снежного покрова, их физико-механические, химические, кристаллографические и другие свойства, изменения снежного покрова во времени и пространстве, его влияние на природу и хозяйство. Важной составляющей С. является *лавиноведение*.

Основы С. заложены А. И. Воейковым. В 1891 г. в России впервые в мире стали проводиться регулярные снегомерные съемки. Еще до революции в России активно развивались исследования снежного покрова для нужд сельского хозяйства и строительства железных дорог. В 30-х—40-х годах основная задача изучения снежного покрова была связана с обеспечением гидрологических прогнозов. К 30-м годам относятся также многочисленные исследования процессов, происходящих внутри снежного покрова.

Значительную роль в становлении С. сыграл Г. Д. Рихтер, который проанализировал роль снежного покрова в физико-географических процессах, создал сводку по географии снежного покрова на территории нашей страны и предложил районирование СССР по режиму снежного покрова. В 60-е годы была развита важная область контакта между С. и ледниковедением, введено понятие снежности. Установлены связи между снежным покровом и ледниками, касающиеся их территориального распространения, климатической обусловленности, физических процессов, водного и теплового баланса, длительной эволюции.

Основным источником материалов по снежному покрову являются наблюдения на метеорологических станциях и маршрутные снегосъемки. В последние годы все шире внедряются новые методы: гамма-съемка, съемка с искусственных спутников

Земли, активная и пассивная радиолокация. Расширяются снегомерные наблюдения, совершенствуется наблюдательская сеть, создаются модели формирования снежного покрова в горах, ведется работа по расчету и прогнозу талого стока. Разрабатываются рациональные способы снежных мелиораций и борьбы со снежными заносами, создания снежно-ледяных дорог и использования снега в строительных целях. Совершенствуются методы использования космической информации для изучения снежного покрова и прежде всего предложенный в 70-х годах *метод теплового проявления снеготопливных запасов*.

Широкие исследования в области С. сейчас ведутся в Австрии, Великобритании, Канаде, США, Швейцарии, Японии. В нашей стране проблемы С. разрабатываются в Москве, Ленинграде, Ташкенте, Новосибирске и др.

В. М. Котляков. **СНЕГОВЕТРОВОЙ ПОТОК** (син. *метелевый поток*). Частный случай двухфазных потоков с твердой взвесью, когда несущей компонентой является воздушная среда, а взвесью — снежинки. Теория С. п. аналогична теории речных наносов, пылевых потоков и т. п. Взвешивание снежинок происходит в *вихревом слое метели* за счет перепада нормальных и касательных напряжений и ударов падающих частиц. Подъемная сила С. п. уменьшается по мере его насыщения снегом. Объемная концентрация снега в С. п. максимальна при насыщенной метели непосредственно над поверхностью снежного покрова. При больших скоростях С. п. видимость в метелевом слое на уровне глаз сокращается до нескольких метров. В С. п. наблюдается измельчение метелевого снега вследствие механического разрушения и испарения снежинок. Характерна сепарация метелевых частиц с выделением однородных по размерам частиц, чаще величиной 0,2—0,3 мм. Направление С. п. меняется в зависимости от ветра. Потолок взвешивания снежинок, или высота, до которой поднимаются снежинки в С. п. низовой метели, зависит от их размеров, скорости ветра, дефицита влажности воздуха;

обычно он не превышает 1—3 м. Линию, проведенную на местности нормально к направлению С.п., называют фронтом С.п. А. К. Дюнин.

СНЕГОВОЕ ПОЛОВОДЬЕ. Половодье, вызванное поступлением в водотоки талых снеговых вод. Особенно характерно для равнинных рек умеренного пояса, где называется весенним половодьем, т. к. проходит весной, в разгар снеготаяния.

СНЕГОВОЙ. См. *снежный*.

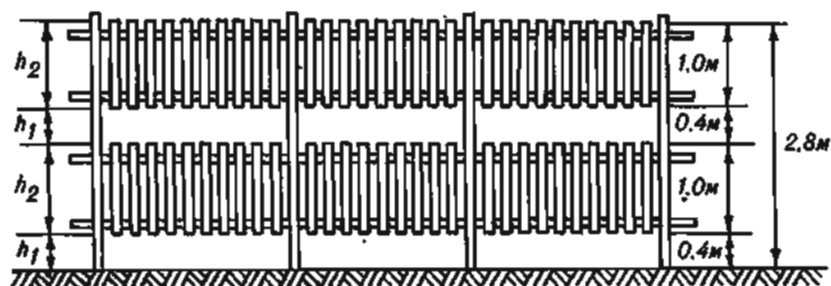
СНЕГОВОЙ ЗАБОР. Снегозащитная стенка, сооружаемая из камня, дерева, железобетона, металла, полимерных материалов. Основой С.з. служат стойки, подкосы и поперечины, к которым крепится легкое заполнение. С.з. могут быть сплошными, проницаемыми, снегозадерживающими и снеговыводящими, однорядными и многорядными. Наиболее распространены проницаемые снегозадерживающие С.з., которые не засыпаются снегом и отличаются большей

период С.с. происходит в основном под снегом, склоновый С.с. концентрируется во временных руслах, образуя подснежную ручейковую сеть. В горном рельефе в толще снежного покрова С.с. может формировать значительные по размерам подснежные и открытые русла.

С.с. изучают на *стоковых площадках*. Для расчета С.с. используют методы инженерной гидрологии, в частности расчленение гидрографа, на котором можно графически выделить объем воды, сформированный разными источниками питания. С.с. можно выражать модулем — средним количеством снеговой воды, стекающей с единицы площади в единицу времени за многолетний период; обычно выражают в л/(с·км²). С.с. преобладает в районах с постоянным снежным покровом. К. С. Лосев.

СНЕГОВЫДУВАЮЩИЕ УСТРОЙСТВА. Преграды, ускоряющие движение снеговетрового потока на огра-

Проницаемый
снеговой забор.



снегоборностью, чем сплошные (см. рис.). Высота С.з. колеблется от 3 до 8 м. Снегоборность многорядных заборов достигает 800 м³ снега и более на 1 м. А. К. Дюнин.

СНЕГОВОЙ ПЛОТНОМЕР. См. *снегомер*.

СНЕГОВОЙ СТОК. Стеkanie талой снеговой воды после начала *водоотдачи снежного покрова* с определенной территории по земной поверхности и в толще почвогрунтов. В более узком смысле под С.с. понимают количество снеговой воды, стекающей с данного участка (водосбора) за некоторый промежуток времени. С.с. начинается не сразу после начала водоотдачи, а спустя некоторое время, после заполнения водой бессточных депрессий и смачивания сухого грунта. Если грунт замерзший, С.с. происходит в основном по земной поверхности, если талый, то часть С.с. стекает в толще грунта. В начальный

период С.с. происходит в основном под снегом, склоновый С.с. концентрируется во временных руслах, образуя подснежную ручейковую сеть. В горном рельефе в толще снежного покрова С.с. может формировать значительные по размерам подснежные и открытые русла.

ждаемом объекте с целью создания условий *безаккумуляционного снегопереноса*. С.у. на дорогах обычно имеют вид заборов с приподнятыми над дорожным полотном или над урезом выемки панелями. Многочисленные попытки придания этим панелям сложных обтекаемых форм для ускорения нижней струи потока успеха не имели. Лучше всего работают плоские вертикальные или чуть наклонные панели, либо сплошные, либо с просветностью 0,2 (см. рис.). Панель

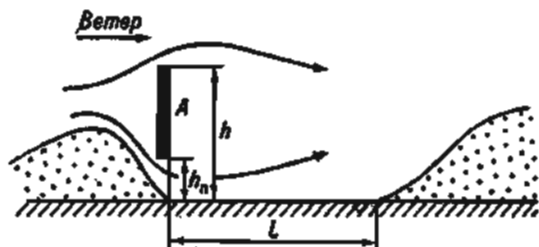


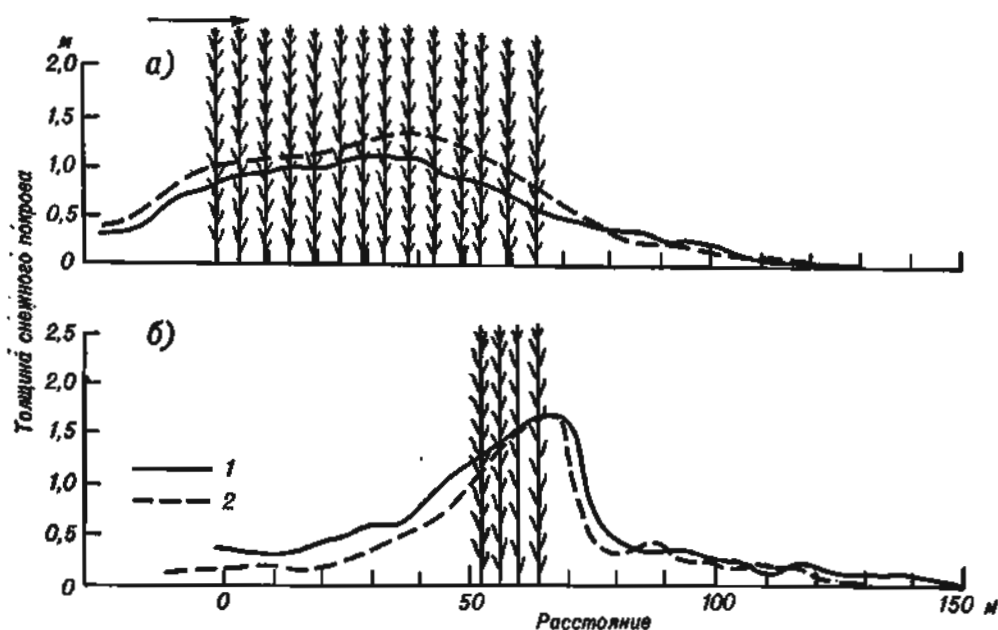
Схема работы снеговыводящего устройства.

А поднята на высоту h так, что внизу образуется просвет $h_n = (0,3 \div 0,4)h$. Ширина зоны выдувания l составляет $(1,5 \div 2,0)h$. С. у. успешно применялись в течение многих лет на автомобильных и железных дорогах в районе Норильска. С. у., установленные над урезом выемки, называются *надоткосными щитами*.

СНЕГОГЛАДИЛКА. Приспособление для протягивания по поверхно-

приносу и выносу снега, эта зависимость ослабевает.

СНЕГОЗАДЕРЖАНИЕ. Один из основных и наиболее распространенных методов *снежных мелиораций*, важность которого для условий России подчеркивалась еще в XIX в. А. И. Воейковым, П. А. Костычевым, А. А. Измайльским. Удержание снега от сноса ветром на полях и его накопление для увеличения запасов



Распределение снега в широкой (а) и узкой (б) лесных полосах: 1 — январь, 2 — март; стрелкой показано направление ветра.

сти снежного покрова гладких металлических или полимерных листов, с помощью которых проводится прикатывание снежного покрова, способствующее *снегозадержанию*.

СНЕГОЕМКОСТЬ ТЕРРИТОРИИ. Количество снега, которое может накопиться на данной территории за зиму. Определяется обычно водным эквивалентом, т. е. количеством воды, получаемой при таянии собранного снега. Мерой С. т. служит коэф. сохранения осадков, представляющий собой отношение снегозапаса к сумме осадков, пошедших на его создание. С. т. зависит от зимних условий — интенсивности испарения, оттепелей и пр. Снегоемкость небольших участков сильно зависит от метелевого режима, но на значительных пространствах, сбалансированных по

воды в почве и утепления зимующих растений проводится с помощью агротехнических мероприятий: посева высокостебельных растений, т. е. *кулисного С.*, полезащитных лесонасаждений (снегосборных лесных полос) и т. п., снегопахания, снегууплотнения и расстановки различных препятствий. При *комплексном С.* снежные мелиорации сочетаются со снегозащитой дорог, населенных пунктов и предприятий.

Очень важным мероприятием С. является посадка снегосборных лесных полос. Они бывают продольными, расположенными поперек направления господствующих ветров вдоль длинных сторон полей, и поперечными — вдоль их коротких сторон. Широкие и плохо проницаемые ветром полосы собирают внутри себя весь метеле-

вый снег, а узкие полосы формируют основную часть снежного вала в подветренной стороне (см. рис.). Лесные и кустарниковые полосы могут быть также сплошными по длине и куртинными, состоящими из цепочки рожиц (куртин). Разрывы в куртинных полосах обеспечивают их проницаемость, соответствующую требованиям равномерного распределения снега в прилегающем поле. Межполосные пространства между продольными полосами имеют ширину 350—600 м, а между поперечными — до 2000 м. Зона влияния лесных полос на задержание снега не превышает 12—14 высот главных пород (в условиях Сибири 100—150 м), так что в большом межполосном пространстве могут образоваться *зоны разгона метелей*. Поэтому в районах ежегодных снежных мелиораций целесообразно или сокращать размеры межполосных пространств, или применять дополнительно средства маневренного или кулисного С.

Средства С. могут быть постоянными (напр., лесонасаждения) и маневренными. Маневренное С. осуществляется поделкой снежных траншей и валов с многократным их возобновлением, полосным уплотнением и приглаживанием снега, расстановкой мертвых стеблей высоких растений, снеговых щитов с большой просветностью, навозно-перегнойных пакетов и т. д. В настоящее время широко практикуется *механизация С.* с применением типовых дорожных машин и специальных снегопахов.

Следует подчеркнуть, что С. с целью получения добавочного количества снега, сверх нормы выпавшего из облаков, возможно только для небольших полей, соседствующих с открытым для ветра и не используемым под посевы участком, откуда сдуваемый ветром снег может поступать на сельскохозяйственное поле. Для сплошных посевов при отсутствии неиспользуемых площадей речь может идти только о регулировании метелевого переноса снега с целью недопущения его выноса в овраги и обеспечения более равномерного распределения снега на полях в количестве, приближающемся к выпавшим из облаков твердым осадкам. Т. о., главная задача С. сводится к удержанию выпавшего снега на полях.

А. К. Дюнин.

СНЕГОЗАДЕРЖАНИЕ НА ЛЕДНИКАХ. Сохранение на ледниках переносимого ветром снега путем установки системы проволочных или деревянных решеток. Наиболее эффективно на ледниках с малым коэф. концентрации в естественных условиях. Судя по опытам в высокогорных бассейнах штата Колорадо, 1 км таких решеток задерживает около 120 тыс. м³, или 50 тыс. т снега. Однако следует учитывать погребение решеток в области питания и вытаивание их в области абляции, а также возможный изгиб решеток под давлением снега. Опыт установки снегозадерживающих щитов и решеток имеется на лавиноопасных склонах.

СНЕГОЗАНОСИМОСТЬ. 1. Степень распространения снежных заносов на дорогах, предприятиях и в поселках. Для общей оценки условий снегоборьбы в разных районах составляются карты С. По объемам возможных снежных заносов на 1 м дорожных участков районы делятся на слабо-, средне- и сильнозаносимые (соответственно менее 200, от 200 до 600 и более 600 м³ снега на 1 м).

2. Степень подверженности данного объекта снежным заносам. Незаносимые сооружения не подвержены или мало подвержены заносам независимо от масштабов снегоприноса. В этом смысле С. количественно характеризуется быстротой накопления снега на объекте и отношением количества снега, отлагающегося за данный промежуток времени на объекте, к общему количеству снега, приносимому метелью. С. зависит от формы, размеров, конструкции объекта и ряда природно-климатических факторов: метелевого режима, рельефа прилегающей территории, растительности и т. д.

А. К. Дюнин.

СНЕГОЗАПАС. Масса воды в твердом и жидком виде, содержащаяся в данный момент в снежном покрове. Определяется путем умножения толщины снега на его плотность и выражается эквивалентным слоем воды (мм или см) либо удельной массой снега (г/см² или кг/м²). В том же значении употребляется менее удобный, многословный син. *запас воды в снежном покрове*; употребление в этом значении понятия *водность снежного покрова* неверно.

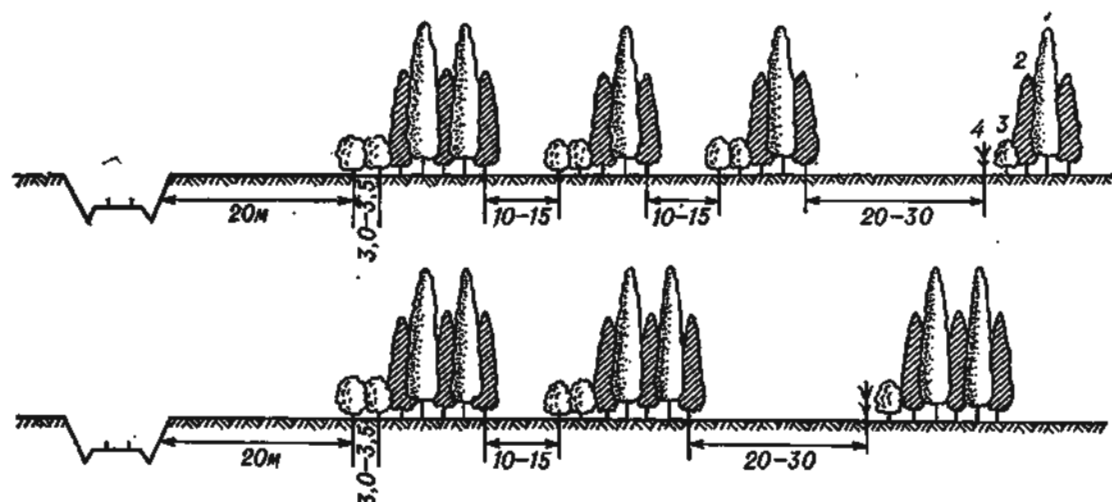
СНЕГОЗАЩИТА. Мероприятия по предохранению дорог, населенных

пунктов и промышленных объектов от снежных заносов. Осуществляется тремя основными способами: 1) закреплением снега в поле — т. н. комплексное снегозадержание, 2) конструированием незаносимых сооружений, 3) применением специальных снегозащитных устройств. Наименее изучены принципы С. в горах и при верховых метелях.

Снегозащитные устройства могут быть снегозадерживающими, снеговыдувающими и полностью изолирующими ограждаемый объект от попадания снега с боков и сверху. Наибольшее распространение получили снегозащитные щиты и траншеи, снеговые заборы и снегозащитные лесонасаждения. Переносные решетчатые щиты с равномерной просветностью начали применять на железных дорогах России с 1863 г. Переносные щиты и траншеи служат средствами маневренной С., т. к. легкие щиты могут при необходимости переставляться на растущий вал, а траншеи — возобновляться. Иногда применяют

рядными, последние сильно увеличивают снегосборность. Защита дорог от заносов в выемках затрудняется при метелевых ветрах, дующих вдоль дороги, особенно в кривых участках. В этих случаях на выпуклых откосах выемок устанавливаются косые ряды заборов и щитов. Недостаток однорядных снегозадерживающих устройств — накопление больших масс снега непосредственно перед ограждаемым объектом: при весеннем снеготаянии объект подвергается опасности размывов и деформаций. Лит. [93, 98, 123, 138]. А. К. Дюнин.

СНЕГОЗАЩИТНЫЕ НАСАЖДЕНИЯ. Древесно-кустарниковые насаждения для задержания метелевого снега на подступах к дорогам и другим объектам. Выращиваются в пределах полосы отвода, выделяемой дорогам местными советами с согласия землепользователей. При комплексном снегозадержании становятся частью общей системы снегозадержания, и надобность в полосе отвода отпадает.



Размещение снегозащитных насаждений вдоль полотна железной дороги: 1 — главная порода, 2 — сопутствующая («теневая») порода, 3 — кустарниковые породы, 4 — колючий кустарник.

щиты с увеличенной просветностью в нижней части, обладающие большей снегосборностью и поэтому требующие меньше перестановок. Траншеи нарезаются в снегу бульдозерами или специальными машинами и совместно с отвалами служат емкостями для задержания метелевого снега.

Снегозадерживающие устройства делаются однорядными и много-

Схемы С. н., в т. ч. характеристики рядов древесно-кустарниковых пород в каждой лесной полосе и размеры межполосных разрывов (см. рис.), зависят от климата и лесорастительных условий. Снегосборность С. н. S определяется формулой $S = bh_{\text{ср}}$, где b — общая ширина С. н. со всеми полосами и разрывами, $h_{\text{ср}}$ — средняя расчетная высота снего-

отложений, равная 1—2,5 м (для разных почвенно-растительных зон), если снег откладывается преимущественно внутри самих полос. В слишком широких и густых полосах снежный вал нередко достигает крон деревьев и ломает их при весенних просадках — происходит *снеголом*. Если полосы С. н. проницаемы ветром и основные объемы снегоотложений задерживаются в межполосных разрывах, то величина $h_{ср}$ может быть принята равной 2—3 м. Снегосборность С. н. существенно зависит от их возраста.

Иногда в качестве С. н. используют живую изгородь, состоящую из одного-двух рядов густой посадки кустарников и деревьев. Снегозадерживающая работа живой изгороди аналогична работе снеговых щитов и заборов. Лит. [15]. А. К. Дюнни.

СНЕГОЗАЩИТНЫЕ УСТРОЙСТВА. См. *снегозащита*.

СНЕГОЛАВИННАЯ СТАНЦИЯ. Исследовательская станция в горах, предназначенная для наблюдений за снежным покровом и условиями схода снежных лавин. В программу входят метеорологические наблюдения, регулярные измерения толщины, плотности и физико-механических свойств снега, фиксация схода лавин. На С. с. проводятся лабораторные исследования снега, описание и регистрация лавин на избранных маршрутах, дается прогноз схода лавин на основе местных признаков и установленных локальных связей с определяющими параметрами. В последнее время для наблюдений за снежными лавинами на С. с. все чаще используют дистанционные датчики с передачей сигналов по радио. В. М. Котляков.

СНЕГОЛИТ. Промерзшая смесь воды и снега с добавкой каменных материалов — песка, гравия, щебня, валунов. Применяется при строительстве временных инженерных сооружений в областях с суровыми климатическими условиями.

СНЕГОЛОМ. Повреждение и поломка деревьев в результате большой снеговой нагрузки, возникающей после обильных снегопадов и заморозов. С. иногда происходит в широких и густых полосах снегозащитных насаждений, когда снежный вал вырастает до крон деревьев. Разные древесные породы в зависимости от хрупкости ствола подвержены С. в различной степени.

СНЕГОМЕЛИОРАТИВНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. См. *снежные мелиорации*.

СНЕГОМЕР (син. *снеговой плотномер*). Прибор для измерения плотности снежного покрова, применяемый при снегосъемках. Представляет собой полый цилиндр определенного сечения с пилообразным краем, который при измерении погружают отвесно или вдоль слоев в снежный покров, а затем вырезанный столбик снега вынимают с цилиндром. Взятую пробу снега взвешивают (весовой С.) или растапливают и определяют объем образовавшейся воды (объемный С.). Плотность снежного покрова находят, вычисляя отношение массы взятой пробы к ее объему. В СССР наиболее распространен весовой С. высотой 60 см и площадью цилиндра 50 см², снабженный безменом и лопаточкой для подрезания пробы снега.

СНЕГОМЕРНАЯ ПОДУШКА. Наполненный жидкостью резиновый пузырь, предназначенный для измерения снегозапаса. Помещается на поверхности грунта до установления снежного покрова; приемная часть прибора, представляющая собой измеритель давления или вертикальную трубку с поплавком, фиксирует сжатие подушки под тяжестью отложенного снега, что отражает ход и величину снегонакопления. В СССР С. п. не нашли применения; за рубежом широко применялись в 1960-х годах, но были вытеснены более совершенными методами — гамма-съемкой снежного покрова, пассивной радиолокацией снега и пр.

СНЕГОМЕРНАЯ РЕЙКА. Деревянный или металлический шест для измерения толщины снежного покрова. Стационарные наблюдения проводятся с помощью постоянной С. р. — деревянной веши с сантиметровыми делениями, устанавливаемой на метеостанции в углах равностороннего треугольника на расстоянии не менее 10 м друг от друга; отсчеты с рейки снимают, находясь в 5—6 м от нее, чтобы не нарушать естественного состояния снежного покрова. В снегомерных маршрутах используют переносную С. р. — обитую снизу железом заостренную планку, разделенную на см и дм; в каждой точке обычно делают три измерения и берут из них среднее. На склонах рей-

ки ставят перпендикулярно к подстилающей поверхности. В горах используют дистанционные С. р., представляющие собой 5-метровые металлические штанги с приваренными к ним поперек 10-см железными полосами. Они предназначены для определения толщины снежного покрова на труднодоступном и опасном склоне непосредственно из летящего вертолета.

В. М. Котляков.

СНЕГОМЕРНАЯ СЪЕМКА, снего-съемка. Измерения толщины и плотности снежного покрова с целью определения снеготопливных запасов. Существуют маршрутные С. с., когда наблюдения проводятся по заранее закрепленным маршрутам; ландшафтные С. с.— разновидность маршрутных, когда маршруты прокладываются через все характерные ландшафты в данной местности: поле, лес, овраги и пр.; авиационные С. с., выполняемые в труднодоступных горных районах путем посадок вертолета и наблюдений по специальным рейкам непосредственно с его борта; *гамма-съемка снежного покрова*, выполняемая с борта самолета или вертолета посредством измерения ослабления снежным покровом гамма-излучения Земли.

Во время С. с. в каждой точке наблюдения, называемой снеготочкой, помимо толщины и плотности снежного покрова определяется толщина ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой, а на маршруте в целом — степень покрытия снегом и ледяной коркой, состояние поверхности почвы под снегом (талая, мерзлая). Для производства С. с. служат переносная *снегомерная рейка* и весовой *снегомер*; толщину ледяной корки измеряют небольшой линейкой, разделенной на мм. Плотность снежного покрова определяют, как правило, в каждой пятой точке маршрута, и количество промерных точек зависит от характера рельефа, растительности и залегания снежного покрова. Для определения снеготопливных запасов на данной площади с заданной точностью П. П. Кузьмин предложил проводить нормальную С. с., при которой промерные точки равномерно размещаются по площади с учетом

коэф. вариации распределения снежного покрова.

В последнее время начинают использовать дистанционные фотографические методы: наземную стереофотограмметрическую съемку, аэро- и космическую фотосъемку. Особенно перспективен разрабатываемый сейчас *метод теплового проявления снеготопливных запасов*.

В. М. Котляков.

СНЕГОНАКОПЛЕНИЕ. 1. Накопление снега на поверхности земли, включая образование корок и настов. Может происходить за счет выпадающих осадков и отложения метелевого снега (*метелевое С.*). 2. Один из методов снегозадержания посредством аккумуляции снега, принесенного из других районов.

СНЕГООЧИСТИТЕЛЬ. Машина для расчистки улиц, автомобильных дорог, железнодорожных путей, аэродромов от снега и снежных заносов. Городские и автодорожные С. бывают плужные, плужно-щеточные и роторные, рабочим органом служит плуг-отвал, устанавливаемый спереди на раме автомобиля или трактора. Производительность 18—40 тыс. м³/ч. Железнодорожные С. (плужные, таранные и роторные) бывают однопутные, отбрасывающие снег в обе стороны пути, и двухпутные, убирающие снег в одну сторону. Рабочая скорость от 0,5 до 70 км/ч.

СНЕГОПАД. Выпадение снега из облаков. С. различаются по синоптической ситуации — С. теплого фронта (обложной), холодного фронта и С. внутри неустойчивой воздушной массы (моросающий); по состоянию неба — С. из водяного облака, из ледяного облака и С. при ясном небе. По величине выпадающих частиц различают мелкий снег (размер частиц менее 5 мм), мелкие хлопья (5—15 мм), крупные хлопья (более 15 мм); по объемной плотности частиц С. выделяют малую (меньше 0,03), среднюю (0,03—0,1) и большую (свыше 0,1) плотности; по скорости падения снежинок говорят о парении в воздухе (меньше 0,1 м/с), медленном оседании (0,1—0,3 м/с), умеренной скорости падения (0,4—0,8 м/с) и быстром падении (свыше 0,8 м/с); по форме частиц С. выделяют пластинки, звезды, столбики, иглы, пушинки, ежи,

обзерненные снежинки; по влажности частиц С. различают сухие, влажные (прилипают к предметам) и мокрые (тают при ударе).

С. характеризуется интенсивностью, т. е. количеством осадков в мм слоя воды за единицу времени — обычно час или сутки. Интенсивность слабого С. меньше 0,1 мм/ч, среднего 0,1—1 мм/ч, густого — больше 1 мм/ч. Видимость в слабом С. может превышать 10 км, в среднем равна 1—10 км, в густом не достигает 1 км, а часто бывает гораздо меньше. Число снежинок (легко различимых глазом) в 1 м³ воздуха при слабом С. составляет менее 10, при среднем — от 10 до 100, а при густом превышает 100 и может достигать многих тысяч. Различают С. с устойчивой, колеблющейся и прерывистой интенсивностью. Длительность С. обычно обратно пропорциональна его интенсивности. Густой С., как правило, не бывает дольше 1—2 ч, а слабый может продолжаться сутки и более. С. без ветра называют спокойным С., при ветре — *верховой метелью*.

В зависимости от условий и характера выпадения снега наблюдатели на метеорологических станциях выделяют несколько видов С. **Дождь со снегом** — это дождь, выпадающий при положительной температуре одновременно с частично растаявшими снежинками. Снег с дождем представляет собой смесь снежинок и капелек или полурастаявших снежинок, выпадающих при температурах, близких к 0 °С. **Морозящий С.** — внутримассовые осадки из мелких снежинок или снежных зерен, как правило, дающие слабый С. **Обложной С.** — это С. из сплошного однородного облачного покрова слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков, продолжающийся несколько часов непрерывно или с короткими перерывами без резких колебаний интенсивности. **Ливневый С.**, или снежный ливень, обычно выпадает из кучево-дождевых облаков при температурах, близких к 0 °С, внутри неустойчивой воздушной массы или на холодном фронте и характеризуется резким нарастанием интенсивности и таким же быстрым ее спадом. **Снежный шквал** — шквал с выпадением снега, возникающий в неустойчиво стратифицированной холодной массе над относительно теплой поверхностью;

нередко его называют снежным зарядом. Снег при ясном небе — изредка выпадающие при отсутствии облаков в широкой области зенита ледяные кристаллы размером 1 мм и более; такой С. обычно продолжается не более 1—2 ч, дает небольшое количество осадков и отличается от *ледяных игл* большей величиной частиц и интенсивностью.

С. является главным источником формирования снежного покрова, интенсивность в состав частиц при С. оказывают влияние на ход перекристаллизации снега и строение снежной толщи.

В. М. Котляков.
СНЕГОПАД ПРИ ВЕТРЕ. Выпадение снежинок из атмосферы при ветре, не превышающем 3 м/с. Снегопад при более сильном ветре называют *верховой метелью*.

СНЕГОПАХ. Орудие для задержания снега на полях. Простейший С. состоит из двух досок, поставленных на ребро и скрепленных своими передними концами, а задние концы досок соединены переключателем. При движении вперед вершиной С. разгребает снег, создавая по бокам два снежных вала. Более совершенный С. риджерного типа представляет угольник с усеченной пирамидой и широким основанием, изготовленный из дерева с металлической оковкой или из металла. С помощью трактора движется вперед расширенным основанием, которое, захватывая снег, оставляет за собой вал из уплотненного снега. Тракторный снегопах-валкообразователь с шириной захвата 2,6 м дает высоту снежного вала от 30 до 70 см. С. применяют при толщине снежного покрова не менее 15—20 см. См. также *механизация снегозадержания*.

В. М. Котляков.
СНЕГОПЕРЕНОС. Перемещение снега ветром. Объем С. определяется в м³ снега, перенесенного за часть зимы или за всю зиму через метр фронта *снеговетрового потока* для всех направлений зимних метелевых ветров. При ориентировочных расчетах объемов С. применяют формулу максимального общего твердого расхода метели (см. *метель*), используя ежегодные данные гидрометеорологических станций по ветровому режиму. По статистическому ряду годовых объемов С. находят их повторяемость, функцию распределения и величину расчетных объемов С. с лю-

бой заданной вероятностью их превышения. Объем снега, поступающего с поля на единицу длины дороги или другого линейного объекта, определяют по объемам С., умноженным на косинусы углов между их направлениями и осью объекта, и называют **объемом снегоприноса**. При проектировании снегозащитных постоянных устройств ограждающих железные дороги, принимают максимальные расчетные годовые объемы снегоприноса с вероятностью превышения 5 % в сильнозаносимых местностях малонаселенных районов, 7 % на линиях I и II категорий и 10 % на линиях остальных категорий и подъездных путях.

А. К. Дюнин.
СНЕГОПУНКТ. См. *снегомерная съёмка*.

СНЕГОРЕГУЛИРОВАНИЕ. Искусственное регулирование процесса ветрового перераспределения снега. Проводится средствами *снегозащиты и снегозадержания*. Средства и способы С. классифицируются по принципу их действия исходя из того, что ветровой перенос снега зависит гл. обр. от скорости ветра, ее градиента, насыщенности метели снегом и состояния поверхности снежного покрова.

СНЕГОРЕГУЛИРУЮЩИЕ ПРЕГРАДЫ. Общее название всех преград, изменяющих скорость метелевого ветра, которые способствуют аккумуляции или выдуванию всего или части снега, подносимого к С. п. Сюда относятся снеговые заборы, щиты, снегозащитные лесные полосы, снеговыдувающие устройства и пр. Если высота С. п. равна h , то зона их действия простирается на расстояние не более $(4 \div 5)h$ в наветренную сторону и $(14 \div 15)h$ в подветренную, определяя протяженность *снежного шлейфа*, образуемого С. п. Защищаемые объекты должны находиться за пределами этого шлейфа.

Снегоборная и снеговыдувающая способность С. п. существенно зависит от их просветности и проницаемости. Подветренная зона снеговыдувания располагается в непосредственной близости к С. п. Протяженность этой зоны l зависит от высоты h , сплошного прозора между поверхностью земли и краем нижней панели.

При $h_s = 0,4h$ $l = l_{\text{макс}} = (1,5 \div 2)h$. Далес следует зона аккумуляции снега.

При расчете С. п. на прочность в качестве основной нагрузки принимается давление ветра со скоростью U , взятой по метеорологическим данным с заданной вероятностью превышения. Давление ветра на панель площадью s с просветностью p определяется по формуле

$$s = (1,25 + 0,6p) s' (1 - p) \rho_v U^2 / 2,$$

где ρ_v — массовая плотность воздуха, s' — площадь проекции панели (по всему контуру) на вертикальную плоскость, нормальную к направлению ветра.

А. К. Дюнин.
СНЕГОСБОРНОСТЬ. Объем или масса метелевого снега и твердых осадков, которые могут быть задержаны на единицу длины снегозадерживающего устройства без существенного проноса снега и без нарушения целостности устройства. С. должна быть равна расчетному объему снегоприноса. Измеряется в единицах объема или массы собранного устройством снега: 1 м^3 или 1 т снега на 1 м защитной линии.

СНЕГОСБОРНЫЙ БАССЕЙН. Территория, с которой снег сносится к месту накопления. Границами С. б. служат леса, овраги, русла рек, строения и другие препятствия, около которых происходит *метелевое снегонакопление*. Внутри С. б. могут быть участки частичной аккумуляции снега — понижения в рельефе, места с невысокой растительностью, где некоторое количество выпадающего за зиму снега не выдувается. К наветренной границе С. б. примыкает зона усиленной дефляции снега, или *зона разгона метели*, которую должен митигировать метелевый поток, чтобы достичь стадии уравновешенной дефляции с максимальным средним общим твердым расходом метели. Переносимые метелью массы снега нарастают постепенно, по мере разрушения снежного покрова, происходящего гл. обр. благодаря *сальтации*. Поэтому в зоне разгона метели действует ненасыщенная метель и аккумулятивные формы рельефа не образуются. *Длина разгона метели* зависит от скорости ветра, состояния снежного покрова и

времени действия метели, изменяясь от нескольких метров до км. В пределах С. б. отсутствуют препятствия, снижающие скорость ветра до уровня, при котором дефляция невозможна. По мере развития метели нередко происходит увеличение размеров С. б., при этом снегопринос к подветренной границе стремится к некоторой постоянной величине в связи с физической ограниченностью предельной дальности снегопереноса.

Баланс метелевого переноса в С. б. определяет условия снегомелиорации и инженерной снегозащиты. Важнейшая характеристика этого баланса — коэф. сдувания снега, равный отношению ветрового выноса и испарения снега к общему количеству твердых осадков за зимний период с устойчивыми отрицательными температурами. Коэф. сдувания в степях Зап. Сибири изменяется от 0,5 до 1,0.

А. К. Дюнин.

СНЕГОТАЯНИЕ. Процесс превращения льда, из которого состоит снежный покров, в воду. Чистый лед при давлении в 10^3 гПа тает при температуре 0°C . На таяние льда расходуется удельная теплота плавления, равная 334 Дж. С. является результатом теплообмена снежного покрова с окружающей средой. Оно происходит тогда, когда приток тепла в снежный покров превышает его отток в более холодные слои снега, в почву и атмосферу. Поэтому С. возможно даже при отрицательной температуре воздуха, по крайней мере до -5°C . При большой сухости воздуха тепло может затрачиваться только на возгонку льда, и тогда С. не наблюдается даже при температуре воздуха до $+15^\circ\text{C}$ [312]. В последнем случае образуются поля кающихся снегов. Появление жидкой фазы в снежном покрове при отрицательной температуре возможно также в результате концентрации солей или повышения давления, уменьшающих температуру плавления льда. Однако в обычном снежном покрове роль этих причин ничтожна.

Таяние снежного покрова начинается с поверхности, если тепло поступает от атмосферного воздуха или от конденсирующегося на поверхности снега водяного пара — это адвективный тип С. Солнечная радиация, проникающая в толщу снежного покрова, может вызывать в некоторых

его слоях таяние, которое называют радиационным или объемным и относят к радиационному типу С. Оно всегда имеет избирательный характер из-за неравномерного распределения примесей, сильно поглощающих лучистую энергию. Радиационное таяние охватывает верхние слои снега толщиной 20—40 см. С. может быть также обусловлено теплом, поступающим с дождевыми осадками, выпадающими на поверхность снежного покрова. Дополнительное таяние может быть связано с потоками воды, текущей в подснежных каналах или открытых снежных руслах. Однако роль такого С. незначительна. Вскоре после начала С. в результате просачивания воды в толщу снежного покрова в слоях, имеющих еще отрицательную температуру и обладающих некоторым запасом холода, может происходить замерзание талой воды.

Талая вода движется вниз под действием капиллярных и гравитационных сил. В верхней части вертикального профиля снежного покрова при этом образуется горизонт вытаивания — вымывания, где вода имеет некоторый избыток тепла и продолжает плавить лед. Температура тающего слоя снега в таком горизонте нередко выше $0,2\text{—}0,3^\circ\text{C}$. В нижней части профиля существует горизонт вымывания — намерзания, где запас холода расходуется на замерзание проникающей талой воды. Между этими горизонтами расположен горизонт равновесия с нейтральным балансом. В горизонте вытаивания происходит сглаживание структурных различий, размывание корок и т. п., а в горизонте намерзания процесс С. становится обратимым, проявляется первичная тонкая слоистость, образуются корки, происходит структурная дифференциация. При повторном таянии и промерзании происходят только структурные изменения — режеляционная перекристаллизация или фирнизация. Такие процессы обычны во время оттепелей в зимнее время и в начале весеннего периода при частых возвратах холодов. Перекристаллизация всей толщи завершается по мере того, как стает около 15—25 % снегозапасов, накопленных к началу таяния. Только при полном протаивании толщи снежного покрова вся она превращается в горизонт вы-

таивания, начинается *водоотдача снежного покрова*.

За начало С. принимается момент установления в снежной толще нулевой температуры, после чего затраты поступающего тепла идут уже не на нагревание, а на таяние снега. Момент начала С. может быть также определен по уравнению *теплового баланса снежного покрова* из условия равенства между суммой накопленного тепла и количеством тепла, необходимого для прогревания толщи снега до 0 °С [122]. Период от начала таяния до полного схода снежного покрова считается продолжительностью С. При этом выделяется *основной период С.* — период от начала таяния до схода снега на 50 % площади, в течение которого сходит в среднем около 80 % зимних снегозапасов. Скорость процесса С. оценивается его интенсивностью — количеством образованной талой воды на единицу площади в единицу времени. На равнинах средних широт интенсивность С., равная 5—6 мм/сут, считается низкой, 8—12 мм/сут — средней и 15—18 мм/сут — высокой. Интенсивность С. под пологом леса всегда ниже интенсивности С. на открытой местности. *К. С. Лосев.*

СНЕГОТЕХНИКА. Отрасль технических наук, контактирующая с инженерной гляциологией, занимающаяся разработкой методов и оборудования для использования снега и борьбы с его вредным влиянием; расчетами инженерных сооружений, находящихся под влиянием нивальных процессов; конструированием инструментов и механизмов для разработки естественного и изготовления искусственного снега, его погрузки и транспортировки. Среди важных проблем С.: разработка средств и оборудования для снежных мелиораций, снегорегулирования и снегоуборки; расчеты статических и динамических нагрузок от снега на сооружения; разработка методов и средств для изготовления искусственного снега в спортивных и других целях; расчеты снегозащиты дорог, населенных пунктов и предприятий; создание средств для сооружения снежно-ледяных дорог. Снеготехнические расчеты основываются на представлениях о нивально-гля-

циальных процессах и явлениях, изучаемых общей и инженерной гляциологией. *В. М. Котляков.*

СНЕГОУБОРКА. Удаление снега с полотна железных и автомобильных дорог, улиц, площадей, крыш и т. д. Для С. используются: 1) машины механического действия (снегоочистители, снегопогрузчики, снеготранспортеры), 2) нагревательные системы (снеготаялки, электрические и газовые обогреватели), 3) химические средства удаления снега, 4) пневматические устройства. Наибольшие затруднения вызывает С. на объектах сложной конфигурации, напр. на стрелочных переводах железнодорожных станций, крышах предприятий.

СНЕГОУБОРОЧНЫЕ МАШИНЫ. См. *механизация снегоуборки*.

СНЕГОУДЕРЖИВАЮЩИЕ СООРУЖЕНИЯ. Группа *противолавинных сооружений*, предназначенных для обеспечения устойчивости снега в зоне зарождения лавин. К ним относятся строящиеся на склонах траншеи с валиками у их внешнего края, террасы, стенки, заборы, плетни, сваи и надолбы из бревен, бетона или железобетона и других материалов, сетки из металла или нейлона, снегоудерживающие щиты из дерева, металла, бетона (см фото XXV.46) и лесонасаждения в зоне зарождения лавин. С.с. размещают в зависимости от условий рельефа, характера поверхности склонов, условий снегонакопления и режима снежного покрова в шахматном порядке или в виде сплошных рядов с разрывами и даже отдельно стоящими щитами, стенками и др. Практика показывает, что террасирование и устройство траншей дает незначительный эффект, особенно в районах с мощным снежным покровом. Сваи, надолбы и заборы также недостаточно действенны. Они могут создаваться гл. обр. там, где образуются лавины из ветровых досок при снеге небольшой мощности. Стенки и щиты должны рассчитываться на такие условия, при которых пространство между ними и склоном не заносится снегом и не появляется возможность сползания снега поверх ограждения.

Высокоэффективным средством закрепления снега на склонах служат

сетчатые С. с., но их широкое применение ограничивается высокой стоимостью и отсутствием типовых конструкций. Хороший эффект дают лесонасаждения, особенно в сочетании со С. с. Наиболее часто применяются снегоудерживающие щиты, хорошо зарекомендовавшие себя в Швейцарии, Австрии, ЧССР, Канаде. В СССР опыт их эксплуатации имеется на Тянь-Шане и Сахалине. При их проектировании следует учитывать увеличение ветровой аккумуляции за щитами, способное вызвать сход лавин поверх щитов. С. с. во многих случаях необходимо сочетать с другими противолавинными сооружениями.

Л. А. Канаев.

СНЕГОХОД. Машина для передвижения по глубокому снегу на гусеничном или полугусеничном ходу с передними управляемыми колесами или лыжами. См. *снежный транспорт*.

СНЕГ-ПЛЫВУН. Рыхлый крупнозернистый снег с ярко выраженной вертикально-столбчатой текстурой, включающий множество кристаллов *глубинной изморози*. Образуется в нижней части снежной толщи на границе с почвой и в рыхлых слоях снега, перемежающихся с плотными слоями. Причиной формирования С.-п. служит активный вынос пара из разрыхляющихся слоев, обусловленный резкими температурами и плотностными скачками. Получил название из-за характерной текучести после слома первоначальной структуры под давлением снежной толщи. Нередко вызывает сход снежных лавин. В. М. Котляков.

СНЕГ ПРИ ЯСНОМ НЕБЕ. См. *снегопад*.

СНЕГ С ДОЖДЕМ. См. *снегопад*.

СНЕЖИНКА. Ледяной кристалл, выпадающий из облаков, размером от долей до нескольких мм. Формы снежинок очень разнообразны, чаще всего это звезды, пластинки, столбики (см. *классификация снежинок*). С. увеличиваются с ростом температуры воздуха и ослаблением ветра. Скорость падения С. в спокойном воздухе в зависимости от их формы и температуры воздуха колеблется от 0,1 до 2 м/с, в среднем составляя 1 м/с. При падении С. непрерывно видоизменяются вследствие *заиневания*, *обзнернения* и *коагуляции*. Нередко происходит их сцепление и образуются *снежные хлопья*. Из С. фор-

мируется снежный покров, в котором они постепенно видоизменяются.

В. М. Котляков.

СНЕЖНАЯ БОРОНА. Приспособление для перетирания, рыхления и перемешивания снега в целях изменения его структуры и плотности. Представляет собой систему наклонных или вертикальных стержней или вращающихся дисков, которые могут быть деревянными или металлическими. Используется при снегоуборочных работах на аэродромах и автомобильных дорогах, а также в сельском хозяйстве в целях снегозадержания на полях.

СНЕЖНАЯ ГРЯДА. Крупная аккумулятивная форма снежного рельефа, возникающая на склоне ледниковых щитов при взаимодействии постоянных ветров с мезорельефом ледниковой поверхности. Длинная ось С. г. перпендикулярна господствующему ветру, высота ее достигает 20—30 м, расстояние между гребнями от 5 до 30 км. С. г. передвигаются по направлению ветра; на Земле Уилкса в Вост. Антарктиде скорость такого движения составляет около 25 м/год.

СНЕЖНАЯ ДОСКА. См. *ветровая доска*.

СНЕЖНАЯ ДЮНА. Аккумулятивная форма снежного микрорельефа, образующаяся на ледяной корке или насте после отложения рыхлого, подвижного снега, часто выпадающего в виде крупы. С. д. обычно имеют вид гряд длиной 5—10 м и высотой от 0,2 до 1 м, иногда приобретают форму барханов. Передвигаются в направлении ветра со скоростью до 5 см/мин.

СНЕЖНАЯ ЗОНА (син. *рекристаллизационная зона*). См. *зоны льдообразования*.

СНЕЖНАЯ ИНВЕРСИЯ (син. *весенняя инверсия*). Выхолаживание потока теплого воздуха, движущегося в весенний период над снежным покровом. В слое, прилегающем к снежному покрову, тепло из воздуха затрачивается на снеготаяние, в результате чего температура в этом слое понижается по сравнению с вышележащими слоями.

СНЕЖНАЯ КАША. Смесь снега с водой, когда все поры снежного покрова заполнены ею, что приводит к потере связей между снежными зернами. В результате С. к. течет при ма-

лейшем уклоне, а на горизонтальной поверхности образует обширные *снежные болота*. С. к. представляет большую опасность для пешеходов и транспорта, т. к. не удерживает на поверхности предметов даже с малым удельным давлением.

СНЕЖНАЯ КРУПА. Матово-белые снегоподобные ядра неправильной округлой формы, выпадающие из кучево-дождевых облаков при температурах около 0 °С. Размеры крупинки колеблются от 1 до 15 мм, наиболее крупные имеют форму конуса (сферического сектора); при ударе о твердые предметы ядра С. к. отскакивают, а не разламываются. Мелкая С. к. может выпадать при температурах до -15 °С. Частицы С. к. состоят из бисерной сетки мельчайших ледяных зерен, образованных замерзшими облачными каплями; от *снежинок* они отличаются отсутствием различной кристаллической основы.

СНЕЖНАЯ ЛАВИНА. 1. Пришедшие в движение на склоне скользящие и низвергающиеся снежные массы. С. л. в естественных условиях возникают при нарушениях *устойчивости снега на склоне* под влиянием метеорологических явлений и процессов внутри снежной толщи в определенных условиях рельефа и растительности, которые образуют комплекс *факторов лавинообразования*. Зарождению лавины предшествует период подготовки толщи к движению, продолжающийся в разных условиях от нескольких месяцев до нескольких часов. Возможны и другие причины нарушения устойчивости снега — как естественные (напр., землетрясения), так и искусственные (напр., взрывы).

С. л. распространены во всех горах, где формируется снежный покров и имеются склоны крутизной более 15°; в СССР они встречаются более чем на пятой части территории. Нижней границей возможного образования С. л. служит изолиния фоновой наибольшей декадной толщины снежного покрова порядка 30 см. Нижний предел скорости лавин условно принят равным 1 м/с, верхний предел четко не установлен. Во время схода С. л. способна увеличить объем, вовлекая в движение новые

массы снега. Объемы С. л. колеблются от нескольких до миллионов м³ снега, известны случаи схода лавин объемом до 3 млн. м³. При сходе *лавин из сухого снега* возникает распространяющаяся впереди разрушительная *воздушная волна лавины*.

С. л. сходят периодически по одним и тем же путям; при этом выделяют лавиносбор — место питания лавины, лавинный лоток — ее русло и конус выноса лавины. По характеру движения различают *осовы, лотковые и прыгающие лавины*. Многообразие условий лавинообразования и особенностей схода С. л. ведет к необходимости создания генетических и морфологических классификаций лавин. С. л. обладают огромной разрушительной силой и требуют создания системы *защиты от лавин*.

Научные исследования лавин стали прежде всего развиваться в Альпах в начале XIX в.; тогда же здесь пришли к выводу о возможности создания снегоудерживающих сооружений. В конце XIX в. противолавинные сооружения строятся в Альпах и на Кавказе. Новый подъем исследований лавин в альпийских странах начинается в 30-е годы XX в., когда делаются попытки прогнозировать сход лавин, создаются службы по защите от лавин. В СССР в эти годы организуется служба защиты от лавин комбината „Апатит“ в Хибинах, разрабатывается теория движения лавин, а в конце 30-х годов А. Г. Гофф и Г. Ф. Оттен впервые измеряют величину воздействия лавины на сооружение. Важное значение для познания лавин имели монографии Дж. Зелигмана [304], В. Паульке [294] и Г. К. Тушинского [197]. См. также *лавиноведение*.

2. *Тело лавины*, сформированное из пришедшего в движение снежного покрова. 3. Отложения лавинного снега на склоне или у его подножия после остановки лавины. Употребление в этом значении термина С. л. нежелательно; следует говорить *лавинные отложения*. К. С. Лосев.

СНЕЖНАЯ МГЛА. Помутнение воздуха от находящихся в нем снежинок, обычно до или после метели. Может давать очень сильное снижение видимости.

СНЕЖНАЯ НАСЫПЬ. См. *снежно-ледяная дорога*.

СНЕЖНАЯ ПЛИТА. См. *ветровая доска*.

СНЕЖНАЯ ПЫЛЬ. См. *ледяные иглы*.

СНЕЖНАЯ РЯБЬ. Вытянутые поперек ветра валики свежего снега высотой 2—3 см и длиной 10—15 см, медленно (10—15 см/мин) передвигающиеся под действием ветра по ровной поверхности старого снега. Возникают в результате микропульсаций снеговетрового потока, периодически теряющего свою транспортирующую способность, в результате чего более крупные частицы падают на поверхность и сбиваются в валики. Наибольшего развития С. р. достигает при скорости ветра около 10 м/с, с дальнейшим усилением ветра волны ряби исчезают.

СНЕЖНАЯ СЛЕПОТА. Временная потеря зрения, вызванная отражением солнечного света от чистой и сухой поверхности снежного покрова в горах и полярных странах.

СНЕЖНАЯ ШУБА. См. *сублимат*.

СНЕЖНИК. Неподвижное (иногда медленно сползающее) скопление снега и льда, сохраняющееся на земной поверхности в течение части или всего теплого времени года после стаивания окружающего снежного покрова. С. возникают в местах скопления снега, принесенного ветром

(навеянные С.) и лавинами (лавинные С.); чаще сохраняются в затененных местах из-за пониженного таяния. Навейные С. образуются обычно на подветренных склонах путем концентрации снега при метелевом переносе; к ним относятся все С. равнин и большинство С. в горах. Лавинные С. отличаются повышенной мощностью и загрязненностью, резкой изменчивостью размеров и форм в разные годы, служат прямым признаком лавин, сошедших в последнюю зиму. Иногда встречаются погребенные С.—линзы снега и льда, прикрытые чехлом обвально-осыпных, селевых, пирокластических отложений.

Различают три основных типа С., развивающихся во времени, — весенние, летние и С.-перелетки, среди них выделяют шесть подтипов (см. табл.). С.-перелетки образуют орографическую *снеговую линию* в горах, называемую также *границей С.*, которая располагается на 500—1500 м ниже снеговой линии. С. состоят большей частью из фирнизированного снега, мелко- и среднезернистого в первую половину лета, средне- и крупнозернистого во вторую. В условиях резко континентального климата, для которого характерен инфильтрационно-конжеляционный тип льдообразования, С. почти полностью состоят из льда, прикрытого к концу лета тонким слоем фирна. Толщина

КЛАССИФИКАЦИЯ СНЕЖНИКОВ

Тип	Подтип (временной предел существования)	Воздействие на ландшафт; индикационное значение	Характерные области распространения
1. Весенний	1а. Ранневесенний (первая половина весны) 1б. Поздневесенний (вторая половина весны)	Усиливают процессы оплывания и эрозии; задерживают развитие растений, меняют видовой состав растительных ассоциаций	Зона устойчивого снежного покрова равнин в условиях умеренного климата, особенно в пределах расчлененных возвышенностей степи и лесостепи
2. Летний	2а. Раннелетний (первая половина лета) 2б. Позднелетний (вторая половина лета)	Формируют снежниковый сток и специфические формы нивального рельефа, приводят к смене растительных ассоциаций; служат показателем степени заснеженности территории	Субнивальная и альпийская (горно-тундровая) зоны в горах, равнинные тундры
3. Снежник-перелеток	3а. Перелетовывающий (не менее одного теплого сезона) 3б. Многолетний (неопределенно долгое время)	Усиливают процессы морозного выветривания; образуют границу фирновых пятен	Субнивальная и альпийская (горно-тундровая) зоны в горах, побережья арктических морей

сезонных С. составляет обычно 2—4 м (до 7 м), С.-перелетков — 5—10 м (до 20 м); плотность снега 400—700 кг/м³. Поверхность С. имеет ячеистый микрорельеф; естественная загрязненность поверхности навесных С. в горах к концу лета 5—50 г/м².

С. распространены повсюду в зоне формирования устойчивого снежного покрова. На равнинах они характерны для безлесных ландшафтов тундр и степей, в горах — для субнивального и альпийского (горно-тундрового) поясов. В степях С. обычны в оврагах и балках, в тундре — на береговых уступах, в мелких долинах и оврагах, у подножий гряд и холмов, в горах — на карнизах в эрозионных врезах, руслах, на уступах и у подножий склонов. С. — устойчивые природные образования, они постоянно возобновляются на одних и тех же формах рельефа, способствуют формированию каров. С. встречаются также в *пещерах-ледниках*. С. служат индикатором преобладающих направлений зимних ветров и лавинной опасности в горах, активно воздействуют на рельеф, сток, почвенно-растительный покров. Лит. [148, 153, 188, 216, 261].

В. Ф. Перов.

СНЕЖНИК-ПЕРЕЛЕТОК. См. *снежник*.

СНЕЖНИКОВАЯ НИША (син. *нивальный кар*). См. *нивальный комплекс*.

СНЕЖНИКОВАЯ СИСТЕМА. Группа снежников определенной формы и размеров, взаимодействующих между собой и с окружающей средой. Расположенная на склоне, она влияет на температурный режим склона, на почвы, растительность и другие природные компоненты; это влияние определяется размерами, формой снежников, их взаимным расположением и взаимовлиянием, определяющим целостность (эмерджентность) свойств группы, не сводимых к сумме свойств отдельных снежников. Имеется иерархия С.с.: снежники отдельных элементов микрорельефа, отдельных склонов, холмистого рельефа, отдельных хребтов, крупных форм морфоструктуры, горных систем. По Н. И. Осокину [148], С.с.

в пространстве — это участок территории со снежниками данной системы, включающий площадь снежников и межснежниковых пространств. Границей С.с. служит замкнутая линия, отделяющая снежники данной системы от снежников соседней системы или окружающей местности.

В горах в период снеготаяния снежники располагаются в определенном поясе, занимающем более 1000 м по высоте, который по мере таяния смещается вверх. С.с. различаются наборами снежников разных геометрических типов. От формы снежников и их компактности зависит мера их коллективного взаимодействия и интенсивность таяния при заданном притоке тепла. Изучение аэрокосмических снимков позволяет выделить два типа С.с. — расчлененного рельефа с быстрым уменьшением заснеженности в начале таяния и слабым ее изменением в дальнейшем и мягкого рельефа с постепенным уменьшением заснеженности, особенно медленным в начале и конце периодов таяния.

А. Н. Кренке.

СНЕЖНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ. См. *нивазия*.

СНЕЖНИКОВЫЕ НАМЫТЫЕ ПОЧВЫ. Один из видов намытых почв, формирующихся под воздействием *снежников* у подножий склонов. Отличаются повышенной мощностью и слабой дифференцированностью на генетические горизонты. Концентрация пылеватых органоминеральных частиц происходит за счет вытаивания мелкозема снежников (продуктов ветрового накопления) и плоскостного смыва на участках склона, лежащих ниже них. Характерны для альпийских и горно-тундровых ландшафтов. В. Ф. Перов.

СНЕЖНИКОВЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ. Растительные сообщества на участках существования *снежников*. Весенние снежники способствуют запаздыванию фенологических фаз развития растений или видоизменяют состав растительного сообщества по сравнению с окружающей территорией. Вместилища раннелетних снежников характеризуются разнотравно-злаковыми лугами, а позднелетних — замещением

сплошного растительного покрова высших растений мхами с единичными экземплярами угнетенных травянистых растений или выходами скальных горных пород и делювия. Закономерная смена растительных ассоциаций от центральных частей снежниковой ниши к ее периферии на позднелетних снежниках позволяет выделить снежниковые комплексы растительности с поясным концентрическим рисунком компонентов.

В. Ф. Перов.

СНЕЖНИКОВЫЙ СТОК. Составляющая стока горных рек, формирующаяся за счет таяния *снежников*. 1 км² площади снежников обеспечивает расход от 0,3 до 1,0 м³/с. Доля С. с. в разных условиях составляет от 10 до 50 % годового стока, понижаясь в бассейнах, значительных по общей площади или площади оледенения. В целом снежники повышают естественную зарегулированность стока в период абляции, снижая максимум половодья и повышая его расходы на спаде. Прорывы снежниковых запруд в русле могут вызывать усиленную эрозию или образование *водоснежных* и *водоледных потоков*.

СНЕЖНИЦА. Скопление пресной воды на поверхности ледяного покрова вследствие таяния снега, а позднее — и части самого льда. В начальной стадии С. представляет собой пятно пропитанного водой снега, а затем, по мере накопления, — небольшое и неглубокое скопление (озерко) талой снежной воды на поверхности льда.

СНЕЖНО-ВОДНЫЙ ЛЕД. См. *водно-снежный лед*.

СНЕЖНОЕ БОЛОТО. Плоский участок пропитанного водой снежного покрова. С. б. возникают в условиях интенсивного таяния, когда снег быстро насыщается водой, и водонепроницаемой подстилающей поверхности (часто холодный лед) с малыми уклонами, что приводит к скоплению талых вод. Широко развиты в летнее время на полярных ледниковых куполах, нередко вызывают сход *гидронапорных лавин*. Переходить С. б. очень опасно из-за находящихся в них водотоков и ям, не видимых с поверхности.

В. М. Котляков.

СНЕЖНО-ЛЕДЯНАЯ ДОРОГА (син. *автозимник, ледяная дорога*). Зимняя

автомобильная дорога, сооруженная из снега, льда и мерзлого грунта. Используется в малонаселенных бездорожных районах Севера с длительным зимним периодом — в сев. районах СССР, США, Канады, Скандинавии. При прокладывании С.-л. д. по рекам местами проводится дополнительное упрочнение речного льда. Различают два типа С.-л. д.: 1) расчищенные от снега, выровненные и покрытые льдом полосы (часто заливаются водой только колес, нарезанные в грунте), 2) уплотненные снежные насыпи, возвышающиеся над снежным покровом. Содержание дорог первого типа обходится гораздо дороже их строительства из-за снежных заносов, и в сильно метелевых районах они не рекомендуются. Снежные насыпи сооружают из снега, предварительно разрыхленного, а затем уплотненного с помощью катков, виброуплотнителей и листовых уплотнителей до плотности 550 кг/м³ и выше.

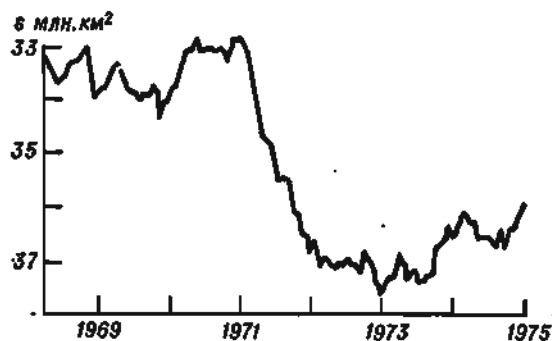
В СССР выделяют четыре вида С.-л. д.: 1) снежные бесколеиные, 2) ледяные бесколеиные, 3) поливные с колеей на снежном основании, 4) поливные с колеей на земляном основании. С.-л. д. ежегодно возобновляются на одной и той же трассе, за исключением выявленных участков наледеобразования, термокарста и т. д. Сооружение и возобновление дорог начинается при промораживании грунта на 10—15 см для обеспечения прохода легких бульдозеров по марям и заболоченным местам. Лит. [182]. А. К. Дюнин.

СНЕЖНО-ЛЕДЯНОЙ НАКАТ. Тонкий слой льда на поверхности уплотненного снега, залегающий на тротуарах, автомобильных дорогах или взлетно-посадочных полосах аэродрома. Образуется при повышении температуры воздуха до положительной и последующем похолодании, а также в результате подтаивания снега при торможении транспортных средств.

СНЕЖНО-МОРОЗНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ. Слой атмосферы, в котором существует положительный баланс твердых осадков, т. е. их выпадает за зиму больше, чем может растаять за лето. М. В. Ломоносов выделял „морозный слой атмосферы“; Дж. Тиндаль [190] писал о существовании, кроме нижней *снеговой*

линии, еще и верхней, подразумевая таким образом существование С.-м. с. а.; Е. С. Гернет [47] говорил о „снегоизбыточном слое атмосферы“. В СССР в этом понимании утвердилось введенное С. В. Калесником [85] понятие *хионосферы*.

СНЕЖНОСТЬ. Характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова. Включает условия выпадения и отложения твердых осадков, возникновения, существования и схода снежного покрова, данные о количестве выпадающего из атмосферы льда и максимальных снегозапасах. Вместе с колебаниями климата С. испытывает межгодовые, внутривековые и межвековые изменения, которые теперь легко исследовать с помощью космической информации. Напр., по



Суммарная площадь снега и льда в северном полушарии S , вычисленная по данным спутниковых наблюдений как скользящее среднее за 12 месяцев.

данным спутниковых измерений, С. сев. полушария в 1972—1975 гг. была на 10—12 % больше, чем в 1968—1971 гг. (см. рис.). Со С. территории связано образование снегозаносов, снежных лавин, много других снежных явлений, а также существование и режим ледников.

В. М. Котляков.

СНЕЖНО-ФИРНОВАЯ ЗОНА (син. *рекристаллизационно-режеляционная зона*). См. *зоны льдообразования*.

СНЕЖНЫЕ ВОЛНЫ. Свободные аккумулятивные формы снежного микрорельефа с длинной осью, перпендикулярной ветру, возникающие на значительных выровненных пространствах при ветрах 10—20 м/с и температурах ниже -10°C . Формируются при пульсациях снеговетрового

потока и в зависимости от мезорельефа поверхности могут иметь самые разные размеры: высоту от 0,1 до 20 м, расстояние между гребнями волн от десятков метров до 30 км. Во время метели передвигаются в направлении ветра; скорость такого перемещения уменьшается по мере роста С. в.

СНЕЖНЫЕ ГИРЛЯНДЫ. Гирлянды из смерзшегося снега на ветвях деревьев, карнизах и других выступающих предметах, образующиеся из покрова сухого снега, наледи и изморози. Обычно имеют гладкую поверхность, напоминающую наст, и рассыпчатый снег внутри; провисают на предметах вследствие пластичности снега.

СНЕЖНЫЕ ЗАНОСЫ. Отложения снега во время метелей и снегопадов на дорогах, застроенных территориях и промплощадках.

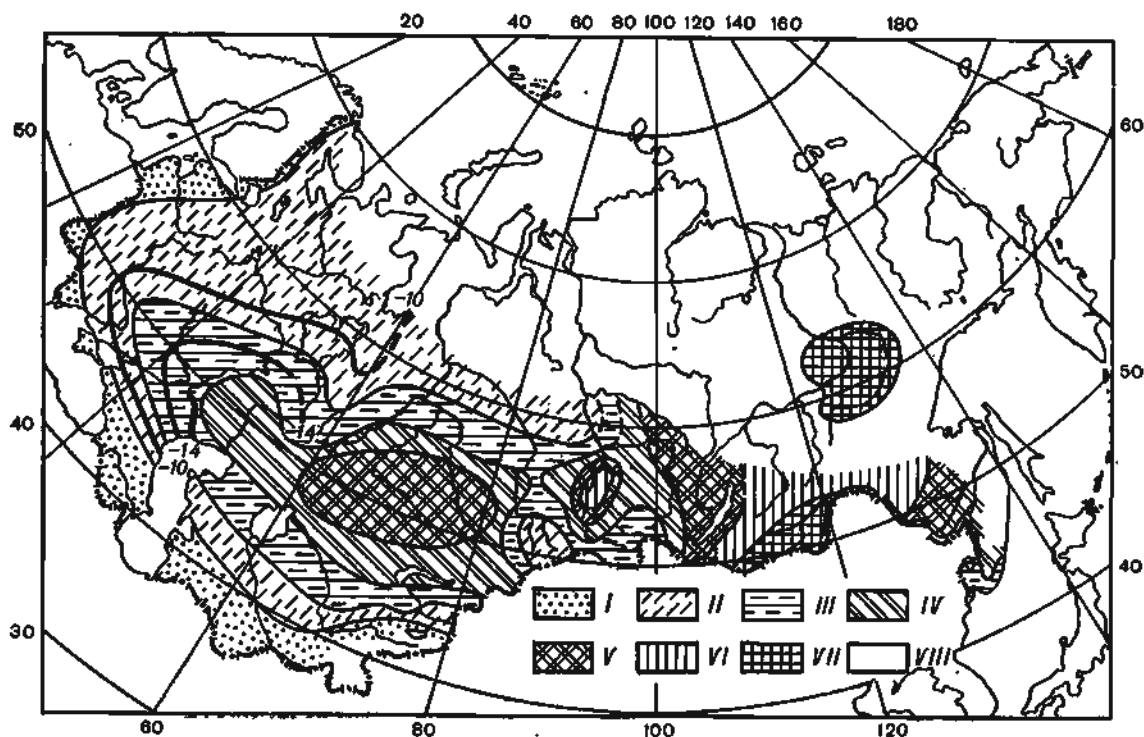
СНЕЖНЫЕ ЗЕРНА. Мелкие матово-белые крупинки диаметром менее 1 мм, внешним видом напоминающие манную крупу. Выпадают в незначительном количестве из слоистых или слоисто-кучевых облаков. С. з. представляют собой сублимационные кристаллы, покрытые сеткой замерзших капель облака. Впервые выделены в 1932 г. Т. Бергероном, проводившим исследования в это время в Москве.

СНЕЖНЫЕ КРИСТАЛЛЫ. Кристаллы атмосферного льда, выпадающие в виде снега. Относятся к гексагональному классу, в зависимости от температуры образуют два основных типа роста: пластинчатый при температурах выше $-20 \dots -25^{\circ}\text{C}$ и столбчатый при более низких температурах. Пластинчатые кристаллы в ненарушенном состоянии представляют собой шестигранные пластинки или симметричные звездочки с лучами нескольких порядков. Столбчатые кристаллы имеют вид удлиненных призм и кубков с множеством внутрикристаллических пузырьков, удлиненных, как и сам кристалл, в направлении главной кристаллографической оси. Для роста кристаллов большое значение имеет также перенасыщение водяного пара непосредственно над поверхностью кристалла. При низких перенасыщениях обра-

зуются столбчатые кристаллы, при повышении перенасыщения — пластинчатые и при наибольшем перенасыщении — дендритовые, также принадлежащие к пластинчатому типу. С повышением температуры размеры С.к. увеличиваются. Ветер быстро ломает хрупкие пластинчатые кристаллы и в меньшей степени компактные столбчатые. По мере прохождения через слои воздуха с разными температурой и влажностью С.к. непрерывно изменяются: происходит *заиневение*, т. е. сублимационный рост кристалла, *обзернение*, т. е. осаждение на кристалле замерзших капель, и *коагуляция*, или сцепление кристаллов при их движении. Сложность и разнообразие этих процессов приводят к возникновению бесчисленного множества неповторимых форм С.к., что затрудняет классификацию снежинок. В. М. Котляков. **СНЕЖНЫЕ МЕЛИОРАЦИИ.** Улучшение водно-теплового режима почв путем регулирования снегонакопления или изменения продолжительности залегания снежного покрова, а также регулирования снеготаяния и поверхностного стока талых вод. К С.м. относятся снегозадержание, искусственное снегонакопление, уплотнение или разрыхление снега, искусственное ускорение или замедление снеготаяния и т. п.

Температурный режим почвы с целью сохранения зимующих растений регулируют изменением толщины снежного покрова и его плотности, что благоприятно действует на весь биогеоценоз. Продолжительность залегания снежного покрова изменяют посредством раннего или позднего снегозадержания в начале зимы, замедления или ускорения снеготаяния весной. Замедление таяния снега выгодно для зимующих растений, если наблюдаются весенние возвраты холодов. Ускорение снеготаяния удлиняет вегетационный период в районах с коротким летом. Для регулирования стока талых вод проводится предварительная осенняя обработка почвы с пахотой поперек склона, устройством перехватывающих канав, валиков и пр.; задолго до схода снега непосредственно на снежном покрове устраиваются валики и плотинки.

Правильный выбор средств и методов С.м. зависит от географических факторов, поэтому проводится **снегомелиоративное районирование** по режиму снежного покрова и природно-климатическим условиям. На территории СССР выделяют семь типов районов, требующих разного подхода к С.м. (см. рис.): I — районы с очень мягким климатом почвы зимой, не нуждающиеся в С.м.; II —



Снегомелиоративное районирование территории СССР (по А. М. Шульгину [215]).

районы с мягким климатом, требующие С. м. лишь в отдельные зимы; III и IV — районы с умеренно холодным и холодным климатом, где С. м. нужны в большинстве зим; V, VI и VII — районы с суровым климатом, где необходимы ежегодные С. м. Кроме того, выделяют неземледельческие территории с вечной мерзлотой и неглубоким снежным покровом, где С. м. не проводятся (VIII).

А. К. Дюнин.

СНЕЖНЫЕ ХЛОПЬЯ. Группы снежинок, механически соединенные между собой в процессе выпадения. В них преобладают звезды и их обломки; размеры С. х. от 1 мм до многих см, они могут содержать сотни снежинок. С. х. тем крупнее, чем выше температура воздуха, слабее ветер и сильнее снегопад. Особенно велики С. х. при ливневом характере снегопада и при незначительной оттепели.

СНЕЖНЫЙ. Состоящий из снега, сложенный снегом (напр., снежный покров, снежная крупа, снежный микрорельеф). Прилагательное снеговой применяют к явлению, связанному со снегом, но из него не состоящему (напр., снеговые воды, снеговое половодье, снеговая нагрузка), а также к формам рельефа, созданным при помощи снега (снеговая ниша, снеговая рывина). Поэтому неправильно называть снежный покров снеговым покровом.

В. М. Котляков.

СНЕЖНЫЙ АЭРОЗОЛЬ. Снежная пыль, состоящая из очень мелких остатков снежных кристаллов, получающаяся при механическом разрушении частиц, в т. ч. под действием сальтации, а также при их метелевом испарении. В переувлажненном воздухе С. а. может подниматься на значительную высоту.

СНЕЖНЫЙ БАРХАН. Скопление отложенного снега серповидной формы с рогами по направлению ветра, напоминающее песчаный бархан. Наветренная сторона бархана пологая, подветренная имеет угол естественного откоса. Образуется за мелкими неровностями поверхности (прежним снежным микрорельефом) при скоростях ветра 8—18 м/с и температурах ниже —12 °С. Приминая один к другому, С. б. образуют цепи, передви-

гающиеся фронтом по ветру. Высота барханных цепей достигает 0,5 м, длина — примерно 10 м. Скорость перемещения зависит от силы ветра, температуры воздуха, характера подстилающей поверхности и переносимого материала. Позади С. б. при его движении остается шлейф, который при усилении ветра разрезается. При ослаблении ветра бархан закрепляется в виде небольшого сугроба.

В. М. Котляков.

СНЕЖНЫЙ ВАЛ. Плоский полого-выпуклый увал высотой до 1 м с длинной осью, перпендикулярной направлению ветра. Возникает в результате пульсаций снеговетрового потока, который при полном насыщении снегом периодически теряет свою транспортирующую способность и, становясь пересыщенным, откладывает некоторый излишек снега, после чего вновь насыщается за счет снега, поднимаемого с поверхности. Во время метели С. в. располагаются в десятках метров друг от друга и передвигаются в направлении ветра.

СНЕЖНЫЙ ВАЛИК. См. *катыш*.

СНЕЖНЫЙ ГЕЙЗЕР. Выброс воздуха со снежной пылью через трещины в снежном покрове. Происходит в результате внезапного толчкообразного оседания больших масс снега. С. г. отмечены в Антарктиде, где достигали высоты 15—20 м.

СНЕЖНЫЙ ЗАРЯД. См. *снегопад*.

СНЕЖНЫЙ КАРНИЗ (син. *снежный козырек*). Мощное скопление плотного снега, образующееся на верхнем крае крутых подветренных склонов или обрывов гор при сильных метелевых ветрах (см. фото XXX. 55). С. к. обычно возникают на тех участках, для которых характерны „метелевые флаги“, т. е. особенно сильный вынос снега ветром. Хотя плотность снега в С. к. превышает 300 кг/м³, они чрезвычайно опасны, часто обрушиваются и служат источником возникновения снежных лавин.

СНЕЖНЫЙ КОЗЫРЕК. См. *снежный карниз*.

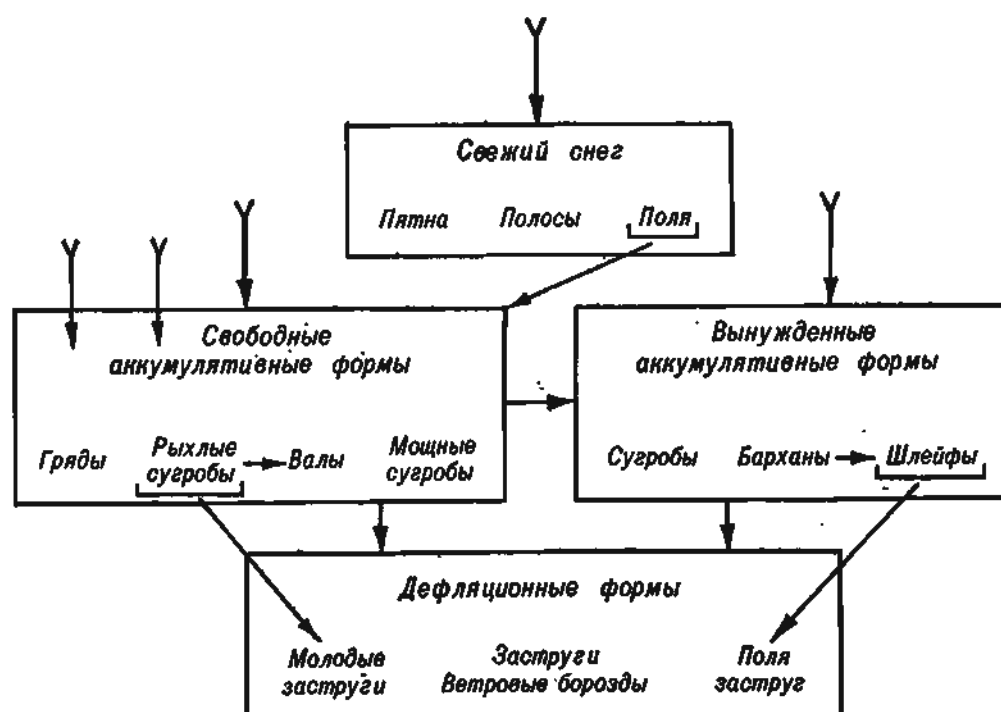
СНЕЖНЫЙ ЛЕД. Вид льда, образующегося в результате смерзания пропитанного водой снега. Вода на льду появляется при сильных оттепелях или больших перегрузках из-за

значительного отложения снега. С. л. имеет неоднородную зернистую структуру по слоям, содержит большое количество пузырьков воздуха, которые придают ему белесоватый оттенок. Плотность С. л. 800—900 кг/м³, он непрозрачен, коэф. поглощения солнечной радиации колеблется около 0,5.

СНЕЖНЫЙ ЛИВЕНЬ. См. снегопад. **СНЕЖНЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ.**

Рельеф снежной поверхности, формирующийся под действием ветра. Различают: покров свежееотложенного снега, когда при интенсивном сне-

метели, где поток еще не насыщен; вторые образуются и в случае ненасыщенного потока. Поскольку снеговетровой поток, как правило, не насыщен, вынужденные аккумулятивные формы встречаются чаще свободных. Дефляционные формы создаются из аккумулятивных под воздействием сильных ветров во время низовых метелей, когда разрушаются поверхностные снежные образования, вскрывающие более глубоко лежащие слои, и возникают две основные формы — *заструги* и *ветровые борозды*.



Генетический ряд форм снежного микрорельефа.

гопаде образуются пятна, полосы или поля свежего снега; аккумулятивные и дефляционные формы микрорельефа (см. рис.). К аккумулятивным формам относятся (в порядке возрастания размеров) снежная рябь, барханы, валы и гряды. На значительном выровненном пространстве возникают свободные аккумулятивные формы, а при наличии неровностей поверхности — вынужденные аккумулятивные формы. Первые связаны с пульсационным характером снеговетрового потока, реализовавшего максимальную транспортирующую способность, и поэтому не могут образовываться в зоне разгона

Дефляционные формы отличаются от аккумулятивных следующим: а) первые располагаются длинной осью по направлению господствующих ветров, вторые — поперек; б) первые имеют более крутой наветренный склон и более пологий подветренный, вторые отличаются обратным поперечным профилем; в) первые неподвижны, вторые во время метели перемещаются в направлении ветра. Чередование ветров разной силы и направления приводит к тому, что зоной разгона метели попеременно становятся разные участки снежной поверхности. В результате аккумулятивные формы в дальнейшем разру-

шаются и возникает ячеисто-бугристый микрорельеф, сложенный снегом разного возраста. В. М. Котляков. **СНЕЖНЫЙ МОСТ.** Перекрытие ледниковой трещины снегом, накапливающимся зимой в результате метелей. Обычно к середине зимы благодаря С. м. хождение по леднику становится достаточно безопасным, но после начала таяния из-за понижения прочности снега С. м. оказываются очень опасными; летом они разрушаются.

СНЕЖНЫЙ НАДУВ. См. *сугроб*.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ. Слой снега на поверхности земли, создающийся в результате снегопадов. Различают С. п. временный, стаивающий в течение нескольких часов или дней после образования, и устойчивый, лежащий в течение всей зимы или с небольшими перерывами. Формирование С. п. на земном шаре обуславливается географической зональностью, рельефом поверхности и общей циркуляцией атмосферы. Источником С. п. служат твердые осадки, сохраняющиеся на земной поверхности при отрицательных температурах воздуха. Ветровой перенос снега приводит к резкой неравномерности его отложения, особенно в горах. На равнинах С. п. наиболее равномерно залегает под пологом леса, а в лесостепной и степной зонах значительная часть снега сносится в овраги и балки.

Поверхность С. п. формируется в основном под действием солнечной радиации и ветров. Метелевый перенос снега приводит к образованию аккумулятивных и дефляционных форм *снежного микрорельефа*. В промежутках между снегопадами на поверхности С. п. возникают *корки* и *насты*, погребяемые новыми горизонтами снега. В результате С. п. приобретает слоистое строение, отражающее метеорологические условия прошедшей зимы. Со временем снежная толща оседает и уплотняется, в ней идут процессы сублимационной перекристаллизации снега — превращение пластинчатых и столбчатых снежинок в бесформенные зерна разной величины. Под влиянием вертикального температурного градиента и переноса водяных паров в толще про-

исходит укрупнение зерен и возникает *вертикальная столбчатость снега*.

С. п. обладает малой плотностью. Плотность сухого снега под пологом леса обычно на 10—15 % ниже, чем на открытых участках. С течением времени плотность С. п. возрастает, особенно весной, когда в снеге появляется жидкая вода. Как правило, плотность снега не превышает 500 кг/м³. Отражательная способность С. п. колеблется от 80—90 % у свежавыпавшего снега до 30—40 % у старого тающего снега. Однако снег поглощает инфракрасную радиацию и излучает сам почти как абсолютно черное тело. Зимой воздух над С. п. сильно охлаждается; весной большое количество поступающего тепла затрачивается на таяние С. п. Талые воды формируют значительную часть речного стока на Земле.

Многообразие условий образования и залегания С. п. приводит к большому числу видов и разновидностей снега, что нашло отражение во многих классификациях снега. Выделяют несколько основных разновидностей снега. Среди них свежавыпавший снег — рыхлый (до

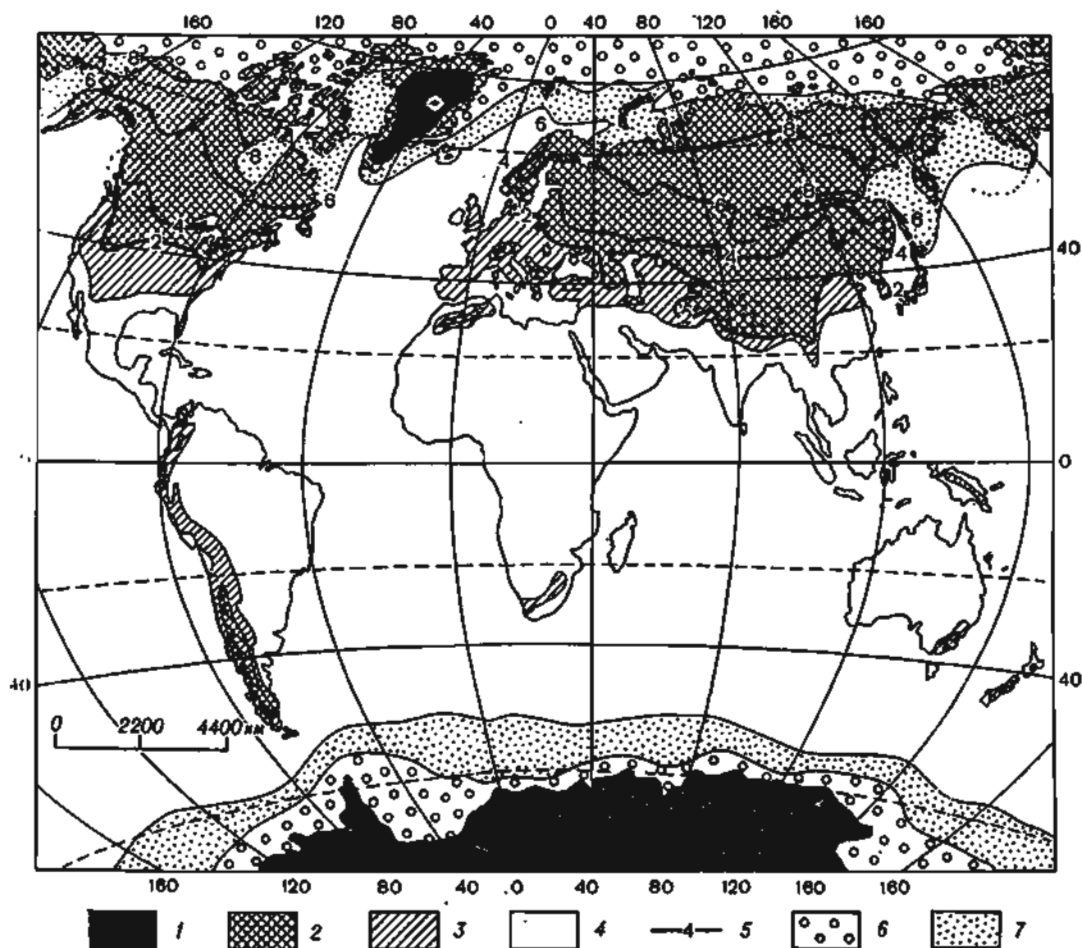
ПЛОЩАДЬ И МАССА ЕЖЕГОДНО ОБРАЗУЮЩЕГОСЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА (средние цифры)

Снежный покров	Площадь, млн. км²	Средняя аккумуляция, г/см²	Масса сезонного снега, 10 ¹⁷ г
Северное полушарие			
Постоянный на суше	2	25	5
Временный на суше	59	14	83
На постоянных морских льдах	9	10	9
На сезонных морских льдах	9	12	11
Южное полушарие			
Постоянный на суше	14	16	20
Временный на суше	2	15	3
На постоянных морских льдах	5	18	9
На временных морских льдах	15	20	30
Всего	115	15	172

200 кг/м³) покров, отлагающийся при снегопадах и общих метелях, не сопровождающихся сильным ветром; при полном безветрии и небольшом морозе образуется пушистый снег плотностью 10—50 кг/м³, состоящий из ненарушенных снежинок. Иногда этот вид снега при плотности менее 30 кг/м³ называют еще "пушистым" снегом. Ветры средней си-

обр. по степени зернистости. См. также классификацию снега и фирна.

С. п. ежегодно покрывает на Земле от 100 до 126 млн. км²; примерно $\frac{2}{3}$ этой территории приходится на сушу, а $\frac{1}{3}$ на морские льды (см. табл.). Максимальную площадь он занимает к концу зимы сев. полушария — 96 млн. км², а минималь-



Распространение снежного покрова на земном шаре: 1 — территории, постоянно покрытые снегом и льдом, 2 — территории, где образуется устойчивый снежный покров, но продолжительность залегания его различная, 3 — территория с неустойчивым снежным покровом, 4 — территория, где снежный покров не образуется, 5 — изолинии продолжительности залегания снежного покрова (в месяцах), 6 — снежный покров на постоянных морских льдах, 7 — снежный покров на сезонных морских льдах.

лы, сопровождаемые метелью, приводят к формированию свежееотложенного снега плотностью в основном 200—300 кг/м³. Очень плотный снег — до 400 кг/м³, состоящий из мелких обломков кристаллов, перетолженных сильной низовой метелью, называют метелевым снегом. Перекристаллизованный снег, пролежавший в толще более месяца, относят к старому (лежалому) снегу, выделяя в нем разновидности гл.

ную — к концу зимы юж. полушария — 44 млн. км² (см. рис.). Около 17 % ежегодно образующегося снега служит источником питания ледников. В СССР максимальная толщина С. п. изменяется от 10 см и менее на юге Средней Азии до 1 м и более на Камчатке, Кольском полуострове и севере Средней Сибири. Наибольшей толщины С. п. достигает на С. страны в конце марта, на Ю — в конце или середине января.

СНЕ - СОВ

С.п. оказывает огромное влияние на климат, рельеф, гидрологические и почвообразовательные процессы, жизнь растений и животных. Благодаря малой теплопроводности он предохраняет почву от сильного выхолаживания и озимые посевы от вымерзания. С.п. содержит значительные запасы влаги и во многих районах умеренного пояса обеспечивает устойчивый урожай; большую роль играет снегозадержание. В горах увеличение С.п. приводит к возникновению снежных лавин, на равнинных пространствах — к снежным заносам. Снег служит источником материала для строительства автомашин, снежно-ледяных складов и пр. Научные и прикладные аспекты С.п. изучает *снеговедение*.

В. М. Котляков.

СНЕЖНЫЙ СЕЛЬ. См. *водоснежный поток*.

СНЕЖНЫЙ ТРАНСПОРТ. Транспортные средства, приспособленные для движения по естественному снежному покрову. Существуют *снегоходы*, перемещающиеся только по снегу, и универсальные снегоходы (снегоходы-амфибии), способные двигаться, кроме снега, по болотам, разводякам и т. д. Снегоходы с воздушной тягой (аэросани) опираются на снег одной или несколькими скользящими поверхностями. Применяемые в СССР грузовые аэросани, имеющие массу полезного груза 1 т и более, перемещаются по ровному снегу с максимальной скоростью 100 км/ч.

В настоящее время широкое развитие получили мотонарты (за рубежом называются скиду) и сноумобили. Мотонарты представляют собой механизированное средство передвижения по снежной целине с легким мотором, двумя гусеницами и одной или двумя передними поворотными лыжами. Они удобны для снегосъемок и маршрутных работ на ледниках, грузоподъемность их 1—2 человека. Сноумобили отличаются большей грузоподъемностью и способны передвигаться на значительные расстояния. Их двигателем служит резиновая гусеница с металлическими спицами. Такие машины выпускаются в Канаде и США с кон-

ца 60-х годов, в настоящее время — по 600 тыс. ежегодно. В 1968 г. американская экспедиция на четырех сноумобилях достигла Сев. полюса. На Аляске и в Канаде применяются тяжелые грузовые универсальные снегоходы — роллигоны. Роль колес выполняют резиновые цилиндры низкого давления. Роллигоны грузоподъемностью 5 т могут перемещаться по рыхлому снегу со скоростью 50 км/ч.

К С.т. следует также отнести самолеты с лыжными шасси, которые могут приземляться на естественном снежном покрове. Они широко применяются в Арктике и Антарктиде.

А. К. Дюнин

СНЕЖНЫЙ ФОНТАН. Подъем снега на высоту до 20 м над зияющими отверстиями крупных занесенных снегом ледниковых трещин, когда сильный ветер, вызывающий низовую метель, дует вдоль трещин. При этом воздух быстро перемещается и в верхней части трещины, а в открытых местах с силой выходит наружу и поднимает переносимый метелью снег. Рядом с таким отверстием благодаря С.ф. возникают снежные шлейфы, которые перекрывают широкую трещину и служат надежными *снежными мостами*. С.ф. наблюдаются в прибрежной зоне Антарктиды, иногда образуют цепочки вдоль крупных трещин.

В. М. Котляков.

СНЕЖНЫЙ ШКВАЛ. См. *снегопад*.

СНЕЖНЫЙ ШЛЕЙФ. Отложение снежного покрова за препятствиями в т. ч. *снегорегулирующими преградами*, снижающими скорость ветра, благодаря чему часть снега выпадает из снеговетрового потока и откладывается. Протяженность С.ш. зависит от высоты и формы препятствия.

СНЕЖНЫЙ ШУРФ. Вертикальная выработка в снежном покрове, которую отрывают с целью изучения его строения и отбора образцов снега. Лицевую стенку С.ш., как правило, находящуюся в тени, тщательно защищают и используют для описания текстуры снега, измерения его плотности и отбора образцов на химический, изотопный, микроскопический и другие анализы. В С.ш. глу-

биной более 1,5 м заднюю стенку обычно делают со ступеньками через каждые 0,5 м. При стационарных исследованиях снегонакопления шурфы отрывают регулярно — раз в месяц или чаще, причем рекомендуется зачищать лицевую стенку предыдущего шурфа примерно на 0,5 м. Результаты таких последовательных наблюдений в С. ш. служат исходным материалом для построения профиля развития снежной толщи.

В. М. Котляков.

СНЕЖУРА. Снег, плавающий в воде в виде комковатых скоплений, внешне похожих на намокшую в воде вату; образуется при выпадении значительного количества снега на охлажденную водную поверхность. С появления С. часто начинается процесс ледообразования, а на небольших непроточных водоемах и малых реках со слабым течением С. нередко служит основной составляющей ледяного покрова в начальную фазу его образования.

СНОУМОБИЛЬ. См. *снежный транспорт*.

СОБИРАТЕЛЬНАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. См. *перекристаллизация льда*.

СОБИРАТЕЛЬНАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА. См. *перекристаллизация снега*.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ АНТАРКТИКИ. Совокупность многолетних льдов, представленных в Антарктике морским (см. *Южный океан*) и наземным оледенением. Основная масса наземного льда находится в Антарктиде, где лед занимает площадь почти 14 млн. км². Поверхность Антарктиды поднимается в среднем на 2040 м над ур. м., что почти в три раза выше средней высоты всех остальных материков. Это связано с тем, что большая часть массы материка сложена льдом, который почти втрое легче каменных пород. Средняя толщина Антарктического ледникового покрова составляет около 1800 м, максимальная превышает 4 км; объем льда в Антарктиде равен приблизительно 30 млн. км³ — это более 90 % всех пресных вод на Земле.

В Антарктике встречаются все типы ледников — от огромного ледникового покрова, состоящего из ряда щитов и куполов (см. рис. на с. 420), до мелких каровых и навешанных

ледников. Вдоль побережья на площади около 1,5 млн. км² распространены шельфовые ледники, заканчивающиеся в море ледниковым барьером; среди них два гигантских шельфовых ледника Росса и Фильхнера — Ронне. В центральных частях ледникового покрова лед движется всего по несколько метров в год, а в краевых частях скорость увеличивается до 200—300 м/год. Для прибрежных районов характерны выводные ледники, в которых лед движется по 1000 м/год. Крупнейший выводной ледник Ламберта имеет длину 700 км и ширину 30—40 км.

Питание ледников происходит за счет атмосферных осадков, годовая аккумуляция изменяется от 5 г/см² и менее в центре Вост. Антарктиды до 60 г/см² на побережье Вост. Антарктиды и до 90 г/см² на побережье Зап. Антарктиды. На всей площади ледникового покрова за год накапливается около 2000 км³ воды (в твердой фазе). Основные статьи расхода льда таковы (км³/год):

Талый сток	-10±5
Испарение — конденсация . . .	0
Вывос снега ветром	-20±10
Таяние ледника на ложе	-50±20
Баланс таяния — намерзания на нижней поверхности ледников	-320±x
Откалывание айсбергов	-2400±720

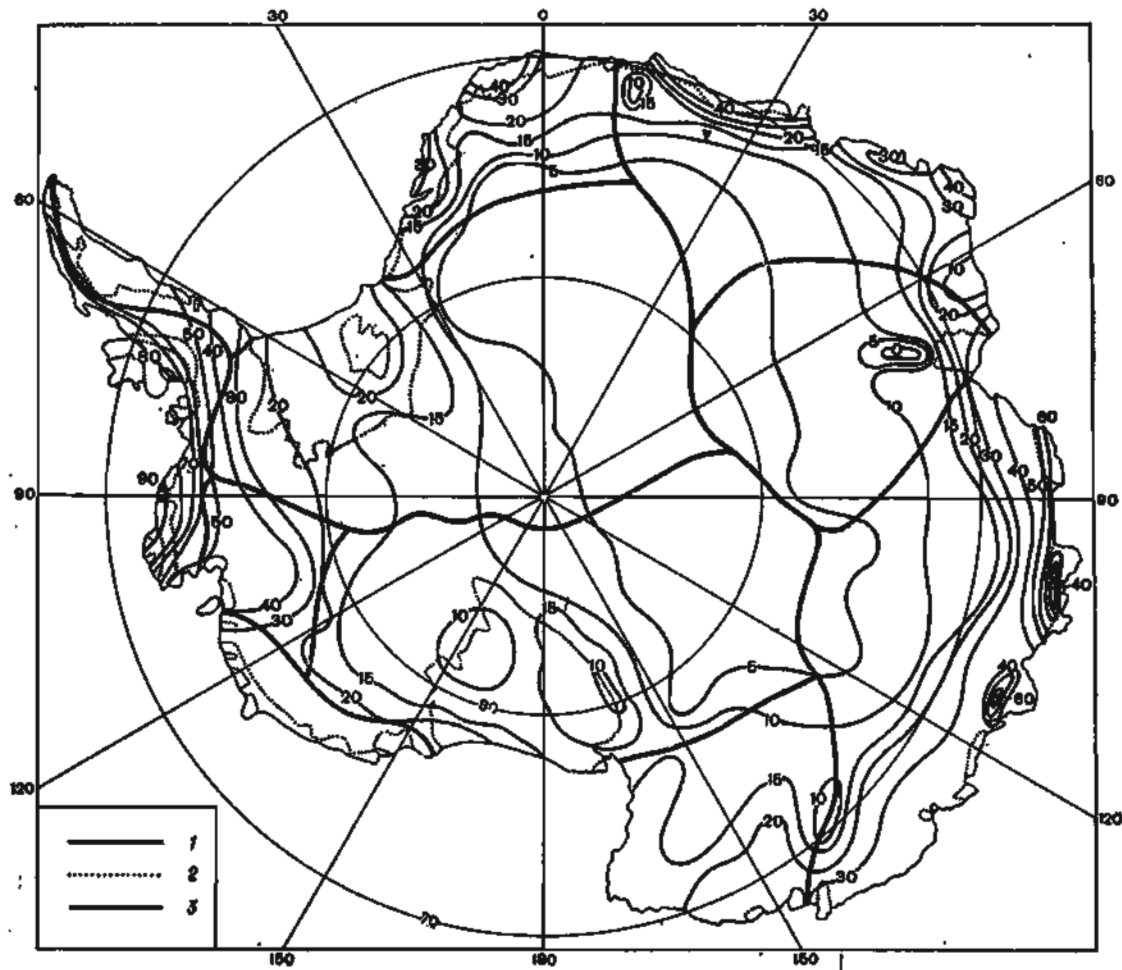
Большие ошибки измерений и расчетов не позволяют сделать категорического заключения о знаке баланса массы ледникового покрова Антарктиды. На уровне современных знаний можно считать его близким к равновесному. Теплофизические расчеты показывают, что на значительных пространствах Вост. Антарктиды под толщей льда мощностью в 3—4 км под влиянием потока внутреннего тепла Земли и отчасти трения льда при его движении на ледниковом ложе происходят процессы таяния, приводящие к существованию обширных подледных бассейнов. Подледные „озера“ в Центральной Антарктиде обнаружены с помощью радиозондирования.

Сток с Антарктиды в виде айсбергов составляет не менее 6 % стока в океан со всей поверхности суши, а в Юж. океане одновременно находится около 15 тыс. км³ пресного льда (в пересчете на воду). Возможно, что наблюдаемое сейчас

повышение уровня Мирового океана связано с уменьшением массы ледникового покрова Антарктиды, но это предположение еще требует доказательств. В. М. Котляков.

юге Гренландии и опускается до 200 м в центральной части Арктического бассейна.

Основную массу оледенения образуют крупные островные леднико-



Главные ледоразделы ледникового покрова Антарктиды и питание его атмосферными осадками. 1 — главные ледоразделы, 2 — тыловая граница шельфовых ледников, 3 — изолинии аккумуляции, в г/(см² · год).

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИКИ. Совокупность многолетних льдов, представленных в Арктике морским (см. *Сев. Ледовитый океан*) и наземным оледенением. В настоящее время ледники в Арктике занимают 2 044 250 км², или 53 % площади всех арктических о-вов; объем льда в пересчете на воду равен 2,5 млн. км³. Граница питания ледников нигде не опускается до уровня моря. Ниже всего она на склонах, обращенных к барическим ложбинам, а выше — во внутренних частях архипелагов. Граница питания поднимается до 1800 м на

вые комплексы, состоящие из ледниковых щитов, ледниковых куполов и выводных ледников. Меньшее значение имеют малые островные ледниковые комплексы. На Шпицбергене и Новой Земле развито сетчатое оледенение, горные ледники в Арктике занимают подчиненное положение. Толщина ледникового покрова Гренландии достигает 3400 м, крупных ледниковых куполов — 400—700 м, небольших ледниковых куполов — 100—300 м. Многие ледники вне покровов асимметричны и сдвинуты в сторону барических ложбин. Шельфовые ледники встречаются только

на Земле Элсмира и Северной Земле. Эти ледники, а также выводные ледники Гренландии дают основную массу айсбергов.

Скорость среднего влагооборота в ледниковых системах Арктики приведена в таблице, а условия существования оледенения показаны на

СКОРОСТЬ СРЕДНЕГО ВЛАГООБОРОТА В ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМАХ АРКТИКИ

Ледниковая система	Площадь оледенения, км ²	Объем ледников, км ³ воды	Ледниковый сток за год, км ³	Время среднего влагооборота, годы
Евразийская Арктика	91 660	25 000	56,0	450
В т. ч.				
Земля Франца-Иосифа	13 735	2 250	7,0	320
Новая Земля	23 645	9 000	14,6	620
Северная Земля	18 325	5 000	6,5	770
Канадская Арктика	149 990	49 000	43,3	1100
Гренландия	1 802 600	2 350 000	603	4000
Арктика в целом	2 044 250	2 420 000	702	3450

картах (см. с. 421). Аккумуляция — абляция в г/(см²·год) на уровне границы питания уменьшается по мере удаления от Атлантики: к В от 80—110 на о. Зап. Шпицберген до 25—35 на Сев. Земле и к З от 30—50 на Баффиновой Земле до 10—20 на Земле Элсмира. На арктических ледниках встречаются все известные в гляциологии зоны льдообразования; суммарные площади их для эпохи 60-х годов XX в. таковы (тыс. км²):

Снежная зона	550
Снежно-фирновая зона	768
Холодная фирновая зона	146
Теплая фирновая зона	12
Фирново-ледяная зона	65
Зона ледяного питания	61
Область абляции	439

Т. о., область питания занимает 78,5 % площади арктических ледников, а область абляции — 21,5 %. Ледниковый коэф. равен 3,65; такое большое его значение, обязанное гл. обр. Гренландии, свидетельствует о значительной доле расхода льда путем откола айсбергов.

Лед в ледниковых куполах движется со скоростью до нескольких десятков метров в год, на средних по размерам выводных ледниках — по 60—80 м/год, а в больших гренландских выводных ледниках — до 5 км/год и более. Известны резкие подвижки ледников в Гренландии, на Шпицбергене, в Канадском Арк-

тическом архипелаге. В XX в. большинство ледников Арктики сокращается, включая, вероятно, и Гренландский ледниковый покров.

В. М. Котляков.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗЕМЛИ. В широком и терминологически верном понимании — распро-

странение на земном шаре всех ви-

дов льда (об этом см. в статье *природные льды*). В традиционном понимании — распространение на Земле ледников и ледниковых покровов. В современную эпоху ледники покрывают площадь 16,2 млн. км², или 10,9 % площади суши, и имеют массу, равную 98,95 % всей массы льда, что почти в 32 раза больше массы поверхностных вод суши (7,512 × 10²⁰ г). Средняя толщина ледников 1,64 ± 0,24 км, максимальная из измеренных превышает 4 км. Суммарный ледниковый сток (2,5·10¹⁸ г/год) в 14 раз меньше речного (3,52 × 10¹⁹ г/год), несмотря на то, что масса ледников в 2·10⁴ раз больше массы речных вод (1,2·10¹⁸ г). Это объясняется в сотни тысяч раз меньшей, чем у воды, скоростью течения льда. Период оборота ледникового льда в среднем равен сейчас 9600 лет, а максимальный в центре Антарктиды превышает 200 тыс. лет.

В табл. 1 приведены сведения о крупнейших ледниках на территории СССР, а в табл. 2 и 3 — данные о размерах современного оледенения в разных районах земного шара. Для Советского Союза использованы весьма точные данные Каталога ледников СССР, изданного в 1966—1982 гг. Для зарубежных территорий использованы разнородные материалы: ка-

Таблица 1

КРУПНЕЙШИЕ ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Ледники	Речной бассейн	Площадь, км ²	Длина, км
Памир			
Федченко	Муксу	651,7	77,0
Грум-Гржимайло	Бартанг	142,9	37,0
Гармо	Обихингоу	114,6	30,4
Октябрьский	оз. Каракуль	88,2	19,0
Корженевского	Кызылсу	73,0	21,5
Русского географического общества	Ванч	64,4	24,2
Фортамбек	Муксу	57,3	27,2
Ленина	Кызылсу	55,3	13,5
Северный Танымас	Бартанг	55,0	18,0
Большой Саукдара	Муксу	53,0	20,6
Уйсу	Маркансу	49,9	13,8
Ракзоу	Язгулем	47,2	17,4
Сугран	Муксу	47,1	22,0
Гандо	Обихингоу	44,6	22,0
Малый Танымас	Муксу	43,5	17,6
Косиненко	Муксу	36,7	26,3
Вальтера — Москвина	Муксу	36,5	12,3
Язгулемдара	Бартанг	33,8	12,9
Коман	Кызылсу	30,8	12,0
Северный Зулумарт	Муксу	29,1	11,6
Дарвазский	Обихингоу	27,8	16,2
Абдукагорский	Ванч	26,0	11,4
Язгулемский	Язгулем	25,5	19,5
Медвежий	Ванч	25,3	15,8
Кузгун	Муксу	25,0	14,3
Гиссаро-Алай			
Зеравшанский	Зеравшан	132,6	27,8
Преображенского — Рама	Зеравшан	54,0	12,8
Арчабаши	Сырдарья	25,4	12,3
Тянь-Шань			
Южный Иныльчек	Сарыджас	567,2	60,5
Северный Иныльчек	Сарыджас	181,2	32,8
Каинды	Сарыджас	84,1	29,0
Петрова	Нарын	69,8	11,3
Северный Карасай	Нарын	49,2	12,2
Корженевского	Чилик	38,0	11,7
Семенова	Сарыджас	35,1	20,2
Мушкетова	Сарыджас	33,6	20,5
Богатырь	Чилик	30,3	9,1
Ледник № 80 по каталогу	Кокшаал	27,3	11,6
Ледник № 238 по каталогу	Кокшаал	27,1	12,1
Комарова	Кокшаал	29,3	10,7
Симонова	Текес	28,1	9,2
Кавказ			
Безенги	Черек Безенгийский	36,2	17,6
Дыхсу	Черек Балкарский	34,0	13,3
Лекзири	Ингури	33,7	11,8
Цанери	Ингури	28,8	10,1
Джигуганке	Малка	27,8	8,0
Караугом	Урух	26,6	13,3
Алтай			
Большой Талдуринский	Чуя	28,2	7,5

СОВ — СОЛ

Таблица 2

ПЛОЩАДЬ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Область оледенения	Площадь оледенения, км ²
Антарктика	13 979 000
Антарктида	13 975 000
ледниковый покров	13 779 000
в т. ч. наземный	12 150 000
плавающий	1 460 000
островные	169 000
ледники в оазисах и на нунатаках	196 000
Приантарктические о-ва	4 000
Арктика	2 044 250
Гренландия	1 802 600
ледниковый покров	1 726 400
прочие ледники	76 200
Канадский Арктический архипелаг	149 990
о. Элсмир	78 350
Баффинова Земля	36 830
о. Девон	16 575
о. Аксель Хейберг	12 560
остальные о-ва	5 675
о-ва Советской Арктики	56 125
Архипелаг Шпицберген и о. Ян-Майен	35 245
Арктические районы Североамериканского материка	260
Арктические районы Азиатского материка	30
Европа	19 180
о. Исландия	11 785
Скандинавия	3 060
Альпы и Пиренеи	2 880
Кавказ и Урал	1 455
Азия	118 355
Гималаи	33 055
Тянь-Шань	17 875
Каракорум	16 285
Нань-Шань	13 000
Памиро-Алай	12 070
Кунь-Лунь	11 640
Гиндукуш	6 200
Остальные районы Центральной Азии	5 420
Сибирь и Дальний Восток	1 570
Передняя Азия	50
Северная Америка	123 700
Аляска	103 700
Береговые хребты	15 410
Скалистые горы	4 580
Вулканы Мексики	10
Южная Америка	32 300
Африка и Океания	845
Новая Зеландия	810
Африка	20
Новая Гвинея	15
Всего	16 317 630

Таблица 3

ПЛОЩАДЬ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВО ЛЕДНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Область или район оледенения	Количество ледников	Площадь оледенения, км ²
Покровное оледенение		
Новая Земля	685	23 645,4
Северная Земля	285	18 325,5
Земля Франца-Иосифа	995	13 734,8
о. Ушакова	2	325,4
о-ва Де Лонга	15	80,6
о. Виктория	1	10,7
Итого	1983	56 122,4
Горное оледенение		
Памир	7110	7515,4
Тянь-Шань	7787	7325,8
Гиссаро-Алай	3859	2293,2
Большой Кавказ	2047	1424,4
Джунгарский Алатау	1369	1000,0
Алтай	1499	906,5
Камчатка	405	874,1
Корякский хр.	1335	259,7
горы Сунтар-Хаята	208	201,6
хр. Черского	372	156,2
горы Бырранга	96	30,5
Саяны	105	30,3
Урал	143	28,7
Кодар	30	18,8
Орулган	74	18,4
Саур	18	16,6
Кузнецкий Алатау	91	6,8
Малый Кавказ	42	3,8
о. Врангеля	101	3,5
горы Путорана	22	2,5
Хибины	4	0,1
Итого	26 717	22 116,9
Всего в СССР	28 700	78 239,3

талогии ледников, карты разных масштабов, сводки по отдельным районам.

В. М. Котляков.

СОЕДИНЕНИЯ-ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ЛЬДУ. Особая группа кристаллогидратов газов (гидраты газов) и некоторых жидкостей. Образуются при кристаллизации льда в присутствии достаточного количества газов или жидкостей. Известны две характерные для них структуры льда: кубическая и более рыхлая (790 кг/м³), чем обычная. Одна из них на каждые 46 молекул H₂O содержит 6 пустот диаметром 5,9 А и 2 пустоты диаметром 5,2 А. Заполнение всех пустот молекулами газа приводит к составу $x \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$ (округленно $x \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), а заполнение

только крупных— $x \cdot 7,67\text{H}_2\text{O}$ ($x \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Другая, реже встречающаяся структура на каждые 136 молекул H_2O содержит 8 пустот диаметром 6,9 Å и 16 пустот диаметром 4,8 Å. В этом случае состав гидратов $x \cdot 5,67\text{H}_2\text{O}$ или $x \cdot 17\text{H}_2\text{O}$. Гидраты газов, как правило, принадлежат к типу $x \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$; они неустойчивы. Температура, при которой давление диссоциации достигает 10^3 гПа, составляет для $\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — 24°C , а для $\text{CH}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — 29°C . В Антарктическом ледниковом покрове, вероятно, образуются $\text{N}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{O}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ на глубине 800 м; их объемное содержание 0,06 %. *А. В. Иванов.*

СОЛЕВОЙ КАРМАН. Небольшая выемка в растущем морском льду, обычно в форме удлинённой трубки диаметром в доли мм, содержащая остаточную жидкость, более соленую чем исходная морская вода.

СОЛЕВЫЕ ЦВЕТЫ. Результат кристаллизации солей на поверхности морского льда при замерзании выступившего рассола. С.ц. имеют вид изящных, хрупких кустиков, состоящих из кристаллов льда и солей. Они характерны для ниласа и молодых льдов. Обладая большим трением, С.ц. затрудняют движение по льду на санях и лыжах.

СОЛЕНОСТЬ МОРСКОГО ЛЬДА. Степень минерализации льда. Представляет собой сумму ионов: хлора, брома, фтора, сульфат-иона, бикарбонат-иона, натрия, калия, магния и кальция. Содержание брома и фтора выражается в эквивалентах хлора. С.м.л. определяется по сумме указанных ионов в воде, образовавшейся после таяния известной массы морского льда, и выражается в промилле (‰), т. е. в г на кг льда. С.м.л. — важный фактор для оценки свойств морского льда [205].

Соленость формирующегося льда прямо пропорциональна солености воды, из которой он образовался, и находится в сложной зависимости от скорости нарастания льда. С увеличением этой скорости С.м.л. асимптотически приближается к солености воды. Со временем С.м.л. уменьшается, и многолетний морской лед практически пресен. Процессы опреснения льда не выяснены до конца. Несомненно, что известную роль играет миграция ячеек с рассолом под действием градиента температу-

ры во льду. Кроме того, в опреснении льда важное значение имеют каналы стока рассола. Это цилиндрические вертикальные полости во льду высотой до 90 см и диаметром около 7 мм, открытые снизу. На 1 м^2 иногда приходится до 50 каналов стока. Каналы на известной высоте „ветвятся“. В нижней части их „ветви“ свободно сообщаются со „стволами“, а выше представляют собою серии ячеек с рассолом, мигрирующих в сторону „стволов“. В нижней части „стволов“ имеются „шейки“ — уменьшения их диаметров в 3—5 раз. Благодаря „шейкам“ в каналах проявляется „эффект шприца“ и происходит чередование то стекания рассола вниз, то поступления подледной воды вверх. Оба механизма не могут объяснить происходящее в природе более быстрое опреснение торосов по сравнению с недеформированным льдом.

В. Л. Цуриков.
СОЛЕННЫЙ ЛЕД. Лед с минерализацией от 1 до 50 г/л. В природных условиях формируется при промерзании морских вод, соленых и солоноватых озер, в результате наморачивания воды высокоминерализованных источников. Отличается от пресного льда физико-механическими и другими свойствами благодаря наличию ячеек вымороженного рассола и их способности мигрировать под действием силы тяжести и градиентов температуры.

СОЛИФЛЮКЦИОННАЯ ТЕРРАСА. Выположенная аккумулятивная площадка площадью до нескольких сотен м^2 , расположенная поперек склона, ограниченная фронтальным уступом высотой до 6 м. Возникает в результате солифлюкции на участке накопления солифлюкционных отложений и повышения здесь верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Характерны серии С.т., придающие ступенчатость склонам.

СОЛИФЛЮКЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ. См. криогенный рельеф.

СОЛИФЛЮКЦИЯ. Вязкопластическое течение увлажненных тонкодисперсных грунтов и почвы на склонах, развивающееся в результате их промерзания, протавания и силы тяжести. Различают медленное течение пород под дерниной, называемое медленной С., чаще просто С., и быстрое течение пород по поверхности склона при отсутствии дернины

или при ее разрыве, называемое быстрой С., или чаще спływом грунта. Скорости течения пород обычно измеряются несколькими см/год, но иногда при катастрофических сплывах достигают 1 м/ч. С. наблюдается гл. обр. в областях распространения многолетнемерзлых пород и локально в области сезонномерзлых пород; наиболее благоприятны для нее безлесные склоны крутизной 8—15°. С. приводит к формированию валов, гряд, солифлюкционных террас, образующих солифлюкционный рельеф.

Е. А. Втюрина.

СОЛНЕЧНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

ЛЬДА. Разрушение льда с поверхности под влиянием радиационного таяния. В результате воздействия прямой солнечной радиации на границах кристаллов льда возникает тонкая пленка воды, которая потом стекает, и лед разделяется на отдельные зерна, еле соприкасающиеся между собой. Возникает *кора таяния* — рыхлая и непрозрачная, что задерживает проникновение радиации в глубь льда. Ледяная поверхность при этом становится похожей на фирн.

СОЛОНОВАТОВОДНЫЙ ЛЕД. См. *солонатоводный лед*.

СОЛОНОВАТЫЙ СНЕГ. См. *химический состав снежного покрова*.

СОЛОНОВОДНЫЙ ЛЕД. Лед, образовавшийся из морской воды соленостью более 24,7‰. Процесс формирования С. л. резко отличается от образования солонатоводного льда из воды соленостью менее 24,7‰, когда замерзание происходит так же, как и в пресных водах. В этом случае вертикальное перемешивание имеет место до тех пор, пока температура воды перемешивающегося слоя не достигнет точки наибольшей плотности. Дальнейшее охлаждение предотвращает конвекцию. При солености воды выше 24,7‰ вертикальное перемешивание не прекращается, и когда температура в перемешанном слое дойдет до точки замерзания, ледяные иглы образуются во всем этом слое, постепенно всплывая на поверхность моря.

В. Л. Цуриков.

СОЛЯНАЯ КОРКА. Отложение соли на поверхности ледяного покрова

при росте кристаллов молодого льда и выжимании соли вверх.

СОЛЯНАЯ НАЛЕДЬ. Наледь, сформировавшаяся при послойном намораживании растворов гидрогалита ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), эпсолита ($\text{MgSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) или смешанных солей. Встречается преимущественно вблизи выходов на дневную поверхность карстовых рассолов. При таянии С. н. на земле остается покров соли, которая может использоваться для нужд человека. В Якутии, напр., С. н. служат своеобразными месторождениями высококачественной поваренной соли, которую добывают летом после исчезновения ледяных массивов и употребляют в пищу.

В. Р. Алексеев.

СООРУЖЕНИЯ ИЗ СНЕГА. Сооружения, в которых снег служит строительным материалом. Давно известны народам Севера. Эскимосы Аляски много веков сооружают хижины из снежных кирпичей, называемые иглу. Во второй половине XX в. при строительстве С. и с. применяются индустриальные методы. Снег в инженерном строительстве выступает в трех основных видах: как основание фундаментов, как материал для изготовления строительных конструкций и их деталей и как среда, в которой устраиваются траншеи, шахты, тоннели, подснежные жилые и служебные помещения. Для строительства С. и с. специальными машинами из снега вырезают блоки и делают снежные брикеты. Предварительно размельченный снег укладывают в формы, снимаемые не раньше чем через 2—3 ч, когда снег затвердеет. Снежные дома и склады-холодильники могут служить долго, если снежная кладка хорошо изолирована от притока тепла извне и изнутри.

Специфика проектирования С. и с. заключается в том, что их устойчивость существенно зависит от внутреннего метаморфизма, температурного режима и времени. Поэтому особенно важны теплотехнические расчеты снежных сооружений с учетом всех компонент тепломассообмена и их расчет на ползучесть. Снежные сооружения деформируются непрерывно при любых нагрузках. При вычислении величин и скоростей де-

формаций требуется, чтобы они не превышали допускаемых величин. В отличие от сооружений из чистого льда, в снежных сооружениях весьма существенны деформации уплотнения и разуплотнения, сопоставимые с деформациями ползучести. Упругие деформации малы и не учитываются.

Снежные сооружения и основания деформируются под собственной массой даже при отсутствии других нагрузок, причем пластические деформации в снеге не затухают со временем, как в грунте, а нередко продолжают неопределенно долгое время. Ликвидация просадок глубоких снежных оснований, как правило, невозможна, можно лишь добиться их равномерности. Скорость просадки плотного снега dy/dt находится в следующей эмпирической связи с давлением на снег P :

$$dy/dt = \alpha P^n,$$

где α — размерный коэф. При $P < 100$ кПа связь линейна, т. е. $n = 1$, а при $P = 250 \div 1200$ кПа $n > 2$. Поэтому давление на снег не должно быть более 100 кПа, иначе просадки могут сделаться катастрофическими. Большее давление можно допустить на глубоко вбитые сваи, т. к. они опираются на глубинные слои всесторонне сжатого снега и удерживаются сцеплением своих боковых поверхностей со снежной средой.

Снег сопротивляется сжатию значительно лучше, чем растяжению. Своды и купола — наилучшие элементы С. и с., т. к. составляющие их блоки всегда сжаты. Имеется опыт сооружения дорожных тоннелей в снежно-фирновой толще Гренландского ледникового покрова. Наиболее стабильны тоннели, вырытые на глубине 30 м. Тоннели мелкого заложения требуют постоянного ухода, заключающегося в срезке прогибающихся потолков и стен с восстановлением проектного поперечника.

При теплотехнических расчетах С. и с. должен быть учтен характер снежных сооружений — сезонный или постоянный. Сезонные С. и с. функционируют в период устойчивых отрицательных температур, при которых возможны только фазовые переходы лед — пар. Постоянные снежные сооружения эксплуатируются и при положительных температурах,

поэтому при расчетах необходимо учитывать все виды абляции снега. Выполнение требований деформативной устойчивости С. и с. обеспечивается средствами теплоизоляции, искусственного охлаждения и уплотнения снега. Лит. [37, 38].

А. К. Дюнин.
СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕГА РАСТЯЖЕНИЮ (РАЗРЫВУ). См. *механические свойства снега*.

СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕГА РЕЗАНИЮ. См. *механические свойства снега*.

СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕГА СДВИГУ. См. *механические свойства снега*.

СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕГА СЖАТИЮ (РАЗДАВЛИВАНИЮ). См. *механические свойства снега*.

СОРТИРОВАННЫЕ ПОЛИГОНЫ (син. *каменные многоугольники*). Криогенные полигоны, ячейки которых преимущественно полигональны. Отсортированный крупнообломочный материал на С. п. образует бордюр вокруг более тонкозернистого материала.

СОССЮР (Saussure) Орас Бенедикт (1740—1799). Швейцарский геолог и гляциолог. Первым объяснил движение ледников вязким течением льда; создал первую классификацию ледников по размерам (первого и второго порядка) и подразделил морены на боковые, срединные и т. д. Впервые измерил приходящую солнечную радиацию в горах и обнаружил ее рост с высотой. Автор первой научной монографии с элементами гляциологии [303].

СОСУЛЬКА. Ледяной сталактит, образующийся у края нависающих предметов, на скалах, береговых обрывах и в подземных полостях горных пород при послойном намораживании медленно стекающей воды. Имеет коническую форму. Строение С. в поперечном разрезе сходно со строением градин. При выпадении снега с дождем часто образуются т. в. снежные С., которые имеют концентрическую слоистость, нарушаемую агрегатами вмерзших снежных кристаллов.

СОТОВЫЙ СНЕГ. См. *ячеистый снег*.

СОТРАСЕНИЕ СНЕГА. См. *оседание снега*.

СПИЛЛВЕЙ. См. *приледниковые дренажные каналы*.

СПЛОЧЕНИЕ ЛЬДА. Увеличение сплоченности морского льда под влиянием ветров и течений. При достижении 9—10-балльной сплоченности С. л. сменяется *сжатием плавучего льда*.

СПЛОЧЕННАЯ КРОМКА ЛЬДА. См. *кромка льда*.

СПЛОЧЕННОСТЬ ЛЬДА. Отношение площади, занятой дрейфующим льдом, к общей площади данного участка водного объекта. В большинстве стран определяется по 10-балльной шкале (напр., 2 балла означают, что 0,2 дневной поверхности покрыто льдом), но в США, Канаде и некоторых других странах С. л. оценивается в восьмых долях. В практике наблюдений приняты следующие понятия, характеризующие С. л. в навигационном отношении:

Чистая вода; дрейфующего льда нет	0 баллов
Отдельные льдины	< 1
Редкий лед	1—3
Разреженный лед	4—6
Сплощенный лед	7—8
Очень сплоченный лед	> 9, но < 10
Сплошной лед; промежутков воды нет	10

Если льдины дрейфующего льда, сплоченного до 10 баллов, смерзлись вместе, то он называется смерзшимся сплошным льдом. В. Л. Цуриков.

СПЛЫВ ГРУНТА. См. *солифлюкция*.

СПОКОЙНЫЙ СНЕГОПАД. См. *снегопад*.

СПОЛЗАНИЕ СНЕГА НА СКЛОНЕ. Процесс медленного (менее 1 м/с) непрерывного перемещения слоев снежного покрова. Происходит совместно с *оседанием снега*, и поэтому каждая частица снега движется под некоторым углом к профилю склона. Этот угол тем меньше, чем ближе к поверхности склона находится частица. Частицы снега, прилегающие к склону, движутся параллельно его поверхности. Во многих случаях наблюдается скольжение всего снежного пласта по поверхности грунта. Скорость С. с. н. с. наибольшая у частиц, находящихся у поверхности снежного покрова, наименьшая — в его основании. Средняя скорость сползания обычно состав-

ляет несколько см в сутки. Сползание приводит к образованию складок снежного покрова и полостей под ним, ведет к возникновению растягивающих и сжимающих напряжений в снежном покрове и как результат — к его неустойчивости. Рост напряжений вызывает образование трещин в снежном покрове и возникновение лавин. К. С. Лосев.

СПОРАДИЧЕСКАЯ ЛАВИНА.

Снежная лавина, сходящая не чаще одного раза в 50—100 лет в результате особых, редких для данного района метеорологических условий.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ АНАЛИЗ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

Изучение состава и относительного обилия пыльцы и спор растений разных родов из разрезов ледниковых отложений, а также из слоев другого генезиса, находящихся в ясном стратиграфическом соотношении с ледниковыми отложениями. Включает составление спорово-пыльцевых диаграмм, т. е. графиков, показывающих спектры (распределение численности по родам в %) пыльцы и спор на последовательных стратиграфических уровнях, а иногда и пыльцевых карт. Спорово-пыльцевой анализ служит одним из методов относительной геохронологии, позволяющим, в частности, выявлять чередования ледниковых и межледниковых толщ, различать межледниковые и межстадиальные слои и т. д., а также одним из методов палеоклиматологии.

Для спорово-пыльцевых спектров ледниковых и флювиогляциальных отложений характерны: малое количество пыльцевых зерен и спор, бедность родового состава, отсутствие древесной пыльцы *in situ*, большая доля пыльцы и спор, переотложенных из доледниковых отложений. Свидетельствуя об общем глубоком похолодании, эти спектры, однако, не могут служить источником данных для получения конкретных палеоклиматических характеристик. „Теплые“ спектры из межледниковых слоев и „прохладные“ спектры из межстадиальных слоев, которые подстилают и перекрывают ледниковые горизонты или залегают между ними, позволяют судить о количестве ледниковых

эпох и стадий и о степени потеплений, имевших место в плейстоцене.

М. Г. Гросвальд.

СПУСК ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР. Искусственное опорожнение ледниково-подпрудных озер с целью предотвращения катастрофических паводков и селей. Ледниково-подпрудные озера наполняются и естественно опорожняются либо ежегодно, каждый период абляции, либо в соответствии с циклами пульсаций ледников после их подпруживания при подвижках, либо нерегулярно в случае их образования в результате вынужденных колебаний ледников. Для заблаговременного спуска озер до достижения ими опасного объема прокладываются туннели в леднике с входом ниже максимального уровня озера; успешный опыт имеется в Швейцарии. Другой способ заключается в установке сифонной системы гибкого трубопровода из озера; он применяется для спуска опасных озер в бассейне р. Малой Алматинки в хр. Заилийский Алатау.

А. Н. Кренке.

СПУСК ЛЬДА. Резкое, некомпенсированное ростом питания усиление стока льда ледниковых покровов в океан через ледяные потоки, ведущее к быстрому сокращению объемов этих покровов без существенного убывания их площадей. При этом поверхность льда снижается, вдоль ледяных потоков углубляются ложбины, в их верховьях возникают седловины, которые расчлениают первоначально массивные покровы на системы ледниковых щитов и куполов, центрированных над поднятиями ложа (о-вами, возвышенностями) и имеющих „собственное” центробежное движение. С. л. характерен для „морских” ледниковых покровов, он представляет собой первую стадию рассекающей дегляциации и сопровождается изостатическим поднятием ложа, достигающим максимальных значений в районах ложбин.

С. л. в холодные полузамкнутые бассейны с о-вами и отмелями, подобные морям Росса и Уэдделла в Антарктике, может приводить к увеличению массы и площадей плавающих шельфовых ледников, усилению их подпруживающего воздействия и замедлению, даже прекращению спуска. С этим явлением

Т. Хьюз, Р. Томас и др. [309, 310] связывают многоэтапность спуска льда Зап. Антарктиды за последние 16 тыс. лет.

Судя по данным морской геологии, массовый С. л. в океан на начальном этапе последней плейстоценовой дегляциации (16—13 тыс. л. н.) сопровождался крупномасштабными палеоокеаническими изменениями: резким усилением выноса терригенного ила и песка с айсбергами, снижением отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в морской воде, охлаждением и опреснением поверхностного слоя океана, наступанием границы зимних морских льдов на юг до 50° ю. ш., падением продукции органического CaCO_3 ниже уровня ледниковых максимумов. Возможно, что связанное со С. л. уменьшение испарения с поверхности океана явилось причиной аридизации климата континентов, ускорившей убывание оледенения. Главными каналами С. л. древнеледниковых покровов служили ложбины Гудзонова пролива, Норвежского, Медвежьинского и других желобов.

М. Г. Гросвальд.

СРЕДИННАЯ МОРЕНА. См. *влекомые морены*.

СРЕДНИЙ ЛЕДНИК. Ледник, площадь которого равна сумме площади всех ледников данной ледниковой системы, деленной на число ледников в ней. Из-за численного превосходства малых ледников (асимметричности кривой распределения числа ледников по площади) размер С. л. определяется малыми ледниками и слабо зависит от площади крупных ледников. Он не репрезентативен в режимном и гидрологическом отношении, т. к. площадь более крупных ледников намного превосходит площадь ледников, меньших среднего. В подобных случаях более корректно вычисление *медианного ледника*.

А. Н. Кренке.

СТАБИЛИЗАЦИЯ СНЕГА НА СКЛОНЕ. 1. Естественный рост прочности снежной толщи на склоне со временем в процессе ее уплотнения. 2. Комплекс мероприятий, направленных на недопущение образования лавины в данном месте; относится к системе *противолавинных сооружений*. 3. Мероприятия с целью укрепления снега на склоне в данный момент времени. Считается, что для этого достаточны массовые взры-

вы или обстрел склонов, в результате чего в зоне взрывной воронки под влиянием взрыва на снежный пласт происходит стабилизация снега.

СТАБИЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКА. См. *устойчивость ледника.*

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ ВО ЛЬДУ. См. *изотопный состав льда.*

СТАДИАЛЬНЫЕ МОРЕНЫ. См. *отложенные морены.*

СТАДИЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ. См. *пульсации ледников.*

СТАДИЯ ПОДВИЖКИ. См. *пульсации ледников.*

СТАМУХА. Торосистое образование, сидящее на грунте или на мели. Образуется из остатков торосистого берегового припая, из несяков и торосистых льдин, севших на грунт. С. отличаются от остальных торосов большей высотой (до 10 м и более) и крутыми склонами со стороны, куда дрейфовал лед. Они могут быть одиночными, могут образовывать барьеры или цепочки С. Нередко служат защитой судов от напора сплоченных дрейфующих льдов, а для небольших судов — от волнения и ветра.

СТАРЫЕ ЛЬДЫ. Полярные плавучие льды, подвергавшиеся таянию по крайней мере в течение одного лета. К старым относят три вида льда. **Остаточный однолетний лед** — однолетний лед, который не растаял за лето. В зависимости от района, где он был летом, его толщина колеблется от 60 до 180 см. После начала устойчивого ледообразования до 1 января в сев. полушарии (или до 1 июля в южном) такой лед обычно называют просто остаточным. После 1 января (или 1 июля) этот лед считается двухлетним. **Двухлетний лед** — условное название полярного льда, просуществовавшего более года. На его поверхности вследствие летнего таяния образуются неровности. Он более пресный и менее плотный по сравнению с однолетним, а потому выше выступает над поверхностью воды. Летом на нем образуется узор из многочисленных снежниц; под снежницами и в местах без снега имеет зеленовато-голубой цвет. **Многолетний лед** (уст. пак арктический) — старый арктический лед толщиной около 3 м или более, пере-

живший два и более летних таяния. Торосы на нем сглажены; лед почти полностью опреснен, имеет голубой цвет. Летом покрывается округлыми снежницами с хорошо развитой системой дренажа. Обычно встречается в виде обширных ледяных полей в Арктическом бассейне, в основном в Канадском океаническом массиве, иногда заносится в Чукотское, Восточно-Сибирское моря и море Лаптевых, а также в Гренландское море и проливы Канадского Арктического архипелага. В английской литературе под термином „пак” понимается любой дрейфующий лед. *В. Л. Цуриков.*

СТАРЫЙ СНЕГ. См. *снежный покров.*

СТАЦИОНАРНАЯ ПОЛЫНЯ. См. *полыня.*

СТВОЛ ЛЕДНИКА. Главная, наиболее длинная и мощная составляющая *сложного долинного* или *дендритового ледника*, принимающего несколько ледников-притоков.

СТЕПЕНЬ НАЛЕДНОСТИ. Отношение суммарной площади наледей к площади района, в пределах которой они формируются; выражается в процентах.

СТЕПЕНЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ. Безразмерный коэф., характеризующий долю площади ледников в общей площади рассматриваемого района или бассейна. Служит мерой интенсивности оледенения и может быть закартирован [172]. Для этого исследуемая территория разбивается на квадраты со стороной 10—15 км, в каждом из которых подсчитывается суммарная площадь ледников и вычисляется ее доля в процентах, после чего на основе полученного поля точек проводятся изолинии равной С. о. *В. М. Котляков.*

СТЕРЕОГРАММА ОРИЕНТИРОВКИ ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ КРИСТАЛЛОВ. График, показывающий результаты измерения ориентировки оптических осей кристаллов в шлифах. Представляет собой диаграмму плотности выходов этих осей на поверхность сферы, составленную по координатам, которые измеряются на *универсальном столике Федорова*. При составлении стереограмм используются специальные основы —

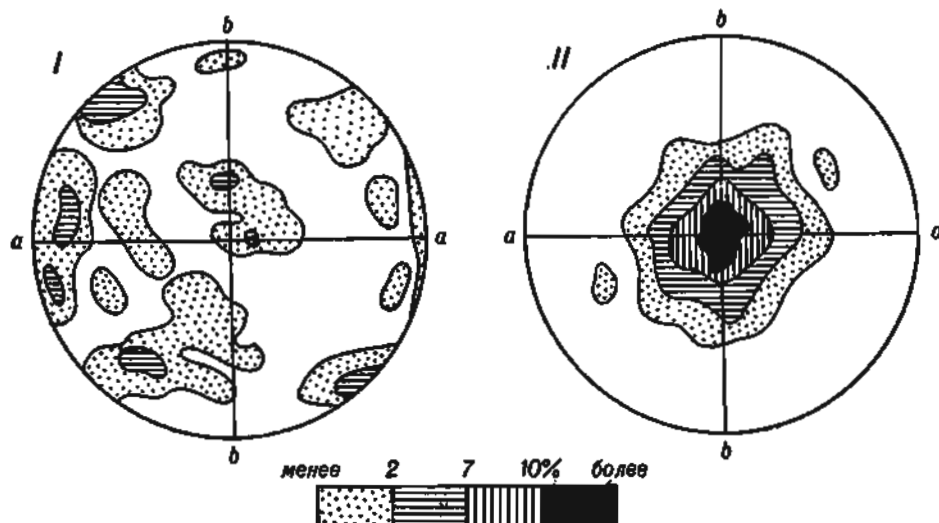
сетки Шмидта, представляющие изображение внутренней поверхности полусферы в равноплощадной проекции. Такая проекция дает возможность вести подсчет количества точек (выходов) на единицу площади сетки без введения поправок на переход от сферы к плоскости.

Сетка Шмидта — круг с радиусом 10 или 5 см, который разбит на систему ячеек меридианами и параллелями, проведенными через каждые 2°. Опыт показывает, что в разном льду для получения достаточно репрезентативных результатов необходимо выполнить от 50 до 100 измерений ориентировки осей. Координаты последних переносятся с помощью сетки на вспомогательную кальку. Методика этой операции изложена во всех стандартных руководствах по петрографии (см. [181]). Для

площадей, оконтуренных этой изолинией, ее незакономерная, извилистая форма и отсутствие площадей высоких плотностей (более 4—8 %) говорит о неупорядоченной структуре. Наоборот, компактные участки, на которых выходит свыше 12—16 % осей на 1 % площади („полюса“), свидетельствуют о ясно выраженной предпочтительной ориентировке осей, которая важна для выводов об условиях льдообразования (направлении теплотоков) или о напряжениях и деформациях, испытанных льдом.

М. Г. Гроссвальд.

СТОК ИЗ ФИРНОВОЙ ОБЛАСТИ. Талый сток, равный разности между количеством снега и фирна, стаявшего в области аккумуляции за период абляции, и величиной внутреннего питания ледника. На ранних этапах развития гляциологии



Стереогаммы ориентировки оптических осей кристаллов: I — повторножильный лед, хаотическая ориентировка оптических осей; II — фрикционно-режеляционный лед голубой ленты, четко выраженная предпочтительная ориентировка осей по нормали к слоистости (с одним полюсом); а, б — плоскость жилы и слоя.

выявления закономерностей в распределении осей и их предпочтительной ориентировки калька с нанесенными на нее точками выходов осей накладывается на миллиметровую бумагу, позволяющую подсчитать количество точек, приходящихся на единицу площади. После этого через пункты равной плотности выходов осей проводятся изолинии.

Изолиния, отвечающая 1 % выходов на 1 % площади сетки, является границей областей с повышенной и пониженной плотностями выходов осей. Наличие обширных

С. и. ф. о. считался малым, но работами Г. А. Авсюка было показано, что его доля может составлять половину и более всего ледникового стока. Стеkanie воды по снегу идет быстрее вертикального просачивания. В снежно-фирновой толще быстро образуется система каналов, по которым происходит сбегание талых вод, а по мере приближения к фирновой линии значительная часть их попадает в трещины и продолжает свое движение внутри ледника. Однако на больших выровненных участках с малым уклоном в области питания

вблизи фирновой линии возможно застывание талых вод и насыщение ими снега. Сток с таких участков может происходить в виде *гидронапорных лавин*. Роль области аккумуляции в стоке в годы с положительным балансом массы ледника выше, а в годы с отрицательным балансом ниже, что объясняется большей площадью области аккумуляции в первом случае. На Марухском леднике (Зап. Кавказ) доля С. и ф. о. в общем стоке за 9 лет менялась от 48 до 21 %.

В. М. Котляков.

СТОК ЛЬДА В ЛЕДНИКЕ. 1. Процесс переноса льда из области аккумуляции в область абляции за счет движения, приводящий соответственно к выносу и привносу льда в этих областях. 2. Расход льда в леднике за год. В любом сечении равен годовой аккумуляции выше створа наблюдений или годовой абляции ниже его, суммированной со снижением высоты поверхности в первом случае и повышением во втором. В стационарном леднике равен годовой абляции ниже створа, что используется для оценки толщины ледника, и годовой аккумуляции выше створа, что используется для оценки аккумуляции и осадков в недоступных зонах. Из аккумулирующегося на ледниках снега в сток льда попадает от 25 до 90 %, остальное расходуется жидким стоком. Доля стока льда растет с увеличением размера ледника и ледникового коэф.

А. Н. Кренке.

СТОК НАНОСОВ С ЛЕДНИКА. Вынос рыхлого материала из ледникового бассейна в речные системы. Ледники — область ускоренной денудации и выноса рыхлого материала. Глубоководные осадки Черного моря свидетельствуют об усилении здесь осадконакопления во время вюрмского оледенения до 1 мм/год и ослаблении его в поствюрмское время до 0,1 мм/год.

Различают два типа С. и с. л.: взвешенные и влекомые. Взвешенные наносы — это твердые частицы, переносимые водным потоком во взвешенном состоянии. Движение наносов вместе с водой обеспечивается вихрями, возникающими в придонном слое, которые захватывают ча-

стицы наносов и поднимают их в толщу потока. Влекомые наносы — это обломочный материал, перемещаемый потоком в придонном слое путем волочения или перекачивания по дну, либо сальтацией. Обилие взвешенных наносов, концентрация которых доходит до 3 кг/м³ воды и может превышать на два порядка мутность неледниковых рек, обуславливает молочно-белый цвет ледниковых потоков (*ледниковое молоко*).

Годовой слой взвешенных наносов в пересчете на площадь ледника меняется от 0,01 мм на полярных ледниках до 0,2—0,4 мм на малых горных ледниках и 3—5 мм на больших горных ледниках. Сток влекомых наносов обычно составляет от 50 до 100 % взвешенных. Мутность и объем взвешенных и влекомых наносов быстро возрастают с увеличением жидкого стока с ледника. Поэтому перед большими ледниками с интенсивным питанием и таянием остается на месте меньше моренного материала, чем перед малыми ледниками с медленным питанием и малым таянием [208].

А. Н. Кренке.

СТОКОВАЯ ПЛОЩАДКА. Участок поверхности, в частности на заснеженном склоне или на леднике, ограниченный бортиками и оборудованный канавками и другими устройствами для отвода постороннего стока, перехвата и учета поверхностного стока с площадки. Вся вода со С. п. собирается в ее самой нижней части, где измеряется мерным сосудом или самописцем уровня воды.

СТОКОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА ЛЕДНИКАХ. Измерения стока воды в ледниковых ручьях или плоскостного стока с ледника на *стоковых площадках*. В первом случае применяются методы ионного паводка или поплавковый; сложность состоит в оценке бассейнов питания ручьев. Во втором случае во льду на участке, лишенном трещин, вырубается канавка, обрамляющая замкнутую площадку произвольной формы, но известной площади. Глубина канавки должна быть больше двойной глубины коры таяния, т. е. около 20 см, и должна поддерживаться по мере стаивания. Площадка защищается от подтока талых вод извне канавами-

водоотводами. Выход с площадки оборудуется измерительным колодцем (из которого вода забирается насосом с известным расходом или отчерпывается ведрами), водосливом или опрокидывающимся устройством, которое заливается при наполнении и возвращается на место при опорожнении. Стоковые измерения, в отличие от гляциологических реек, позволяют, помимо стока, оценить таяние льда за короткие промежутки времени. При модуле стока $200 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$ площадка площадью в 100 м^2 дает расход около 1 л/мин .

А. Н. Кренке.

СТОКОВЫЙ ВЕТЕР (син. *катабатический ветер*). Гравитационный сток холодного воздуха из внутренних частей ледниковых покровов к их периферии. С.в. тем сильнее, чем глубже выхолаживание воздуха ледником (разность температур воздуха у поверхности льда и в свободной атмосфере на той же высоте) и чем круче уклон ледниковой поверхности. В Антарктиде С.в. возникают в $700\text{—}800 \text{ км}$ от берега и затухают после выхода на море в $3\text{—}4 \text{ км}$ от берега. Мощность С.в. около $400\text{—}500 \text{ м}$ (редко 1000 м), максимальной силы они достигают в слое $10\text{—}100 \text{ м}$, а выше ослабевают. Усилению С.в. способствуют понижения ледникового рельефа и совпадение по направлению с градиентным ветром; в этих случаях скорость С.в. может достичь $80\text{—}90 \text{ м/с}$. Поток разбивается на струи поперечником в несколько км, о чем судят по мезорельефу снежного покрова. На островных ледниковых покровах С.в. ограничен слоем в $100\text{—}150 \text{ м}$, его скорости меньше, чем на материковых ледниковых покровах, и уступают циклоническим ветрам, превосходя их в устойчивости.

А. Н. Кренке.

СТОЛБИК. См. классификация снежинок.

СТОЛОВЫЙ АЙСБЕРГ. См. *айсберг*.
СТРАТИГРАФИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Последовательное чередование слоев снега с разным строением и физическими свойствами, разделенных корками или иными границами. Формируется при отложении снега, происходящем в разных условиях, что приводит к большому разнообразию отдельных горизонтов снежного покрова. С.с.п. является главным при исследовании снежной тол-

щи, т. к. свидетельствует о первичных условиях формирования и дальнейшем развитии толщи. Для обозначения стратиграфии снега применяются специальные условные знаки (см. табл. на с. 434).

В. М. Котляков.
СТРАТОЗОНА В ЛЕДНИКЕ. Нижняя часть активного слоя в леднике (приблизительно от 7 до 80 м от поверхности), в которой происходят сезонные изменения температуры, но остается постоянным знак градиента температуры с глубиной (абс. его величина меняется с максимумом весной и минимумом осенью). Обычно градиент отвечает потеплению с глубиной, что соответствует знаку среднегодового потока тепла. Понятие введено Г. А. Авсюком [4].

СТРОЕНИЕ ЛЬДА. Комплексная характеристика ледяной породы, объединяющая данные о морфологии ледяных тел (ледников, подземных пластов и жил, плавучих покровов водоемов, айсбергов и др.) и структуре льда — от строения пространственной решетки кристаллов до структуры и текстуры в петрографическом смысле, а также о тектонике льда. С.л. изучается в основном *структурной гляциологией*.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ЛЬДА. Характерные признаки снега и льда, позволяющие рассматривать их как материал для строительства инженерных сооружений. При расчетах и проектировании ледяных конструкций учитываются три специфических качества снега и льда. Во-первых, они плавятся при 0°C , и поэтому снежно-ледяные сооружения могут возводиться лишь в определенных климатических зонах и эксплуатироваться в заданном термическом режиме, обеспечивающем их устойчивость. Во-вторых, снег и лед обладают ярко выраженными пластическими свойствами, проявляющимися без дополнительных нагрузок, т. е. под действием собственной массы. Изменение параметров ползучести и прочности находится в зависимости от температуры и времени приложения нагрузки. Это качество определяет непрерывные деформации ледяных конструкций, изменение их конфигурации без разрушения. В-третьих, в толще снега и льда почти непрерывно протекают процессы режеляции, благодаря которым происходит „спекание” ледяных кусков и ча-

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ СТРАТИГРАФИИ СНЕГА

	Свежий снег, состоящий преимущественно из пластинчатых кристаллов
	Свежий снег, состоящий преимущественно из столбчатых кристаллов
	Свежеотложенный уплотненный метелевый снег
	Мелкозернистый снег (поперечник зерен до 1 мм)
	Среднезернистый снег (поперечник зерен от 1 до 3 мм)
	Мелкозернистый фирн (до 1 мм)
	Среднезернистый фирн (1—3 мм)
	Крупнозернистый фирн (>3 мм)
	Горизонт разрыхления
	Ледяные включения
	Ветровая слоистость
	Следы ветровой слоистости
	Вертикально-столбчатая текстура
	Раднационная корка
	Следы радиационной корки
	Ветровая корка
	Следы ветровой корки
	Прослойка разрыхления
	Гололедная корка
	Вторичная прослойка таяния
	Ледяная линза
	Граница между слоями по изменению плотности

стиц, увеличение крупных зерен за счет исчезновения мелких, слияние крупных блоков в единый монолит. Перекристаллизация льда в снежном покрове приводит к возникновению горизонтов разрыхления, а в иных случаях — к формированию сплошной

ледяной толщи. Перечисленные особенности требуют специального подхода при оценке устойчивости сооружений из льда и снега. Изучением условий создания ледяных конструкций занимается инженерная гляциология.

В. Р. Алексеев.

СТРУКТУРА ЛЬДА (петрографическая). Особенности строения ледяной горной породы, которые обусловлены формой, размерами и ориентировкой кристаллов льда. В понятие С. л. входят следующие элементы: внешняя форма и размеры кристаллов; их пространственные взаимоотношения; их соотношение с включениями; отношение кристаллографической ориентировки к внешней форме кристаллов; отношение той же ориентировки к элементам залегания (простираению и падению) слоистости льда, т. е. степень упорядоченности структуры. Различают следующие С. л.: призматически-зернистую, гипидноморфно-зернистую, аллотриоморфно-зернистую, гранобластическую, лепидобластическую, катакластическую (псевдопорфировую) и др. (см. *типы структур льда*). С. л. изучается в поле, где дается ее визуальное описание, определяются условия залегания ледяной породы и отбираются ориентированные образцы, и в лаборатории — гл. обр. петрографическими методами в шлифах с помощью поляроидов, фотоустановок, универсального столика Федорова.

С. л. (тектоническая) — особенности строения, возникшие в результате деформирования и движения льда. Элементами тектонической структуры являются различные складки (антиклинальные, синклинальные), связанные с изгибанием сжатия и сдвига, а также с истечением и скалыванием; системы трещин, сбросы, надвиги и сдвиги; комплексные формы, образованные комбинацией изгибовых и разрывных деформаций, а также разного рода несогласия в напластовании.

М. Г. Гросвальд.

СТРУКТУРА СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Форма, размеры, взаимное расположение и ориентировка кристаллов и воздушных пор в снежной толще. В широком понимании включает текстуру слоев, характер границ между ними и стратиграфию снежного покрова. Важной особенностью С. с. п. является зернистость снега, возникающая в результате процессов перекристаллизации и метаморфизма. Различают мелкозернистый снег с поперечником зерен менее 1 мм, среднезернистый снег (1—3 мм) и крупнозернистый снег (более 3 мм).

В. М. Котляков.

СТРУКТУРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ. Раздел гляциологии, рассматривающий состав и строение природных льдов. При этом понятию строение придается широкий смысл, который охватывает тонкую структуру кристаллов, структуры и текстуры в петрографическом значении слов, а также тектоническую структуру ледников и ледяного покрова водоемов. Изучение тонкой структуры кристаллов (строения пространственной решетки льда) входит в число задач кристаллографии льда; оно создает основу для объяснения физических свойств льда как минерала. Петрография льда изучает лед как горную породу; она занимается составом ледяных пород, их физико-химическими свойствами, кристаллическими структурами и текстурами, а также законами образования и разного рода метаморфизмом. Тектоника льда исследует формы залегания ледяных пород (их тектонические структуры), в т. ч. нарушения первичного залегания, возникающие в процессе деформирования и движения ледяных образований. Основы С. г. заложены П. А. Шумским [220].

М. Г. Гросвальд.

СТРУКТУРНАЯ ФУНКЦИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Характеристика изменчивости толщины и плотности снежного покрова, которая описывает зависимость среднего квадрата разности от расстояния между точками и интервала между наблюдениями. Пространственная структурная функция толщины снежного покрова $b_h(l)$ см² характеризует ее горизонтальную изменчивость, она определяется формулой

$$b_h(l) = \overline{[h(x+l) - h(x)]^2},$$

где l — расстояние между точками измерения, h — толщина снежного покрова в точке x . Черта сверху означает осреднение по всем разностям для интервала l .

Значения пространственной структурной функции уменьшаются с уменьшением изменчивости толщины снежного покрова, а от точки к точке — и с ростом связи между измерениями в смежных промерных точках. Неравномерное залегание снежного покрова и слабая связь между промерными точками ведут к

росту структурной функции, что выражается формулой

$$b_h(l) = 2\sigma_h^2 [1 - r_h(l)],$$

где σ_h^2 — дисперсия толщины снежного покрова h , $r_h(l)$ — коэф. корреляции между значениями толщины в точках, расположенных на расстоянии l друг от друга. Из приведенной формулы следует, что

$$b_h(0) = 0 \text{ и } b_h(\infty) = 2\sigma_h^2,$$

т. е. в точках, расположенных далеко друг от друга, значения толщины снежного покрова независимы. „Насыщающее” значение структурной функции $b_h(\infty)$ достигается при некотором конечном интервале l , и при дальнейшем увеличении интервала $b_h(l)$ испытывает лишь небольшие колебания около этого значения. Аналогичные выкладки могут быть сделаны относительно плотности снежного покрова.

Расчеты пространственной структурной функции позволяют оценить точность определения средней толщины и плотности снежного покрова с учетом корреляционной связи между измерениями в смежных точках. Критерием правильности выбора интервала времени между снегосъемками служит величина погрешности интерполяции, средние значения которой связаны с изменчивостью характеристик снежного покрова во времени, описываемой временной структурной функцией:

$$b_h(\tau) = [h(\tau' + \tau) - h(\tau')]^2,$$

где τ — интервал времени между снегосъемками. Временная структурная функция толщины снежного покрова хорошо описывается степенной формулой

$$b_h(\tau) = A\tau^k,$$

где A и k — параметры, различные для разных условий, определяемые путем статистической обработки данных наблюдений за снежным покровом.

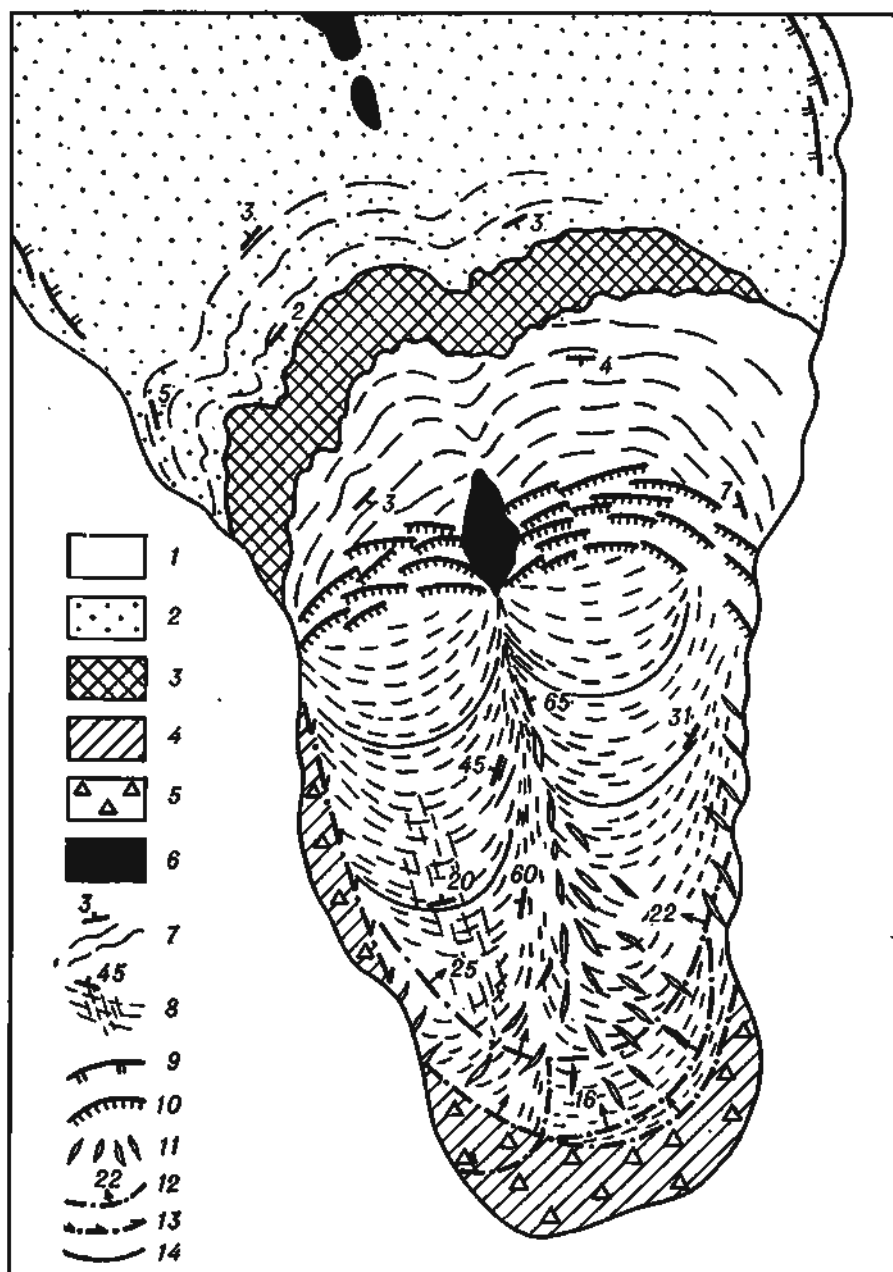
В. М. Котляков.

СТРУКТУРНО-ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА. См. *структурно-гляциологическая съемка*.

СТРУКТУРНО-ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА. Основной метод изучения тектонической структуры ледников, т. е. особенностей строения, отражающих историю накопления, движения и расхода льда, а также изменений формы и размеров за длительные периоды времени. Главным результатом С.-г. с. служит структурно-гляциологическая карта, которая позволяет: выявить участки высоких скоростей движения и деформаций, зоны сжатия, растяжения, сдвига, крупные сбросы, надвиги и другие разрывы; определить положение средней многолетней границы питания ледника, нижнюю границу площади распространения фирна, площади ледяного питания; разграничить области движущегося и мертвого льда, ледники и примыкающие снежники. На сложных ледниках съемка дает возможность выделить элементарные потоки, связанные с разными долинами и фирновыми бассейнами. Она также позволяет выявить пульсирующие ледники.

В ходе С.-г. с. определяются форма залегания (пластовая согласная, жильная секущая и послойная, линзообразная) и элементы залегания (простирание, падение, углы падения) осадочной слоистости, вторичных текстур, инъекционных ледяных тел и моренных включений, а также картируются форма, размеры и ориентировка конкретных тектонических структур: складок, флексур, трещин растяжения, сбросов, сдвигов, надвигов и несогласий в напластовании. Тектоническое изучение ледников ведется в тесной связи с петрографическим, и все петрографические характеристики льда привязываются к тектоническим элементам — осям и крыльям складок, сдвиговым зонам и др.

С.-г. с. проводится в три этапа, которым предшествует подготовка топографической основы. На первом этапе изучаются карты рельефа и аэрофотоснимки ледника, проводится их тектоническое дешифрирование, составляется план полевых работ. На втором (полевом) этапе, приуроченном ко времени максимального таяния, измеряются элементы залегания осадочных слоев, плоскостей клива-



Структурно-гляциологическая карта горного ледника: 1 — ледниковый лед, 2 — снег и фирн, 3 — наложенный лед, 4 — мертвый лед, 5 — абляционная морена на льду, 6 — выходы коренных пород, 7 — первичная (осадочная) слоистость фирна и льда, элементы ее залегания, 8 — вторичные (метаморфические) текстуры льда, элементы их залегания, 9 — бергшруды, 10 — ступенчатые сбросы в пределах ледопада, 11 — раздвиги (трещины растяжения без вертикального смещения блоков), 12 — надвиги и взбросы внутриледниковые, элементы их залегания, 13 — сдвиг (боковой «рифт»), 14 — выход локальной поверхности несогласия.

жа, разрывных структур. Они определяются инструментально и наносятся на карту. Наблюдения ведутся на поверхности льда, в трещинах, обрывах, шурфах. Одновременно отбираются ориентированные образцы льда для структурного анализа в лабораториях. Полевые съемочные работы ведутся с помощью теодолита, мензулы и кипрегеля, мерной ленты, эклиметра, горного компаса. Доку-

ментация включает схему тектонического дешифрирования и рабочие карты полевой съемки с записями полевых измерений.

На третьем (камеральном) этапе составляется структурно-гляциологическая карта ледника, которая сопровождается профилями и диаграммами, показывающими главные петрографические характеристики льда. Пишется пояснительная запи-

ска, в которой приводятся результаты сопоставления тектонической структуры с данными о рельефе льда и ложа, а также о движении льда, и формулируются выводы о происхождении тектонических элементов, истории ледника, его геологической деятельности и т. д.

Длительность сезона, благоприятного для С.-г.с., не превышает месяца. Полевые работы ведутся отрядом из 3 человек, включая гляциолога и топографа, их производительность при съемке в масштабе 1:5000 до 3 км² в сезон. Отчетная карта может быть сводной (синтетической), показывающей все элементы тектонической структуры (см. рис.), а может состоять и из нескольких частных карт, отдельно показывающих элементы пликтивной, дизъюнктивной структуры, вторичные текстуры, поверхности несогласий, структурные этажи и др.

М. Г. Гросвальд.
СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ НА ЛЕДНИКАХ. Четко ограниченные части разреза льда ледников, которые отделены друг от друга поверхностями региональных несогласий и различаются по интенсивности тектонических деформаций, глубине метаморфизма, количеству примесей, а часто также по генезису льда. В шельфовых ледниках, напр., нижний структурный этаж может состоять из намерзшего морского льда, средний — из метаморфического льда, поступающего из сопредельного ледникового щита, а верхний — из фирна и льда, связанных с местными снегопадами. В разрезе ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа выявлено 4—5 структурных этажей, разделенных абляционными поверхностями несогласия [146]. Поверхности несогласия связаны с перерывами в накоплении льда. Они возникают в процессе движения льда из одних высотных зон в другие и с суши в море, а также при изменениях климата и значительных колебаниях высоты границы питания. Другие виды несогласий, включая тектонические, не имеют регионального развития и остаются внутриформационными.

М. Г. Гросвальд.

СУБАКВАЛЬНЫЕ МНОГОЛЕТНЕ-МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ. Породы, сформировавшиеся на дне водоемов и водотоков в процессе их обмеления или усиления суровости природных условий, а также в субаэральных условиях, но оказавшиеся погруженными под уровень воды в результате термоабразии, трансгрессии моря и т. п.

СУБЛИМАТ. Покров *сублимационного льда* на поверхности охлажденных ниже 0°C предметов, возникающий при возгонке водяного пара. Образуется на окнах, в холодильных установках, у входных отверстий вентиляционных труб, в пещерах, шахтах, штольнях, пройденных в многолетнемерзлых горных породах. Представляет собой совокупность скелетных форм мелких ледяных кристаллов, сидящих на твердом основании или подвешенных в виде колеблющихся нитей. Скопление большого количества сублимационного льда носит название *снежной шубы*. С. существенно затрудняет эксплуатацию инженерных сооружений.

В. Р. Алексеев.

СУБЛИМАЦИОННАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЛЬДА. См. *перекристаллизация льда*.

СУБЛИМАЦИОННАЯ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА. См. *перекристаллизация снега*.

СУБЛИМАЦИОННЫЙ ЛЕД. Лед, возникающий из парообразной влаги, минуя жидкую фазу. Отличается малой плотностью и многообразием форм (снег, иней, кристаллическая изморозь и пр.). Формированию С. л. благоприятствуют низкие отрицательные температуры, слабые ветры, наличие мелких, не видимых для глаза частиц. Однако в зарождении и формировании твердых атмосферных осадков обычно участвует и жидкая переохлажденная вода в виде мельчайших капель.

СУБЛИМАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ СНЕГА. См. *метаморфизм снега*.

СУБЛИМАЦИЯ ВОДЯНОГО ПАРА. Процесс перехода воды из парообразного состояния в твердое, минуя жидкую фазу, т. е. непосредственное осаждение льда из влажного воздуха (напр., иней), и образование ле-

данных кристаллов в атмосфере. В гляциологии, как и в метеорологии, понятие „сублимация” не соответствует представлениям физики, где этим термином обозначается обратный процесс — испарение (возгонка льда).

СУБПОЛЯРНЫЙ ЛЕДНИК. См. геофизические классификации ледников.

СУГРОБ (син. *снежный надув*). Скопление снега, возникающее на подветренной стороне препятствия в результате местного снижения скорости ветра и выпадения излишков снега из снеговетрового потока. В зависимости от величины препятствия С. могут достигать самых разных размеров; в горах на подветренных склонах за зиму образуются С. мощностью в десятки метров.

СУИТИНБЕНК (Swithinbank) Чарльз (род. 1926). Английский гляциолог, с 1974 г. руководитель отдела наук о Земле Британской антарктической службы. В 1949—1952 гг. участвовал в Норвежско-британско-шведской экспедиции на Землю Королевы Мод в Антарктиде. В 50-х годах работал в экспедициях в Гренландии, Канадском Арктическом архипелаге и Антарктике, в эти же годы составил Атлас морского льда Канадской Арктики, который был опубликован в 1960 г. С 1959 по 1962 г. в составе Американской антарктической экспедиции исследовал движение шельфового ледника Росса в районе Китовой бухты и расход льда выводных ледников, стекающих через Трансантарктический хр. В 1963—1965 гг. зимовал на станции Новолазаревская в Советской антарктической экспедиции, изучая движение покровного ледника. В 1966—1972 гг. руководил работами Полярного института им. Скотта по радиозондированию ледников Антарктического п-ова, а в 1971 г. посетил район Сев. полюса на британской атомной подводной лодке, изучая паковые льды снизу. В 70-х годах С. много сил отдает организации международного проекта „Гляциология Антарктического полуострова” (Англия, Аргентина, Чили). В 1979—1983 гг. избирался вице-президентом Международной комиссии снега и льда, с 1981 г. — президент Международного гляциологического общества.

СУММА ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР. См. гляциоклиматические показатели.

СУММА ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР. См. гляциоклиматические показатели.

СУММА ПЛОЩАДЕЙ ОТКРЫТОГО ЛЬДА. См. гляциоклиматические показатели.

СУММАРНЫЙ ОСАДКОМЕР. См. осадкомер.

СУПЕРИНТЕРГЛЯЦИАЛЫ. См. межледниковые эпохи.

СУХОЙ ЛЕД. 1. Лед, не имеющий на своей поверхности жидкой пленки или капель воды. 2. Твердый угольный ангидрит CO_2 (углекислота). Представляет собой стеклообразное вещество белого цвета с плотностью 1560 кг/м^3 . Обладает свойством испаряться при обычных условиях, не оставляя видимых следов, при этом интенсивно поглощает тепло из окружающего пространства. Мелкодробленый С. л. используется в качестве ядер конденсации для вызывания искусственного дождя, а также в борьбе с градом.

СУХОЙ СНЕГ. См. влажность снега.

СХОД СНЕЖНОГО ПОКРОВА. Завершение периода залегания снежного покрова. При наблюдениях на гидрометеорологических станциях за дату С. с. п. принимается день, когда покрытость открытой местности снегом снижается до 50 %.

СЦЕПЛЕНИЕ ЛЬДА (син. *адгезия льда*). Примерзание льда к инородным предметам за счет сил межмолекулярного взаимодействия. С. л. зависит от структуры и шероховатости соприкасающихся поверхностей, температуры, давления, времени контакта, наличия примесей во льду и пр. Измеряется силой или работой отрыва на единицу площади контакта. Если вода замерзает на полностью смоченной поверхности, то сила сцепления с поверхностью превышает силу сцепления внутри льда. При превышении предела прочности разрушение происходит внутри льда, а не по поверхности раздела. Это значит, что силы сцепления часто могут превышать $25 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$. Небольшие количества растворенных солей во льду ослабляют С. л. Полимерные покрытия снижают С. л. до $(0,1 \div 10) \times 10^6 \text{ Н/м}^2$. Для уменьшения С. л. защищаемую от обледенения поверхность покрывают кремнистоорганическими

кислыми или органосиликатными соединениями, уменьшающими адгезию в 2—10 раз и повышающими эффективность его околки.

А. Н. Кренке.

СЦЕПЛЕНИЕ СНЕГА. Связь между частицами снежного покрова, а также связь снежного покрова с поверхностью склона, препятствующая его смещению.

СЧЕТЧИКИ МЕТЕЛЕВЫХ ЧАСТИЦ. Приборы, позволяющие выде-

лить отдельные частицы в снеговетровом потоке и их траектории: а) киноаппаратура для скоростной съемки метелевого потока в узком освещенном вертикальном слое с применением плоских линз, б) электрометрические приборы, регистрирующие удары отдельных снежинок, в) механические уловители метелевых снежинок с быстро экспонируемыми улавливающими поверхностями.



ТАЛАЯ ВОДА. Вода, образующаяся в результате таяния снега, накопившегося за холодный период в речном бассейне, а также таяния ледников и высокогорного снега. По сравнению с водой атмосферных осадков Т.в. богаче растворенным углекислым газом и обладает большей растворяющей способностью в отношении карбонатных горных пород. Т.в. — главный источник питания подавляющего большинства равнинных и горных рек на территории СССР. Нередко формирует поймы.

В. М. Котляков.

ТАЛИК. Участок талого грунта в области развития многолетнемерзлых пород (напр., под озерами или руслами рек). Различают сквозные Т., проникающие сквозь всю толщу мерзлых пород, и ложные, или псевдоталики, замкнутые снизу.

ТАЛЫЕ НАЛЕДНЫЕ ВОДЫ. См. наледные воды.

ТАЯНИЕ ЛЬДА. Фазовый переход льда из твердого состояния в жидкое. Происходит при температуре плавления. Метастабильное состояние (перегрев льда) невозможно. Процесс таяния начинается с межкристаллических прослоек, что связано с повышенным содержанием в них растворенных веществ, а следовательно, с более низкой здесь температурой плавления. При плавлении кристалла льда нарушается 12 % межмолекулярных водородных связей.

Ядра кристаллизации и другие твердые включения, нагреваясь радиацией, становятся стимуляторами и очагами таяния. За счет неравномерности плавления возникают фигуры таяния (цветы Тиндаля). На поверхности природных льдов подобными очагами служат частицы или скопления пыли естественного происхождения или привнесенные при искусственном усилении таяния. Таяние природных льдов рассчитывается по уравнению теплового баланса или по его эмпирическим индикаторам, в первую очередь по температуре воздуха или воды. Для расчета Т.л. на воздухе используется температурный коэф. таяния. Сезонные величины таяния S_a (в мм) приближенно могут быть рассчитаны по средней летней температуре $\bar{t}_a$: $S_a = (\bar{t}_a + 9,5)^3$.

А. Н. Кренке.

ТВЕРДАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ СЕЛЫ. См. селевая масса.

ТВЕРДОМЕР (син. пенетrometer). Прибор для определения твердости снежного покрова по глубине его проникновения в снег при измеренном усилии. Существует несколько типов Т. Портативный Т., удобный для маршрутных исследований, представляет собой пружинный динамометр с максимальным усилием до 10 кг, снабженный сменными площадками, имеющими площади 1, 10 и 100 см². Изменяя нагрузки от 1 до 10 кг и используя разные площадки, можно измерить твердость от

1 МН/м² до 1 кН/м², что особенно удобно для определения несущей способности настов или твердости тонких слоев снега, которую трудно измерить другим способом. Индикаторный Т. состоит из пружинного динамометра с нагрузками до 90 кг, сменных конусов с углами при вершине 30 и 60° и отсчетного устройства, фиксирующего глубину погружения конуса в снег. При однородном снежном покрове площадь проекции отпечатка конуса возрастает пропорционально действующей нагрузке, что делает его особенно удобным для характеристики проходимости снежной целины. Т.-зонд предназначен для измерения послойной твердости снежного покрова. Он состоит из нескольких штанг длиной по 1 м, одной направляющей трубки с опорной площадкой, двух конусов с углами при вершине 60 и 30° и нескольких округлых гирь-грузов с цилиндрическим отверстием в центре, чуть более широким, чем диаметр направляющей трубки. Масса каждого груза равна массе штанги, а одного — массе направляющей трубки. Штанги градуируются через 2 мм. Измерение твердости выполняют посредством бросания грузов с определенной фиксированной высоты вдоль передающей штанги на опорную площадку, что вызывает силу удара, передаваемую на конус. Твердость вычисляется по сопротивлению, оказываемому снегом при проникновении в него трубки с конусом на конце. С помощью Т.-зонда можно измерить послойную твердость снежного покрова с большой детальностью. В. М. Котляков.

ТВЕРДОМЕР-ЗОНД. См. *твердомер*.
ТВЕРДОСТЬ ЛЬДА. Способность льда оказывать сопротивление проникновению другого тела, не получающего остаточных деформаций. Т. л. резко увеличивается от 5 до 50 МПа с понижением температуры от —5 до —25 °С и увеличением времени нагрузки от 1 с до 1 сут. По шкале Мооса лед при температуре чуть ниже 0 °С имеет твердость 1,5, при —15 °С она возрастает до 2—3, при —30 °С — до 3—4, при —78,5 °С — до 6. Т. л. обычно определяют вдавливанием конусного штампа:

$$F = P / (\pi z^2 \operatorname{tg}^2 \alpha),$$

где P — давление, приложенное к конусу, z — глубина его погружения, 2α — угол при вершине конуса.

А. Н. Кренке.
ТВЕРДОСТЬ СНЕГА. Способность снежного покрова оказывать сопротивление проникновению другого тела, в котором не возникает остаточных деформаций. Т. с. обычно определяют путем вдавливания конусообразного штампа, результат измерений которого не зависит от прилагаемой нагрузки. Разработан ряд конструкций конусных *твердомеров*, в т. ч. зондов, используемых для определения вертикального распределения твердости в снежном покрове. При отсутствии твердомера Т. с. можно определять по условной шкале „Международной классификации снежного покрова“ [308]: очень мягкий снег — свободно погружается ладонь, мягкий — 4 пальца, средней твердости — 1 палец, твердый — карандаш, очень твердый — лезвие ножа. Отношение Т. с. к его плотности характеризует прочность связей между кристаллами снежного покрова.

К. С. Лосев.
ТВЕРДЫЕ ОСАДКИ. Атмосферные осадки, выпадающие или осаждающиеся на охлажденных предметах в форме снега и льда. Подразделяются на выпадающие Т. о., образованные путем конденсации и сублимации в воздухе и попадающие из атмосферы на земную поверхность — это снег, крупа, снежные зерна, ледяной дождь, град, и нарастающие Т. о., или твердые формы наземных гидрометеоров, к которым относятся иней, изморозь, твердый налет, гололед, а также обледенение самолетов. Характеризуются интенсивностью выпадения или нарастания, служат источником снежного покрова. Для обозначения разных видов Т. о. в метеорологии приняты специальные знаки (см. табл. на с. 442—443).

В. М. Котляков.
ТВЕРДЫЙ НАЛЕТ. Белый налет из мелких ледяных кристаллов, образующийся вследствие сублимации водяного пара, капель тумана, мороси или дождя на холодных поверхностях (камнях, каменных стенах, колоннах и т. п.), преимущественно с наветренной стороны. Возникает при ослаблениях мороза, часто при оттепели, обычно в пасмурную погоду, на поверхностях, кото-

ТВЕ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ (АТМОСФЕРНОГО ЛЬДА)

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

- Дождь
- 9 Морось
- * Мокрый снег
- * Ливневый мокрый снег
- * Снежная крупа
- △ Снежные зерна
- △ Ледяная крупа
- △ Ледяной дождь

ВИДЫ НАЗЕМНОГО ОБЛЕДЕНЕНИЯ

- ∞ Гололед
- ∇ Зернистая изморозь
- ∇ Кристаллическая изморозь
- Иней
- * — — Отложение мокрого снега
- * — — Замерзшее отложение мокрого снега

СЛОЖНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬДА

- ∞ ∇ Зернистая изморозь на гололеде
- ∇ ∞ Гололед на зернистой изморози
- * — ∇ — Кристаллическая изморозь на замерзшем отложении мокрого снега
- ∞ ∇ ∇ Зернистая изморозь с осевшей на ней кристаллической изморозью на гололеде
- ∞ ∇ ∞ ∇ Гололед, зернистая изморозь, гололед, зернистая изморозь

РАЗЛИЧНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

- ≡ Ледяной туман
- ↔ Ледяные иглы
- ∞ Гололедица

ПОСЛЕДСТВИЯ ОТЛОЖЕНИИ ЛЬДА

—X—X— Аварии на линиях связи и электро-
передачи (поломка столбов и опор,
массовый обрыв проводов)

—X— Обрыв проводов связи (местами)

~~~~~ Провисание проводов

~~~~~ Вибрация проводов

~~~~~ Пляска проводов

⌚ Обледенение дорог (остановка движе-  
ния автотранспорта)

⌚ Обледенение дорог (затруднения движе-  
ния автотранспорта и пешеходов)

рые были сильно охлаждены пред-  
шествующим морозом и имеют отри-  
цательную температуру, более низ-  
кую, чем температура воздуха. Тол-  
щина Т. н. не превышает нескольких  
мм. Различают три вида Т. н. Кри-  
сталлический налет обнаруживает яв-  
ную кристаллическую структуру и  
образуется при потеплении в отсут-  
ствии мороси или дождя, его нара-  
станию благоприятствует большая  
относительная влажность воздуха, в  
частности туман без ветра. Зерни-  
стый налет по внешнему виду напо-  
минает покров слежавшегося и на-  
чавшего подтаивать снега. Этот рых-  
лый белый налет образуется при  
слабой оттепели вследствие намер-  
зания капель тумана на предметах,  
имеющих отрицательную температу-  
ру; его нарастанию благоприятствует  
густой туман и сильный ветер. Ле-  
дяной налет представляет собой глад-  
кую прозрачную или матовую ледя-  
ную корку, которая получается вслед-  
ствие замерзания капель мороси или  
дождя на предметах, имеющих отри-  
цательную температуру.

В. М. Котляков.  
**ТВЕРДЫЙ РАСХОД СНЕГОВЕТ-  
РОВОГО ПОТОКА.** Масса снега, пе-  
реносимого в единицу времени через  
единицу площади плоскости, перпен-  
дикулярной направлению *снеговетро-  
вого потока*. Иногда Т. р. с. п. назы-  
вают интенсивностью переноса сне-  
га. Для случая низовых метелей  
Т. р. с. п. — физический аналог твердо-  
го расхода взвесенесущих речных  
потоков, пылевых бурь и т. п.

Т. р. с. п.  $q$  равен произведению  
массовой концентрации снега в ме-  
телевом потоке  $j$  на поступательную  
скорость твердых частиц (снежинок)  
 $u$ , так что

$$q = ju.$$

Интегрируя Т. р. с. п. по высоте до  
потолка *взвешивания снежинок*, на-  
ходят общий твердый расход метели,  
или полный расход снега, равный об-  
щей массе снега, переносимой ме-  
телью через 1 м фронта *снеговетро-  
вого потока* вдоль поверхности зем-  
ли в течение 1 с. Полный расход  
снега при движении метелевого по-  
тока от наветренной границы снего-  
сборного бассейна постепенно увели-  
чивается в пределах зоны разгона от  
нуля до некоторого предельного мак-  
симума, называемого *транспортирую-  
щей способностью метели Q*.

Распределение Т. р. с. п. по высо-  
те таково, что наибольшие его зна-  
чения соответствуют слою толщиной  
2—5 см над подстилающей поверх-  
ностью, выше этого слоя Т. р. с. п.  
быстро уменьшается. Средняя ско-  
рость всех метелевых частиц по по-  
перечному сечению снеговетрового  
потока называется *групповой ско-  
ростью снежинок  $u_c$* . Масса всего  
поднятого ветром снега, приходящая-  
ся на 1 м<sup>2</sup> подстилающей поверхно-  
сти, получила название *нагрузки ме-  
тели F*. По определению

$$F = Q/u_c.$$

Значения Т. р. с. п. и общего твердого  
расхода низовой метели определяют-



ся по расчетным формулам, полученным в результате теоретического анализа и опытных наблюдений. Как в поле, так и в аэродинамических трубах величина  $Q$  пульсирует с чередованием периодов перенасыщения и недонасыщения снегом, что служит, по-видимому, одной из причин образования форм снежного микрорельефа.

Т. р. с. п. при верховой метели выражается формулой

$$q = u_{\Gamma} i / u_{\Sigma},$$

где  $u_{\Gamma}$ ,  $u_{\Sigma}$  — горизонтальная и вертикальная составляющие скорости снежинок снегопада,  $i$  — интенсивность снегопада. Поступательная скорость снежинок  $u$  существенно зависит от ветрового режима. На равнинах она изменяется значительно меньше, чем в горах. Этим объясняются большие снежные заносы горных предприятий и дорог вследствие верховых метелей. Полный расход снега при верховых метелях намного больше, чем при низовых.

А. К. Дюнин.

**ТЕКСТУРА ЛЬДА** (синоним *строение льда*). Особенности строения ледяной горной породы, обусловленные пространственным расположением (дифференциацией) ее составных частей — кристаллов различной величины и формы, воздушных и минеральных включений, а также степенью заполнения ею пространства. Понятие Т. л. охватывает такие признаки, как слоистость, пористость, сланцеватость и т. п. Для льда как мономинеральной породы наиболее важные текстурные признаки связаны с особенностями распределения включений. Для снега и фирна характерны крупнослоистые, пористые, губчатые, шлировые текстуры; для льда — массивные, слоистые, пузырчатые, сланцеватые; для подземного и мореносодержащего льда — линейно-параллельные, разлिनзования и др.

Макроскопическое описание Т. л. ведется в поле, где собираются данные о форме, размерах и распределении включений — воздушных пузырьков и пор, обломков каменных пород (морены), каналов и ячеек с жидкой водой, о распределении ледяных шлиров в фирне, а также об

образуемых этими включениями неоднородностях. В поле же выявляются текстурные особенности, связанные с различиями в размерах и ориентировке кристаллов льда. Эти наблюдения дополняются лабораторными исследованиями шлифов.

М. Г. Гросвальд.

#### ТЕКСТУРА СНЕЖНОГО ПОКРОВА.

Особенности строения снежного покрова, обусловленные преимущественной ориентировкой кристаллических решеток и пространственным расположением зерен. Т. с. п. связана как с условиями отложения снега, так и с перекристаллизацией снежной толщи.

#### ТЕКСТУРООБРАЗУЮЩИЙ ЛЕД.

Внутригрунтовый лед различного генезиса, образующий небольшие ледяные тела: шлиры, гнезда, отдельные кристаллы — элементы криогенной текстуры. См. *классификацию подземных льдов*.

**ТЕКТОНИКА ЛЬДА.** Раздел *структурной гляциологии*, который изучает формы залегания ледяных пород, гл. обр. ледников: тектонические структуры, возникающие в процессе деформации и движения льда, а также историю развития этих структур в связи с изменениями условий существования оледенений. Среди объектов изучения Т. л. — различного рода складки, системы трещин, сбросы, надвиги, сдвиги, несогласия и др. Исследования Т. л. всегда ведутся в комплексе с изучением движения и морфологии ледяных образований. Основным методом исследований служит полевая *структурно-гляциологическая съемка*, сопровождаемая отбором ориентированных образцов льда для петрографического исследования в холодной лаборатории. В СССР первые структурно-гляциологические съемки ледниковых покровов выполнены на Земле Франца-Иосифа в период МГГ [146]. К числу успехов, достигнутых с помощью тектонического изучения ледников, относится выявление связей полей трещин с формой эпюр движения, выделение „структурных этажей” в ледниковых разрезах, установление реликтовых образований и полей мертвого льда, обнаружение „струйного” движения льда ледни-

ковых куполов. В последние годы тектонические исследования ведутся также на морских льдах.

*М. Г. Гросвальд.*

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЛЬДА.** Структуры, качественные признаки которых (морфология, характерные размеры, вид нарушения первичного залегания ледяных тел, степень искажения слоев и т. д.) отражают специфику деформаций и движения ледяной породы под влиянием силы тяжести по ложу различной формы, а также историю аккумуляции и абляции на соответствующих участках ледника.

Т. с. л. изучены недостаточно. Однако известно, что они представлены большим набором форм, различающихся по масштабам и характеру. По масштабам выделяются структуры нескольких порядков — от крупнейших, соизмеримых с целыми ледниками, до мелких и мельчайших складок и разрывов, которые устанавливаются в образцах или даже шлифах. К I и II порядкам относятся такие структуры, как мульды фирновых бассейнов, поперечные зоны дробления (ледопады), продольные синклинали ледниковых языков, флексуры бассейнов истечения, сдвиговые зоны на краях ледяных потоков и выводных ледников, краевые антиклинальные зоны ледниковых куполов, поперечные рифты на шельфовых ледниках и т. п. К более низким порядкам принадлежат частные структуры, являющиеся составными элементами структур I и II порядка, напр. индивидуальные сбросы в ледопадах, эшелонированные трещины на краях языков, чешуйчатые надвиги и складки на их концах. К самому низкому порядку относятся мельчайшие складки нагнетания (плотчатость) в шарнирах антиклиналей, микросбросы и надвиги по плоскостям кливажа, структуры будинажа и разлинзования в морено-содержащем льду и т. п.

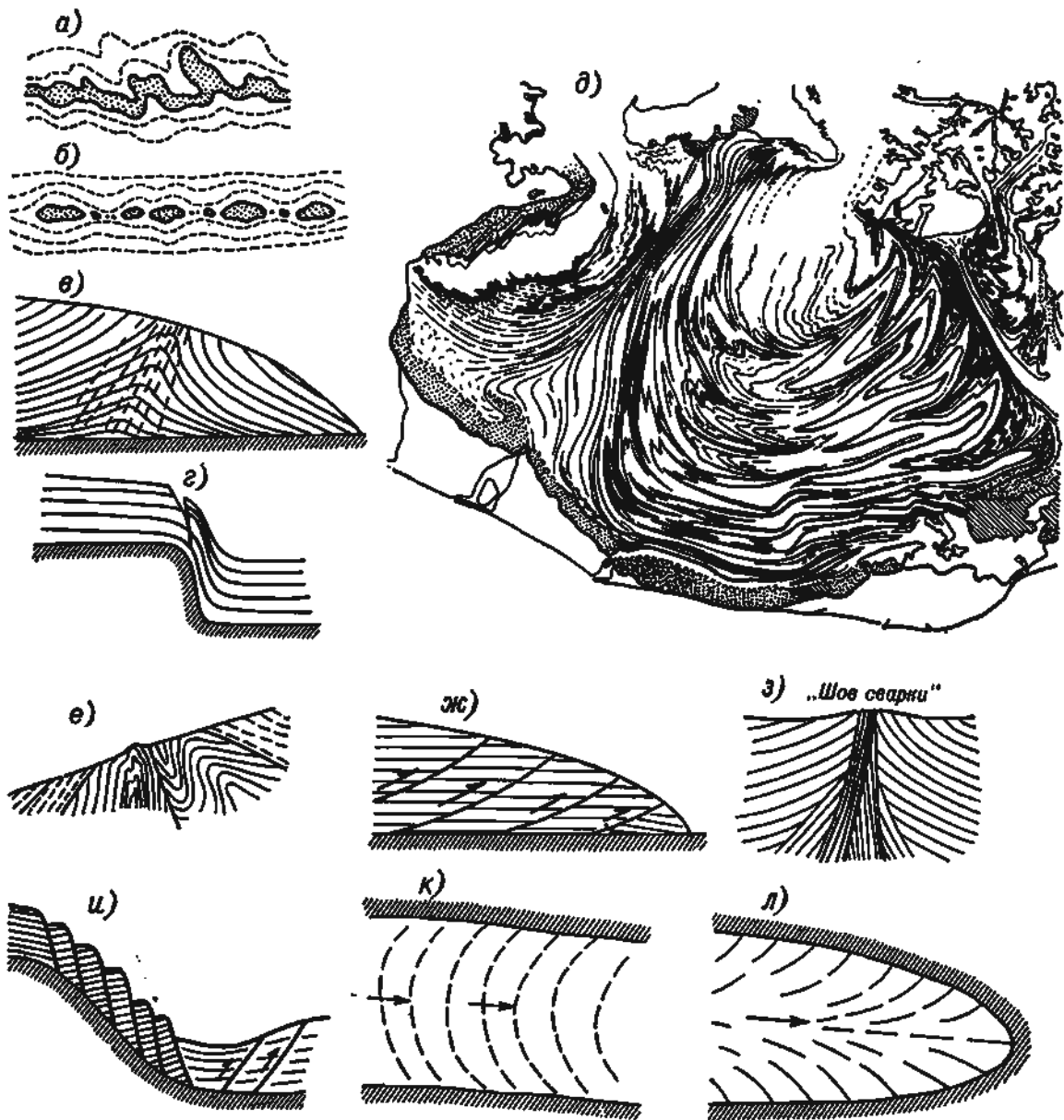
По своему характеру Т. с. л. распадаются на две большие категории: связанных (пликативных) структур, образованных без нарушения сплошности ледяных пород, и разрывных (дизъюнктивных) структур, главными элементами которых служат трещины и разрывы разного рода. Связные структуры разнообразны. Они распадаются на несколько групп.

Первая группа объединяет структуры, созданные процессами послойного перераспределения льда, связанного с перепадами в нормальном давлении. Этот процесс создает структуры искажения, т. е. изменения первичной толщины слоев и пачек слоев в результате их расплющивания в одних местах и раздувания в других. Среди этих структур — разлинзованные слои, мелкая дисгармоничная складчатость нагнетания в замках складок, будинажные структуры мореносодержащего льда, сложная складчатость в ледяных ядрах булгуниахов. К этой же группе, видимо, относятся системы складок, образующие антиклинальные зоны в краевых частях ледниковых щитов и куполов (см. а, б, в на рис.).

Ко второй группе принадлежат структуры, созданные совместным действием послойного перераспределения льда и горизонтальных сил сжатия и сдвига. Соответствующие Т. с. л. представлены антиклинальными и синклиналими ледяными складками — косыми, изоклинальными, опрокинутыми, которые обычно входят в состав складчатых зон, обрамляющих ледниковые языки, причем внутри этих зон складки чаще всего располагаются кулисообразно, реже продольно (см. д, е на рис.).

Крупные мульды образуются при обтекании слоями льда и фирна стенок каров и других котловин, вмещающих фирновые бассейны. При переходе в троговые долины эти мульды преобразуются в большие коробчатые синклинали с продольно вытянутыми осями. В языках сложных ледников таких синклиналей несколько, а крылья соседних структур, соединяясь по „швам сварки“, образуют гребневидные антиклинали, в протыкающих ядрах которых (ледяных диапирах) к поверхности ледника может подниматься придонный морено-содержащий лед. В местах обтекания ступенчатых перегибов ложа во льду наблюдаются флексуры (см. г и з на рис.).

Особая группа связанных структур возникает вследствие упруго-пластических деформаций льда при горизонтальном сжатии и сдвиге. Она проявляется в форме пологих, выраженных в рельефе волн — куполовидных поднятий и валов (брахи-антиклиналей) и разделяющих проги-



Тектонические структуры льда разных типов: а — дисгармоничные складки в разнородном льду, б — будинаж моренной прослойки, в — краевая антиклиналь в ледниковом куполе (штриховые линии — плоскости кливажа), г — флексура, осложненная разрывом, д — складчатость в краевой зоне предгорного ледника подножий, план (ледник Маласпина на Аляске, зачернены антиклинали), е — абляционные (тонкие линии) и тектоническое (жирная линия) несогласия (профиль), ж — система чешуйчатых надвигов в концевой части ледникового языка, з — диапировая антиклиналь у «шва сварки» (поперечный профиль сложного ледника, фрагмент), и — сбросы в зоне ледопада, надвиги у его подножия, к и л — «наложенные» системы трещин ледниковых языков в зоне растягивающего (к) и сжимающего (л) течения.

бов, которые обычно располагаются веерообразно или в шахматном порядке. Эти Т.с.л. можно рассматривать как проявление «наложенной» складчатости, аналогичной молодым изгибам земной коры в областях высокой тектонической активности.

Разрывные Т.с.л. распадаются на две группы. Первая из них объединяет дизъюнктивные структуры, пространственно и генетически связанные с дислокациями других типов — складками и флексурами. Она включает почти всегда закрытые

взбросы, надвиги, сдвиги, сдвиго-взбросы, которые участвуют в строении краевых и срединных складчатых зон, приурочиваясь к осевым плоскостям или крыльям складок (см. е на рис.). На концах ледниковых языков системы полого падающих надвигов часто ограничивают чешуевидные блоки (см. ж на рис.). К краевым сдвиговым зонам ледников приурочиваются разрывы типа сдвиго-взбросов; при резких ускорениях деформаций (напр., в пульсирующих ледниках) вдоль этих зон формируются продольные зияющие разломы-рифты. В зонах сжатия под ледопадами часто наблюдаются поперечные взбросы и надвиги.

Вторая группа разрывных структур объединяет зияющие трещины растяжения — раздвиги и сдвиго-раздвиги, образующие „наложенные” системы хрупких деформаций ледников. В краевых зонах сдвига такие трещины всегда располагаются кулисно, а в приосевых — либо поперечно при растягивающем движении, либо продольно при сжимающем движении (см. к и л на рис.). К числу „наложенных” разрывов также принадлежат системы нормальных сбросов, образующих ледопады и ледоломы, бергшруды фирновых бассейнов, приливно-отливные разломы шельфовых ледников, поперечные рифты этих ледников.

Особую группу Т.с.л. образуют несогласия в напластовании льда. Все они являются угловыми, а по генезису делятся на абляционные и тектонические. Первые могут быть либо региональными, маркирующими этапы существенного потепления климата и повышения границы питания, либо местными, связанными с сокращением аккумуляции на локальных поднятиях, напр. на растущих куполах и валах. Региональные несогласия служат границами структурных этажей. Тектонические несогласия возникают между ледниковыми блоками, смещенными по надвигам, сбросам и другим разрывам. Лит. [17, 146, 292].

М. Г. Гросвальд.

**ТЕКУЧАЯ ЛАВИНА.** Снежная лавина, движущаяся вдоль поверхности склона в соответствии со всеми его изменениями. Выделена как тип Е2 в международной морфологической классификации лавин.

**ТЕКУЧЕСТЬ ЛЬДА.** Способность льда пластически деформироваться при неизменяющейся нагрузке. Сильно зависит от температуры.

**ТЕКУЩАЯ ОБЛАСТЬ АККУМУЛЯЦИИ.** См. *снег на леднике*.

**ТЕЛО ЛАВИНЫ.** Снежная масса, приобретающая определенную форму в процессе движения лавины, в основном в зоне ее транзита. Образуется обычно из дезинтегрированных частей снежного покрова, поступающих в зону транзита из зоны зарождения лавины. *Неканализованные лавины* и *лавины из точки* образуют Т.л. в форме вала, поперечное сечение которого (в направлении движения) значительно короче длины вала. Вал при движении имеет серповидную форму с выпуклой частью в направлении движения, крылья вала к краям выполаживаются. Тело неканализованной лавины из снежной доски в процессе движения сохраняет в тыловой части обломки доски, а в передней из них формируется вал. Канализованная лавина имеет тело, по форме близкое каплевидному. На его поверхности нередко наблюдаются волны, а на поверхности тела пылевой лавины — выбросы снежной пыли. Т.л. при канализованном движении имеет длину в направлении движения, значительно большую, чем ширину. Переднюю часть Т.л. называют *фронтом лавины*. По некоторым данным, фронт движется быстрее основного Т.л. Предполагается, что это происходит вследствие обрушения передней части лавины при движении или разрушении снежного покрова перед фронтом лавины в результате динамических эффектов. Через фронт лавины в Т.л. при движении непрерывно включаются новые порции снега. В хвостовой части Т.л. скорость движения снежных масс меньше, поверхность лавины постепенно выполаживается, Т.л. здесь теряет снег. Эта часть Т.л. называется *шлейфом лавины*.

Законы движения снега в Т.л. не установлены. По косвенным признакам — наличию волн и каменных обломков на поверхности движущейся лавины — можно предполагать интенсивное турбулентное перемешивание в теле многих лавин. Законы распределения и изменения плотности Т.л. неясны. Она меняется в ши-

роком диапазоне — пылевая составляющая имеет плотность лишь в несколько раз больше плотности воздуха, а плотность остановившегося Т.л. иногда приближается к плотности льда. Предполагается, что при движении Т.л. в его передней части формируется более плотное ядро. Высота (толщина) Т.л. меняется в зависимости от типа снега, морфологии, пути и динамических характеристик, однако наибольшую толщину всегда имеет фронт лавины. Высота фронта лавины важна для расчета противолавинных сооружений. В естественных условиях она меняется в широком диапазоне — от нескольких до сотен метров. *К. С. Лосев.*

**ТЕМНЫЙ НИЛАС.** См. *нилас*.

**ТЕМПЕРАТУРА РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЛЬДА.** Температура, равная  $-70 \dots -72^\circ\text{C}$ , выше которой не могут существовать аморфная и кубическая модификации льда. В кристаллической решетке льда при указанной температуре энергия тепловых колебаний атомов настолько падает, что молекулярные процессы практически прекращаются. Эта температура совпадает с границей метастабильного состояния переохлажденной воды и тройной точкой самопроизвольного зарождения кристаллов льда. *В. М. Котляков.*

**ТЕМПЕРАТУРНОЕ СЖАТИЕ И РАСШИРЕНИЕ СНЕГА.** Свойство снега менять свои линейные размеры при изменении температуры. Обычно характеризуется коэф. линейного или объемного расширения, т. е. изменением длины или объема тела на каждый градус изменения температуры. Коэф. линейного расширения снега возрастает с уменьшением плотности снега; в диапазоне плотности от 300 до 100  $\text{кг/м}^3$  он увеличивается в пределах  $(210 \div 450) \times 10^{-6}$ . Сокращение снежного покрова при понижении температуры нередко сопровождается возникновением в снегу морозобойных трещин, вызывающим раскатыстые звуки. Т.с. и р.с. вызывает дополнительные напряжения в снежном покрове, которые могут сыграть роль триггерного механизма при образовании лавин.

*К. С. Лосев*

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ НАМОРАЖИВАНИЯ.** Отношение массы льда, которая может быть получена послойным намораживанием воды, к сумме отрицательных средних суточных температур воздуха. Вычисляется для всего зимнего периода или более коротких интервалов.

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ СНЕГОТАЯНИЯ.** См. *температурный коэф. таяния*.

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ ТАЯНИЯ.** Отношение слоя стаявшего льда или снега  $C_a$  к сумме средних суточных или срочных положительных температур воздуха  $\Sigma t_+$  за определенный промежуток времени, т. е.  $k = C_a / \Sigma t_+$ . Другой модификацией Т.к.т. служит угловой коэф. в уравнении  $C_a = a \Sigma t_+ + b$ . В зависимости от величины альбедо значение  $k$  меняется от 3  $\text{мм}/(^\circ\text{C} \cdot \text{сут})$  для чистого снега до 7  $\text{мм}/(^\circ\text{C} \cdot \text{сут})$  для льда. На больших абс. высотах с ростом отношения  $b/a$  и увеличением доли радиационного баланса Т.к.т. растет до 10—20  $\text{мм}/(^\circ\text{C} \cdot \text{сут})$ , а теоретически неограниченно. Температурный коэф. снеготаяния — это количество стаявшего снега за сутки (в мм слоя воды), приходящееся на  $1^\circ\text{C}$  положительной средней суточной или срочной 13-часовой температуры воздуха. Т.к.т. используется для расчетов потенциальной абляции, снегового, наледного и ледникового стока.

*В. М. Котляков.*

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ПРОФИЛЬ ЛЬДА.** См. *теплообмен во льду*.

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКА.** Распределение температуры льда в леднике и ее изменения во времени. Эти изменения определяются переносом льда с приобретенной в другом месте температурой, передачей температуры из воздуха, от ложа и соседних частей ледника за счет теплопроводности, радиационным нагревом через прозрачный лед, выделением тепла при замерзании инфильтрующейся в толщу ледника воды, выделением тепла внутреннего трения:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = U_l \frac{\partial t}{\partial x_l} + \frac{\partial}{\partial x_l} \left( a \frac{\partial t}{\partial x_l} \right) + \frac{1}{\rho c} \times \\ \times (W_r + J \sigma_{ll} \varepsilon_{ll} + L_n M_n).$$

Здесь  $t$  — температура льда,  $\tau$  — время,  $U_i$  — компоненты вектора скорости движения льда,  $x_i$  — оси координат,  $a$  — коэф. температуропроводности,  $\rho$  — плотность льда или фирна,  $c$  — теплоемкость льда,  $W_r$  — радиационное тепло,  $J$  — тепловой эквивалент работы,  $\sigma_{ij}$  — компоненты девиатора тензора напряжений,  $\varepsilon_{ij}$  — компоненты тензора деформации,  $L_n$  — удельная теплота таяния,  $M_s$  — масса льда, замерзшего в элементарном объеме за время  $\tau$ .

Совместным воздействием перечисленных факторов определяется профиль распределения температур ледника по глубине. Температура в активном слое колеблется по сезонам вследствие температуропроводности и выделения тепла при замерзании инфильтрационной воды. На нижней границе активного слоя температура льда определяется средней годовой температурой воздуха и инфильтрационным замерзанием. Объем последнего возрастает с увеличением толщины фирна. Глубже профиль температуры определяется соотношением теплототока снизу от геотермического тепла, тепла трения о ложе и внутри придонных слоев, распространяющегося путем теплопроводности и адвекции холодного льда сверху и по горизонтали. Чем больше роль адвекции, тем более выпуклым становится вертикальный профиль температуры, причем может возникать даже обратный градиент.

Распределение температуры вдоль ледника зависит от температуры льдообразования. В отсутствии инфильтрационного льдообразования и соответствия температуры на нижней границе активного слоя температуре воздуха температура льда повышается вниз по леднику. При инфильтрационном нагреве в области питания лед оказывается существенно теплее воздуха и охлаждается при движении через область абляции. В леднике возникает температурная инверсия.

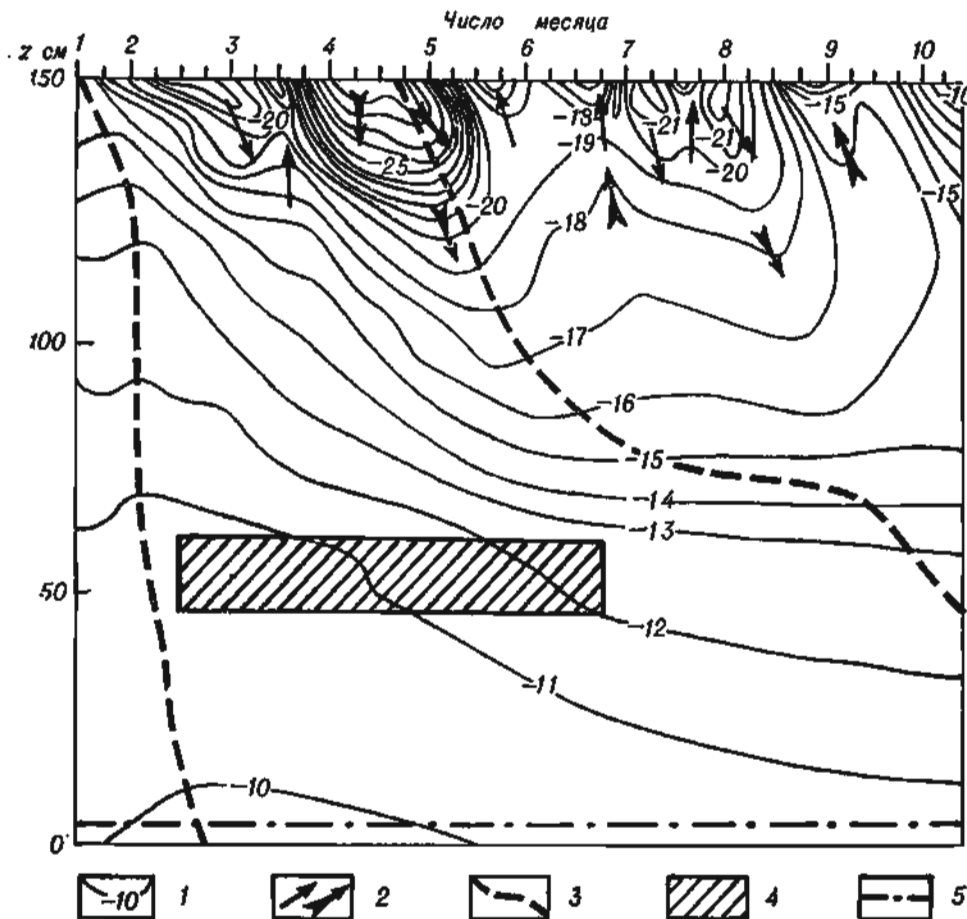
**А. Н. Кренке.**  
**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** Тепловое состояние снежной толщи, определяемое поступающими потоками тепла и холода, а также радиационными и теплофизическими свойствами толщи. В теплообмене снежного покрова участвуют пять основных процес-

сов: 1) передача тепла в толще за счет теплопроводности; 2) диффузионный перенос водяного пара в толще, испарение и конденсация на поверхности; 3) поглощение энергии солнечной радиации на поверхности снега и в поверхностных слоях; 4) конвективный теплообмен поверхности снега с воздухом, перенос тепла в зависимости от воздухопроницаемости снега; 5) поступление жидких осадков, инфильтрация талых вод и их замерзание на поверхности и в толще снега. Сочетание этих процессов создает сложное температурное поле в снежном покрове. Основное поглощение лучистой энергии снегом происходит в верхних 10—20 см, хотя толщина радиационно-аккумулятивного слоя снега достигает 80 см. Самую низкую температуру в течение большей части зимы имеет поверхность снега; в более глубоких слоях температура, как правило, повышается. Снежная толща испытывает суточные, непериодические и сезонные колебания температуры. Суточные колебания проникают в снег на глубину 50—60 см, а годовые — в снежно-фирновую толщу на ледниках на 10—15 м. В свою очередь Т. р. с. п. определяет основные процессы развития толщи: интенсивность и направление миграции водяных паров, скорость оседания, интенсивность таяния снега. Для исследования Т. р. с. п. регулярно измеряют температуру снега на определенных горизонтах и строят графики термонизоплет в снежном покрове (см. рис. на с. 450).

**В. М. Котляков.**  
**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ СКАЧОК НА ГРАНИЦЕ ЛЕДНИКА.** Изменение температуры в приземном слое воздуха при изменении подстилающей поверхности с ледниковой на каменную и наоборот; зимой (под снегом) может отсутствовать. В середине лета разница температуры поверхности скал и льда может составлять десятки градусов. На высоте 2 м соответствующая разница достигает 8°C с максимумом повторяемости от 1 до 3°C. Температурный скачок зависит от заснеженности ледника и склонов, размеров ледника, температуры воздуха, нагрева камней, зависящего от интенсивности радиации, т. е. облачности и широты места. Для высоты границы питания ледника в



## ТЕМ — ТЕП



Режим температуры в мощном снежном покрове в конце зимы: 1 — термизоплеты, 2 — потоки холода, 3 — граница проникновения мощной волны холода, 4 — область влияния погребенных корок на температурный режим, 5 — граница снег — фирн.

среднем за лето скачок температуры составляет 1—2 °С. А. Н. Кренке.

**ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ ЛЬДА.** См. термические свойства льда.

**ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА.** См. термические свойства снега.

**ТЕПЛАЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННО-РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ЗОНА** (син. теплая фирновая зона). См. зоны льдообразования.

**ТЕПЛАЯ ФИРНОВАЯ ЗОНА** (син. теплая инфильтрационно-рекристаллизационная зона). См. зоны льдообразования.

**ТЕПЛО ТРЕНИЯ В ЛЕДНИКЕ.** Выделение тепла вследствие трения льда о ложе и внутреннего трения в леднике, представляющее собой основной механизм диссипации потенциальной энергии ледника. Тепло

внутреннего трения  $W_{тр}$  определяется по формуле

$$W_{тр} = J (\sigma_{ij} e_{ij} + 3s\dot{\epsilon}),$$

где  $J$  — тепловой эквивалент работы,  $\sigma_{ij}$  — компоненты девиатора тензора напряжений,  $e_{ij}$  — компоненты тензора деформаций,  $s$  — среднее нормальное напряжение,  $\dot{\epsilon}$  — компонента шарового тензора скорости объемного изменения. В практически несжимаемом льду  $3s\dot{\epsilon}$  пренебрежимо мало, но в фирне может быть заметным. Тепло трения о ложе пропорционально силе трения, скорости скольжения по ложу и тепловому эквиваленту работы. В холодном леднике тепло трения затрачивается на нагрев льда, а в леднике, находящемся при температуре плавления, идет на таяние льда или увеличение его влажности. А. Н. Кренке.

**ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА.** Соотношение потоков тепла, приходящих к поверхности ледника и уходящих от нее. Сумма их равна нулю или затратам тепла на фазовые переходы на поверхности. Вместе с этими затратами тепловой баланс всегда равен нулю. При пренебрежении малыми членами (диссипацией энергии ветра, потоком тепла, переносимым выпадающими осадками или ручьями на тающей поверхности ледника) уравнение теплового баланса имеет вид

$$mL_{\pi} = R + P \pm L_v E - W,$$

где  $m$  — таяние,  $L_{\pi}$  — удельная теплота плавления,  $R$  — радиационный баланс,  $P$  — турбулентный теплообмен с воздухом (положителен при притоке тепла в ледник),  $E$  — испарение (отрицательная величина) или конденсация (положительная величина),  $L_v$  — удельная теплота испарения,  $W$  — поток тепла в толще ледника за счет теплопроводности. При отрицательных температурах  $E$  — соответственно возгонка или сублимация, а  $L_v$  — удельная теплота возгонки. При определении таяния по снижению поверхности без учета повторного замерзания воды величина  $W$  должна также включать вынос скрытого тепла (поток энтальпии) с фильтрующейся в толщу ледника и замерзающей там водой. В отдельных случаях может быть существенным снос или выделение тепла ручьями на поверхности ледника.

Радиационный баланс ледников за год, как правило, отрицателен и компенсируется турбулентным теплообменом и конденсацией. Теплообмен с толщей ледника за год равен нулю. Таяние в период абляции в основном обеспечивается радиационным балансом 4000—8000 кДж/(м<sup>2</sup>·сут). Доля радиационного баланса в таянии меняется по территории и по типам погоды от 50 до 100 %. Она близка к 100 % в условиях преобладания испарения над конденсацией, причем затраты тепла на испарение могут достигать 4000 кДж/(м<sup>2</sup>·сут). В условиях морского климата на всей поверхности ледников преобладает конденсация, а в условиях континентального климата — испарение. В условиях переходного климата в низких широтах в областях питания ледников преобладает

испарение, а в областях абляции — конденсация. В самых высоких широтах (Антарктида, Центральная Арктика) в областях питания ледников преобладает конденсация (облачность, туманы), а в областях абляции при все еще низких температурах — испарение. А. Н. Кренке.

**ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СНЕГОТАЯНИЯ.** См. *тепловой баланс снежного покрова*.

**ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** Приходо-расход тепла в снежном покрове, участвующий в процессах тепло- и массообмена. Само формирование и разрушение снежного покрова является непосредственным выражением теплового баланса. Процессы обмена теплом и веществом (жидкой водой, которая является носителем тепла в снеге) приурочены не к поверхности, а к деятельному слою. Практически этот слой охватывает всю толщу сезонного снежного покрова; только на ледниках, где снежно-фирновая толща может измеряться десятками метров, деятельный слой распространяется до глубины проникновения сезонных колебаний температуры, т. е. около 10—15 м.

Тепловой баланс деятельного слоя, или изменение запаса тепла в нем  $\Delta T$ , определяется как алгебраическая сумма тепловых потоков, проходящих через ограничивающие его поверхности за выбранный промежуток времени:

$$\Delta T = R + P + LE + T_x + T_z.$$

Здесь  $R$  — радиационный баланс поверхности,  $P$  — турбулентный теплообмен с атмосферой,  $LE$  — теплообмен с атмосферой путем процессов возгонки—сублимации и испарения—конденсации,  $T_x$  — поток тепла через верхнюю границу активного слоя за счет твердых и жидких осадков,  $T_z$  — поток тепла через нижнюю границу активного слоя (в обычном снежном покрове теплообмен с почвой). Поток тепла внутри снега пропорционален вертикальному градиенту температуры и зависит от теплопроводности снега. Приход тепла к активному слою обозначается знаком плюс, а расход — знаком минус. Составляющие Т. б. с. п. обычно определяются экспериментально.

Тепловой баланс снеготаяния определяется тем же способом,

тогда  $\Delta T$  — тепло, затрачиваемое на таяние снега. Основными источниками тепла, обеспечивающими изменение его запаса в снежном покрове и снеготаяние, служит лучистая энергия  $R$ , поток тепла  $E$ , обусловленный испарением — конденсацией и возгонкой — сублимацией, и турбулентный поток тепла  $P$ . Соотношение этих составляющих зависит от широты, высоты над ур. м., типа погоды. В субарктических районах с частыми туманами значение  $LE$  может достигать трети всей суммы поступающего тепла. Существенна роль этой составляющей в местах развития кающихся снегов и льдов. В отдельные периоды в районах с морским климатом велика роль жидких осадков, которые буквально „съедают“ снежный покров, однако в высокогорье роль этой составляющей не превышает 1 %. Т. б. с. п. совместно с балансом жидкой воды в снеге определяет процессы льдообразования на ледниках. Лит. [122].

К. С. Лосев.

#### ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ.

Соотношение притока и оттока тепла в ледниках, определяющее их температурное состояние и движение льда. Существуют две группы источников тепловой энергии в леднике: поступающей извне и образующейся внутри ледника. К первой группе относятся солнечная радиация и теплообмен с воздухом, атмосферные осадки, таяние и замерзание талых вод, геотермический поток. Внутренними источниками тепла в леднике служат движение льда и его трение, сжатие и рекристаллизация льда под тяжестью вышележащих слоев. В верхней части ледника выделяются *активный слой*, где сказываются внутригодовые колебания температуры воздуха; температура в подошве этого слоя зависит от средней годовой температуры воздуха и зоны льдообразования. Глубже в толще, как правило, происходит повышение температуры. По Т. р. л. различают теплые и холодные ледники. Теплые, или изотермические, ледники до самого дна имеют температуру плавления льда при соответствующем давлении. В холодных ледниках господствуют температуры ниже точки

плавления льда. На этом принципе основаны геофизические классификации ледников Х. Альмана и Г. А. Авсюка.

В. М. Котляков.

**ТЕПЛОЕМКОСТЬ ЛЬДА.** См. *термические свойства льда*.

**ТЕПЛОЕМКОСТЬ СНЕГА.** См. *термические свойства снега*.

**ТЕПЛООБМЕН ВО ЛЬДУ.** Обмен теплом между участками ледовых тел и их теплообмен с окружающей средой. Теплообмен через границу с воздухом происходит за счет результирующей радиационного баланса, турбулентного теплообмена с воздухом, удельной теплоты фазовых переходов (таяния, замерзания, испарения, возгонки, конденсации, сублимации). Теплообмен с подстилающим ложем включает геотермический поток тепла из Земли, обратный его поток в случае обратного температурного градиента, тепло трения льда о ложе, удельную теплоту таяния или замерзания. Теплообмен с водой включает турбулентный теплообмен с водой и удельную теплоту таяния или замерзания; радиационный теплообмен на границе с водой ничтожен.

Внутри льда теплопередача осуществляется, во-первых, путем теплопроводности. Тепловой поток равен  $\lambda \partial t / \partial x_i$ , где  $t$  — температура льда,  $\lambda$  — коэф. теплопроводности,  $i$  — оси координат ( $i = 1, 2, 3$ ),  $\partial t / \partial x_i$  — градиент температуры льда. Изменение теплосодержания объема льда равно разности между теплопотоками на гранях этого объема, т. е.  $\lambda \partial^2 t / \partial x_i^2$ . Другой вид теплопередачи — перенос тепла вместе со льдом, движущимся со скоростью  $U_i$  по координатам  $i$ . Перенос тепла равен  $c U_i \partial t / \partial x_i$ , где  $c$  — теплоемкость льда. Третий механизм — это перенос тепла водой. В этом случае основное тепло составляет удельная теплота плавления  $L_n$ , выделяющаяся при замерзании объема воды  $V$ . Пропитанный водой лед имеет температуру плавления и образует изотермический слой льда. Разность радиационных потоков на границах объема льда, определяемых их мощностью и коэф. поглощения, составляет радиационный источник тепла  $W_r$ . Наконец, внутреннее на-

пряжение трения во льду в процессе его движения образует источник тепла, равный  $\sigma_{ij}e_{ij} + 3s\dot{\epsilon}$ , где  $\sigma_{ij}$  — компоненты девиатора тензора напряжений;  $ij$  — оси координат ( $i = 1, 2, 3$ ;  $j = 2, 3, 1$ );  $e_{ij} = \partial U / \partial x_i$  — компоненты тензора деформации;  $\dot{\epsilon}$  — компонента шарового тензора объемных изменений,  $s$  — среднее нормальное напряжение. Температурный профиль льда  $t(x_i)$  формируется из начального (в т.ч. нулевой температуры замерзающей воды) при граничных условиях, определяемых теплообменом с окружающей средой, согласно уравнению теплообмена [225]:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = cU_i \frac{\partial t}{\partial x_i} + \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial x_i^2} + \frac{1}{\rho_0} \times$$

$$\times [W_r + (\sigma_{ij}e_{ij} + 3s\dot{\epsilon}) + L_n V],$$

где  $\partial t / \partial \tau$  — изменение температуры льда во времени,  $\rho_0$  — плотность льда.

В ряде природных ледовых систем часть механизмов теплопередачи мала или отсутствует. Радиационный баланс существен лишь в верхнем метровом слое льда, замерзание инфильтрационной воды — лишь во льдах со сквозными порами, адвекция тепла и тепло внутреннего трения отсутствуют в неподвижных льдах (ледяной покров водоемов, снежники, снежный покров). В конкретных случаях можно пренебречь переменными по одной или двум осям по сравнению с переменной по третьей (напр., по вертикали, нормальной к поверхности льда).

А. Н. Кренке.

**ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ЛЬДА.**

См. *термические свойства льда*.

**ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА.**

См. *термические свойства снега*.

**ТЕПЛОФИЗИКА ЛЬДА.** Раздел науки на контакте гляциологии и термодинамики, исследующий формирование и режим тепловых полей в снежно-ледяных образованиях. Т.л. изучает термодинамические параметры (теплоемкость, температуру и энергетику фазовых переходов, тепло- и температуропроводность, тепловое расширение и т.д.) чистого льда и ледовых систем с воздушными и жидкими примесями. Соответствующие параметры для чистого льда установлены надежно, для ледовых систем они еще представляют

предмет исследования. Существует, напр., более десятка формул, связывающих теплопроводность снега с его плотностью. Исследования Т.л. ведутся на аналоговых и аналитических моделях, а также в натурных условиях: изучается теплопередача в ледовых системах за счет теплопроводности и адвекции тепла вместе с движением частиц льда и с потоками воды и воздуха в порах. Особое внимание обращается на внутренние источники и стоки тепла вследствие фазовых переходов и преобразования внутренней энергии движения в тепловую, а также на случай тепловой неустойчивости, когда выделение тепла приводит к росту градиентов скорости движения. Задачей Т.л. также является описание и расчет теплообмена ледовых тел с окружающей средой — атмосферой, океаном, литосферой, пресной водой. Лит. [74, 75].

А. Н. Кренке.

**ТЕПЛЫЙ ЛЕДНИК** (синоним *изотермический ледник*). Ледник с постоянной температурой плавления льда во всей толще ниже *активного слоя*. Температура плавления понижается на  $0,08^\circ\text{C}$  на каждые 100 м глубины. По классификации Х. Альмана, Т.л. относятся к ледникам „умеренного типа“. Внутренние источники и стоки тепла в Т.л. (инфильтрация, внутреннее трение) приводят к фазовым переходам — таянию или замерзанию. В таких ледниках предполагается постоянство реологических свойств в пространстве, хотя зависимость их от содержания талой воды неизвестна. Сток с Т.л. возможен в течение круглого года. В некоторых ледниках, переходных к *холодным*, могут существовать отдельные изотермические участки или слои.

В. М. Котляков.

**ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА.**

Условия теплопередачи во льду и формирования его температуры. Распространение тепла во льду определяется теплопроводностью льда. Коэф. теплопроводности льда  $\lambda$  численно равен потоку тепла при разности температуры в  $1^\circ\text{C}$  на единицу расстояния. При температуре льда около  $0^\circ\text{C}$   $\lambda = 2,22 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$ . Теплопроводность льда заметно растет с понижением температуры. Для пресного льда

$$\lambda = 2,22 (1 - 0,0004 t),$$

для морского льда

$$\lambda = \lambda_0 (1 - 0,0159 t),$$

где  $\lambda_0$  — теплопроводность при  $0^\circ\text{C}$ ,  
 $t$  — температура, в  $^\circ\text{C}$ .

Молекулярная теплопроводность монокристаллов льда, измеренная вдоль оси  $c$ , на 5 % больше теплопроводности, измеренной перпендикулярно оси  $c$ . В случае движения воздуха в порах общая теплопроводность может быть значительно выше молекулярной. Теплопроводность пористого льда  $\lambda_n$  рассчитывается по формуле

$$\lambda_n = \lambda \frac{1 + 0,5 \frac{\lambda_v}{\lambda} - p \left(1 - \frac{\lambda_v}{\lambda}\right)}{1 + 0,5 \frac{\lambda_v}{\lambda} + 0,5 p \left(1 - \frac{\lambda_v}{\lambda}\right)},$$

где  $\lambda_v$  — теплопроводность воздуха,  $p$  — пористость в долях от общего объема. Теплопроводность морского льда  $\lambda_m$  рассчитывается по формуле

$$\lambda_m = \lambda_n - (\lambda_n - \lambda_p) (1 - \xi_p) \frac{\xi_l \rho_l}{\xi_p \rho_p},$$

где  $\rho_l$  — плотность льда,  $\rho_p$  — плотность рассола,  $\lambda_p$  — теплопроводность рассола,  $\xi_p$  и  $\xi_l$  — солёность рассола и льда.

Степень нагрева льда подводимым к нему теплом определяется теплоемкостью льда. Количество тепла, необходимое для нагрева единицы массы льда при постоянном давлении, называется удельной теплоемкостью льда  $c_p$ . Теплоемкость льда уменьшается с понижением температуры. Для пресного льда

$$c_p = 2,12 + 0,0078 t.$$

Теплоемкость морского льда быстро возрастает до 162 Дж/(г·°C) с ростом солёности до 35 ‰ при  $t = -2^\circ\text{C}$  и уменьшается до 3,01 Дж/(г·°C) с понижением температуры до  $-30^\circ\text{C}$  при  $\xi_l = 35$  ‰. Большая теплоемкость морского льда связана с таянием чистого льда в солевых ячейках при повышении температуры. Теплоемкость при постоянном давлении  $c_p$  зависит от объемного коэф. теплового расширения и вблизи  $0^\circ\text{C}$  на 3 % меньше  $c_p$ . С понижением температуры разность  $c_p - c_v$  уменьшается. Теплоем-

кость 1 моля льда называется молярной теплоемкостью льда. В точке таяния при постоянном давлении она равна 37,7 Дж/моль.

Скорость изменения температуры льда в нестационарных тепловых процессах называется температуропроводностью льда (термической диффузией в иностранной литературе). Коэф. температуропроводности льда  $a$  численно равен повышению температуры единицы объема льда в результате притока тепла, соответствующего по величине коэф. теплопроводности:

$$a = \lambda / (c_p \rho).$$

Величина  $a$  определяется по затуханию в толще льда температурной волны, идущей от поверхности. Среднее значение коэф. температуропроводности антарктического льда, вычисленное таким способом, при температуре  $-20^\circ\text{C}$  оказалось равным  $(1,54 \pm 0,9) \cdot 10^{-7}$  м²/с. В морском льду температуропроводность падает в несколько раз.

Температура плавления льда под давлением  $10^8$  гПа принята за  $0^\circ\text{C}$  или 273,15 К. При повышении давления температура плавления понижается на  $0,075^\circ\text{C}$  на 1 МПа. Под давлением в 40 МПа (наибольшее в ледниках) температура плавления снижается до  $-2,91^\circ\text{C}$ .

На плавление (таяние) льда затрачивается удельная теплота плавления льда, т. е. количество тепла, поглощаемое льдом при фазовом превращении без изменения его температуры, которое выделяется обратно при замерзании воды. Эта величина равняется изменению энтальпии (теплосодержания)  $d\chi$  при фазовых переходах:

$$d\chi = dW + PdV,$$

где  $dW$  — изменение внутренней энергии,  $P$  — давление,  $dV$  — изменение объема вещества при фазовом переходе. При  $0^\circ\text{C}$  и нормальном атмосферном давлении удельная теплота плавления льда  $L_n$  равна 333,6 Дж/г, при понижении температуры плавления льда под давлением она уменьшается. Теплота плавления зависит

сложным образом от солености (см. [21]).

Удельная теплота (изменение энтальпии) возгонки (испарения) или сублимации (конденсации) льда, т. е. количество тепла, которое необходимо сообщить льду, чтобы перевести его в пар при неизменной температуре (или для обратного процесса), в пресном льду при любых температурах равна 2834 Дж/г, а в соленом льду колеблется от 2500 до 3000 Дж/г. При испарении льда рвутся все водородные связи, при таянии же, судя по меньшей удельной теплоте, — только 12 % таких связей.

А. Н. Кренке.

**ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА.** Свойства снега, определяющие процесс распространения тепла в снежном покрове и теплообмен с окружающей средой. Тепло передается теплопроводностью снега, мерой ее служит коэф. теплопроводности, т. е. количество тепла, которое протекает через единицу перпендикулярной ей поверхности за единицу времени при градиенте температуры 1 °C. При расчетах теплопроводности учитывается также температуропроводность снега, мерой которой служит коэф. температуропроводности, характеризующий способность снега изменять свою температуру в данной точке при воздействии изменившейся температуры в соседней точке. Передача тепла по ледяному скелету от более нагретых к менее нагретым частям осуществляется молекулярной теплопроводностью. В газовой и жидкой составляющих снежного покрова возможна турбулентная теплопроводность. При передаче тепла в снеге большое значение имеют процессы фазовых переходов. Снежный покров передает тепло также излучением и воспринимает тепло солнечной радиации, об этом способе передачи тепла см. *радиационные свойства снега*. Основные Т. с. с., от которых зависит конечный эффект передачи тепла, — это коэф. теплопроводности и температуропроводности, теплоемкость, теплота плавления, испарения, конденсации, возгонки и сублимации.

Т. с. с. не всегда являются лишь простой суммой свойств составляющих его льда, воздуха, водяного пара и воды. На поверхности раздела этих сред имеют место явления, ве-

дущие к снижению теплопроводности. М. Де-Кервен определил, что в сухом снеге плотностью 340 кг/м<sup>3</sup>, имеющем размер зерен 1,2—1,8 мм, 75 % тепла передается через ледяной скелет, 3 % через воздух путем молекулярной и турбулентной теплопроводности и 22 % попеременно через лед и воздух. Коэф. теплопроводности  $\lambda$  и температуропроводности  $a$  зависят от плотности снега  $\rho$ , возраста при ее увеличении, причем коэф. теплопроводности растет по экспоненте. Для расчета этих коэф. предложен ряд формул:

$$\lambda = 0,0068\rho^2, a = 0,133\rho \quad (\text{Г. Ф. Абельс});$$

$$\lambda = 0,00005 + 0,0019\rho + 0,006\rho^4 \quad (\text{Янсон});$$

$$\lambda = 0,0085\rho^2, a = 0,0165\rho \quad (\text{А. С. Кондратьева});$$

$$\lambda = 0,00122\rho \quad (\text{Г. К. Сулаквелидзе}).$$

Коэф. теплопроводности снежного покрова плотностью 250—300 кг/м<sup>3</sup> на порядок меньше, чем у льда, и втрое меньше, чем у воды, но на порядок больше, чем у воздуха. У снега, имеющего плотность 100 кг/м<sup>3</sup>, коэф. теплопроводности меньше, чем у льда, на два порядка, и в этом случае он соизмерим с коэф. теплопроводности воздуха. Низкая теплопроводность делает снег хорошим средством защиты почвы от охлаждения. В сухом свежеснегавшем снеге суточные колебания температуры затухают на глубине 30—40 см, в более старом снеге при плотности 300 кг/м<sup>3</sup> — на глубине 50 см. В фирне плотностью 400 кг/м<sup>3</sup> годовые колебания проникают до глубины 10—11 м. В тающем снежном покрове колебания температуры проникают только до слоя пропитывания снега водой, где все тепло расходуется на таяние. Температура тающего слоя остается неизменной — он является запирающим слоем, что приводит, напр., к замерзанию почвы только после схода снега. Такой запирающий слой существенно влияет на тепловой режим ледников.

Теплоемкость снега, т. е. количество тепла, необходимое для повышения его температуры на 1 °C, определяется по объемной теплоемкости ледяных кристаллов вследствие малой теплоемкости заключенного в



## ТЕР — ТИЛ

снеге воздуха и паров воды. Теплоемкость снега зависит от температу-

|                                         |      |      |      |      |      |      |
|-----------------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| Плотность снега, кг/м <sup>3</sup>      | 100  | 200  | 300  | 400  | 500  | 600  |
| Теплоемкость, Дж/(см <sup>3</sup> · °С) | 0,21 | 0,42 | 0,63 | 0,84 | 1,05 | 1,26 |

ры. Для снега разной плотности она составляет:

К. С. Лосев.

**ТЕРМОАБРАЗИОННЫЙ БЕРЕГ.** Берег, сложенный мерзлыми горными породами с линзами и жилами льда, а также чистым льдом. В формировании Т. б. существенную роль играет оттаивание пород, происходящее в результате термического воздействия воды на лед.

**ТЕРМОАБРАЗИЯ.** Процесс разрушения берегов морей, озер и водохранилищ, сложенных льдом или многолетнемерзлыми льдистыми породами, в результате совместного механического воздействия прибоя и термического действия воды и воздуха. Часто сочетается с процессами обрушения, оползания, сплывов пород. Более правильно называть этот процесс криоабразией, поскольку в его развитии важнейшую роль играет протаивание льдистых мерзлых пород при нагревании.

**ТЕРМОДЕНУДАЦИЯ.** Совокупность криогенных процессов разрушения горных пород на поверхности земли и переноса продуктов разрушения в пониженные участки. К термоденудационным процессам относятся криогенное выветривание, нивация, криогенные склоновые процессы, термоэрозия, термоабразия, термокарст, термосуффозия.

**ТЕРМОКАР.** Циркообразное углубление в речных или озерных береговых уступах, сложенных рыхлыми льдистыми многолетнемерзлыми породами. Образуется в результате термокарста, термоэрозии или термоабразии по залежеобразующим льдам. Поперечник Т. может колебаться от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

**ТЕРМОКАРСТ.** Образование просадочных, провальных форм рельефа, бугров и подземных пустот в результате вытаивания подземного льда или оттаивания мерзлого грунта. При многолетнем протаивании льдистых пород с поверхности возникают преимущественно отрицательные формы микро- и мезорельефа: западины, ложбины, воронки,

котловины с озерами и без озер, аласы, а также термотеррасы и термокары на склонах; реже встречаются положительные формы: байджерахи и бугристые полигоны. При развитии Т. по повторножильным льдам возникает система термокарстовых ложбин, западин и бугров-полигонов, в совокупности образующих криодеградационный полигонально-бугристый рельеф, нередко называемый западинно-бугристым рельефом. Т. часто осложняется термоэрозией, термоабразией, оплыванием, оползанием и др. Характерен для современной области многолетнемерзлых пород и области их бывшего распространения, реже встречается в зоне лишь сезонного промерзания и протаивания пород, где обычно приурочен к сезонным буграм пучения. Нередко провоцируется хозяйственной деятельностью человека.

Е. А. Втюрина.

**ТЕРМОКАРСТОВАЯ ВОРОНКА.** Небольшое округлое в плане глубокое понижение (см. фото XXIX.54), возникающее при локальном проявлении термокарста, крайне неравномерном по площади. Часто встречается на ледниках, реже в области многолетнемерзлых пород.

**ТЕРМОКАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ.** См. криогенный рельеф.

**ТЕРМОМЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА.** Преобразование петрографической структуры и текстуры природных льдов под влиянием притока тепла извне. К числу процессов Т. л. относятся: собирательная перекристаллизация (сублимационная и режеляционная), миграция включений под действием температурных градиентов и частичная деструкция льда. Все эти процессы играют в изменении структуры льда значительно меньшую роль, чем динамометаморфизм льда.

Собирательная перекристаллизация — один из ведущих процессов начальных стадий метаморфического льдообразования: фирнизации снега

и превращения фирна в лед. В ледниках заметно проявляется лишь после их омертвления, причем только в поверхностных частях. Процесс ведет к росту крупных кристаллов за счет мелких, причем во льду перераспределение вещества идет лишь в жидкой фазе и потому возможно только при температуре плавления, а в снеге и фирне — как в жидкой, так и в парообразной фазах. Миграция жидких и газообразных включений во льду происходит под влиянием температурного градиента и идет в сторону источника тепла. Пузырьки воздуха и ячейки солевого раствора приобретают при этом удлиненную цилиндрическую или грушевидную форму. С этим процессом связано опреснение морских льдов, которое прогрессирует с их возрастом.

Частичная деструкция льда — результат неравномерного избирательного таяния под влиянием солнечной радиации и минеральных включений с относительно высоким коэф. поглощения лучистой энергии. Этот процесс не выходит за пределы приповерхностного слоя льда толщиной 1—2 м или слоя снега 20—40 см. Благодаря протаиванию границ кристаллов при радиационном таянии лед с поверхности покрывается рыхлой корой таяния, которая может осыпаться и накапливаться у подножий крутых ледяных склонов. При ее смерзании возникает „вторичный фирн” и осадочная ледяная брекчия.

*М. Г. Гросвальд.*  
**ТЕРМОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЛЕДНИКОВ.** См. *измерения температуры снега и льда.*

**ТЕРМОМЕТРИЯ СКВАЖИН.** См. *измерения температуры снега и льда.*

**ТЕРМОПЛАНАЦИЯ.** Процесс выравнивания рельефа в льдистых многолетнемерзлых породах вследствие термокарста, термоэрозии, термоабразии, солифлюкции, крипа и пр.

**ТЕРМОСУФФОЗИЯ.** Суффозия, развивающаяся при термокарсте и инфильтрации подземных вод, образующихся от таяния подземного льда.

**ТЕРМОТЕРРАСА.** Террасовидная площадка в береговом уступе реки или озера, сложенной льдистыми многолетнемерзлыми породами; образуется в результате неравномерного вытаивания подземного льда. Ширина площадки может колебаться от

нескольких до десятков метров, протяженность — от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

**ТЕРМОЭРОЗИЯ.** Процесс разрушения мерзлых пород тепловым и механическим воздействием текучей воды постоянных и временных водотоков. Необходимой составляющей Т. является протаивание льдистых пород, приводящее к их разупрочнению, что способствует повышению интенсивности их разрушения текучей водой.

**ТЕРРАСЫ ОСЕДАНИЯ.** Многоярусные террасовидные ступени на склонах межгорных котловин и долин, образованные скоплениями морены (гл. обр. флю-тилла) и флювиогляциального материала, которые были отложены на контакте с массивами стаивающего мертвого льда. Для Т. о. характерны малые продольные градиенты и ассоциация с ярусными долинами склонов и эскерными комплексами днищ котловин и долин.

**ТЕРТЫЙ ЛЕД.** *Мелкобитый лед*, в котором поперечник отдельных льдин не превышает 2 м. Иногда вдоль границ дрейфующего и неподвижного льда возникают полосы Т. л. с хаотическим нагромождением льдин.

**ТЕХНИЧЕСКИЙ ЛЕД.** Лед, используемый для технических целей — в строительстве, в холодильной промышленности, на транспорте. Изготавливается послойным или брызговым намораживанием, иногда выпиливается (выкалывается) из естественных ледяных массивов. Часто упрочняется посредством введения добавок — песка, гравия, древесноволокнистых материалов, стекловолокна и пр. См. также *древолед, льдобетон, пенолед, песколед, пластолед.*

**ТЕХНОГЕННАЯ НАЛЕДЬ.** См. *искусственная наледь.*

**ТИКСОТРОПНАЯ „СМАЗКА” В ЛЕДНИКАХ.** Водно-глинистая суспензия на плоскостях скольжения внутри ледника или на его контакте с ложем, резко понижающая вязкость в результате ее деформирования под давлением и уменьшающая трение. Предполагается ее существенная роль в механизме *подвижек ледников.*

**ТИЛЛ.** См. *отложенные морены.*

**ТИЛЛИТЫ.** Несортированные грубообломочные окаменевшие (литифицированные) морены и ледниково-мор-

ские отложения. Во всех областях докайнозойских оледенений Т. образуют две формации: 1) материковую, связанную с ледниками суши, и 2) периферическую, связанную с покровными оледенениями континентальных шельфов, хотя они не всегда легко различимы. Для первой формации характерны ортотиллиты (наземные фации Т.), для второй — чередование ортотиллитов с паратиллитами (ледниково-морскими фациями Т., образованными при участии *рафтинга* в морских условиях).

Диагностические признаки Т. включают: плохую сортировку; присутствие эрратических обломков, ледогранников и отторженцев; неслоистую или плохослоистую текстуру; гляциодинамические текстуры; экзарационный характер скального ложа (борозды, бараньи лбы и др.) или гляциодислокации в осадочном ложе; парагенетические связи с флювиогляциальными, лимногляциальными, мерзлотными и некоторыми другими образованиями. В своей основной массе Т. связаны с докайнозойскими оледенениями, хотя известны и четвертичные Т. Последние встречаются в вулканических районах (Исландия, Тувинская АССР и др.) и связаны с подледными извержениями, во время которых морена, включая ледогранники, плотно цементируется туфогенным материалом. Исследование Т. позволяет реконструировать климаты палеозоя и докембрия, это один из способов межконтинентальных корреляций разрезов древнейших отложений, выяснения дрейфа литосферных плит. С Т. тесно ассоциируются железные руды, поэтому они имеют и большое практическое значение. См. также *докайнозойские оледенения*. Лит. [213].

М. Г. Гросвальд.

**ТИЛЛОИДЫ.** Тиллитоподобные (несортированные и неслоистые, грубообломочные, литифицированные) породы неясного генезиса. Предполагается, что многие Т. имеют ледниковое происхождение (т. е. являются *тиллитами*) или возникли в результате переотложения древнейших морен и ледниково-морских осадков подводносклоновыми процессами. Это мнение основывается на приурочен-

ности большинства Т. к тем же горизонтам, что и тиллитов. Вместе с тем часть Т. не связана с оледенениями и относится к псевдотиллитам.

М. Г. Гросвальд.

**ТИНДАЛЬ** (Tyndall) Джон (1820—1893). Английский физик и гляциолог. Был директором Королевского института в Лондоне. Исследовал строение, свойства и движение льда ледника Мер-де-Глас в Альпах. Объяснил фигуры протавания внутри кристаллов, названные в его честь *цветами Тиндаля*, ввел понятие „режеляция“, измерил в обрыве уменьшение скоростей движения льда с глубиной, выполнил опыты по деформации льда под давлением. Автор монографии [190].

**ТИПЫ ВОДЫ В СНЕГЕ.** Вода в жидкой фазе, находящаяся под действием разных сил в снежном покрове. Экспериментально доказано существование на поверхности кристаллов льда в снежном покрове квазижидкой пленки толщиной до 100 Å при температуре ниже 0°C, которую можно рассматривать как *адсорбированную воду в снеге*. С понижением температуры толщина квазижидкой пленки уменьшается, и при температуре порядка —30°C она исчезает. Т. о., температура плавления такой пленки много ниже 0°C. Природа квазижидкой пленки и ее свойства пока слабо изучены. При температуре немного ниже 0°C на кристаллах льда в снежном покрове может существовать тончайшая пленка жидкого рассола, связанная с вытеснением ионов солей на границу растущих при замерзании кристаллов льда с концентрацией их в оставшейся воде. Толщина такой пленки при температуре ниже —2°C измеряется единицами мкм. Вблизи точки плавления толщина пленки возрастает, и ее можно увидеть в микроскоп. Это *пленочная вода в снеге*, удерживаемая на поверхности частиц снега молекулярными силами сцепления. Адсорбированная и пленочная вода образуют *связанную воду в снеге*, т. е. почти или полностью неподвижную воду.

При достижении снежным покровом точки плавления всякий дополнительный приток тепла ведет к пре-

вращению части ледяного вещества в воду без изменения температуры снежного покрова. Первые порции талой воды находятся в разобленном неподвижном состоянии в местах соприкосновения кристаллов в виде ограниченных вогнутыми менисками капель. При увеличении количества воды капли соединяются узкими перехватами в непрерывную пленку на поверхности кристаллов льда. Такая вода способна перемещаться из более влажных участков с менисками меньшей кривизны к более сухим с менисками большей кривизны, независимо от действия силы тяжести. При дальнейшем поступлении талой воды все узкие поры быстро заполняются и вода под действием менисковых (капиллярных) сил довольно быстро передвигается по капиллярам внутри снежного покрова. Это три формы капиллярной воды в снеге — неподвижная, малоподвижная и легкоподвижная. Кроме того, различают капиллярно-подвешенную воду, удерживаемую силой капиллярного натяжения в слое мелкозернистого снега над слоем крупнозернистого, и капиллярно-подпруженную воду, гидравлически связанную с горизонтом полной водонасыщенности, расположенным на водоупоре.

В более крупных порах менисковые силы ослабевают и вода начинает перемещаться под действием силы тяжести — появляется гравитационная вода в снеге. Она может быть внутриснежной водой — временно подпруженной в снежной толще и не связанной с подснежной водой, уже отданной снегом и временно скапливающейся в припочвенном слое снега из-за особенностей рельефа или наличия преград (земляных или ледяных), препятствующих стоку.

Снежный покров при температуре плавления может содержать любое количество воды. Важнейшими количественными характеристиками воды в снеге служат *влажность снега* — количество воды, которое снежный покров содержит в данный момент, и *водоудерживающая способность снега* — наибольшее количество воды, которое образец снежного покрова способен удержать после полного насыщения и последующего стекания избытка воды. Обе величины зависят от плотности и структуры

снега, измеряются в процентах от общей массы пробы. Высокой водоудерживающей способностью обладает свежавывающий снег (до 55 %), что обычно наблюдается в самом начале периода снеготаяния и продолжается очень недолго. При наибольшей интенсивности снеготаяния водоудерживающая способность снежного покрова составляет 15—20 % и редко превышает 25—30 % [120]. В период снеготаяния влажность и водоудерживающая способность снега меняются по профилю снежного покрова. Наибольшее количество воды, которое может содержаться в снежном покрове при заполнении всех пор, называют *полной влагоемкостью* снега. Все количественные показатели содержания воды в снеге имеют большое значение при расчетах водоотдачи снежного покрова, льдообразования на ледниках и устойчивости снега на склоне.

К. С. Лосев.

**ТИПЫ РАЗВИТИЯ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ.** Два основных типа диагенеза снежного покрова, которые зависят от соотношения сублимационной перекристаллизации и оседания снега. При преобладании перекристаллизации снежная толща развивается по типу разрыхления, а при преобладании оседания — по типу уплотнения. Первый тип характерен для резко континентальных условий, для подветренных склонов юж. экспозиции внутренних цепей гор и для верхней части слоя отдельного снегопада. Второй тип преобладает в умеренно континентальных условиях, на наветренных склонах сев. экспозиции и в нижней части слоя отдельного снегопада.

В. М. Котляков.

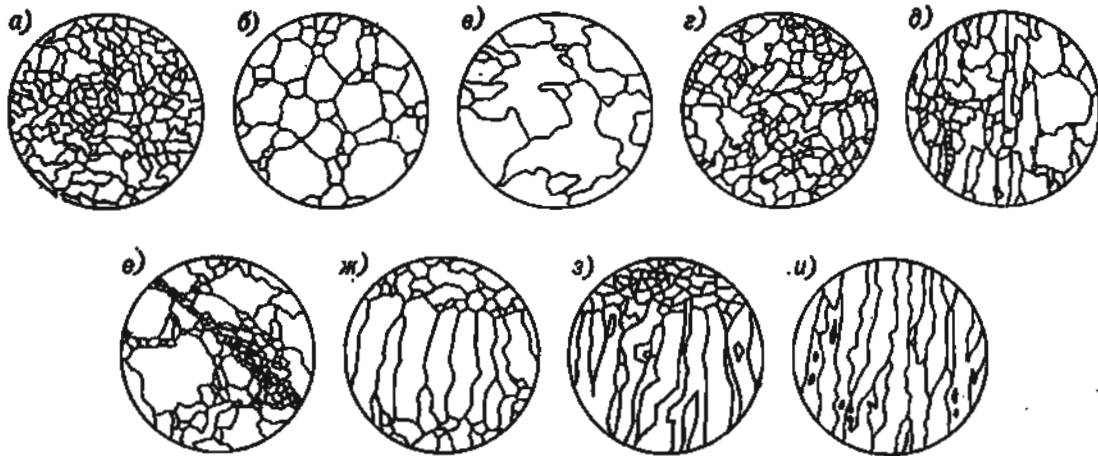
**ТИПЫ РОСТА КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА.** Три типа льда, выделенные Н. В. Черепановым [207] для природных водоемов на основе различий в скорости роста, структуре и морфологии поверхности раздела лед — вода, зависящих от градиентов температуры воды вблизи фронта кристаллизации. Первый тип характерен для условий больших (1—4 °C/м) градиентов. По этому типу кристаллы растут медленно и стесненно, в связи с чем они развиваются лишь в направлении главной оси. Фронт кристаллизации плоский, поверхность раздела гладкая. Второй тип характерен для условий малых

## ТИП

градиентов температур, равных десяткам — сотым долям градуса на метр. Кристаллы растут со средней скоростью, их главные оси не имеют упорядоченной ориентировки, хотя иногда она оказывается близкой к горизонтальной. Форма кристаллов — остроконечные пирамиды, призмы, иглы, шесты. Фронт кристаллизации узкий, поверхность раздела шероховатая, обусловленная неодинаковой скоростью роста различно ориентированных кристаллов. Третий тип наблюдается при нулевых градиентах (в переохлажденной воде).

В комплексе с текстурными характеристиками отражают особенности генезиса этих льдов, а также климатические условия льдообразования и характер динамометаморфизма.

Во льду конжеляционного происхождения в зависимости от динамического состояния замерзающей воды, ориентировки тепловых потоков и наличия примесей возникают различные модификации аллотриоморфно-зернистой и гипидиоморфно-зернистой структур, т. е. структур, формирующихся в условиях стесненного роста кристаллов, когда они либо



Некоторые петрографические структуры природных льдов: а — гранобластическая, первично-кристаллизационный лед ( $1,3^{\times}$ ), б — аллотриоморфно-зернистая, инфильтрационно-конжеляционный лед, поверхность зоны ледяного питания ( $0,8^{\times}$ ), в — кристаллобластическая, связанная с паратектонической рекристаллизацией ( $0,7^{\times}$ ), г — катакластическая, придонная часть ледникового купола ( $0,8^{\times}$ ), д — лепидобластическая, лед «сдвиговой» зоны ( $0,5^{\times}$ ), е — рекристаллизованный милонит в голубой ленте ( $0,7^{\times}$ ), ж — прослойка льда со столбчатой (призматически-зернистой) структурой в инфильтрационном льду ( $1,7^{\times}$ ), з — столбчатая гипидиоморфно-зернистая, озерный лед ( $0,7^{\times}$ ), и — то же, морской лед ( $3,3^{\times}$ ).

В этих условиях теплота кристаллизации быстро отводится и имеет место быстрый рост скелетных кристаллов в направлении базисной плоскости. Фронт кристаллизации представляет собой широкую зону, поверхность раздела — ажурная. Последний тип характерен для морских водоемов с хорошо развитым вертикальным перемешиванием воды.

*М. Г. Гросвальд.*

**ТИПЫ СТРУКТУР ЛЬДА.** Петрографические структуры природных льдов, существенные качественные признаки которых (форма, размеры, ориентировка, взаимное расположение кристаллов и примесей) в ком-

совсем не могут принять присущую им кристаллографическую форму, либо только часть их имеет очертания, близкие к идиоморфным. Во льдах, образованных в движущихся потоках, эти структуры мелкозернистые, часто пластинчатые; в ледяных покровах спокойных вод — столбчатые и призматически-зернистые; в ядрах наледных бугров и полостях мерзлых грунтов — радиально-лучистые. В морских льдах, которые кристаллизуются в присутствии ионов солей, уменьшающих сферу действия ядер кристаллизации, а рост кристаллов тормозится минерализованными межкристаллическими прослой-

ками, кристаллы значительно меньше, чем в пресном льду; рост столбчатых кристаллов, ориентированных перпендикулярно к поверхности замерзания, в соленых льдах происходит лишь в 10 см и более от поверхности.

В атмосфере при низких температурах возникает сублимационный лед, имеющий вид идиоморфных кристаллов, сплошных и скелетных — столбчатых, пластинчатых, игловидных, шестилучевых звезд-снежинок. В свежем снежном покрове (пушистом снегу) сохраняется идиоморфно-кристаллическая, скелетно-кристаллическая пористая структура, которая вследствие хрупкости снежинок сразу приобретает черты агломератной (обломочной). Для свежего метелевого снега характерна обломочная пористая структура с остатками скелетной. В более старом снежном покрове под влиянием процессов диагенеза формируется пористая от мелко- до крупнозернистой обломочная структура, переходящая во вторичную идиоморфно-кристаллическую. Для фирна характерны пористые структуры: для рекристаллизационного — гранобластическая (мелкозернистая с изометричными зернами, не имеющими правильных кристаллографических очертаний, с округлыми или извилистыми границами), для режеляционного — такая же крупнозернистая.

Первично - рекристаллизационный лед внутренних областей больших полярных ледниковых щитов сохраняет мелкозернистую гранобластическую структуру рекристаллизационного фирна. Для инфильтрационно-рекристаллизационного льда областей питания ледниковых куполов и щитов, инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного льда поверхностных слоев областей питания типичны аллотриоморфно-зернистая и гипидиоморфно-зернистая структуры, которые в инфильтрационном льду имеют предпочтительную ориентировку параллельно тепловому потоку. Во льду, испытавшем режеляционный термометаморфизм, сохраняются реликтовые структуры, которые становятся весьма крупнозернистыми (поверхностные слои мертвого льда), а в коре таяния наблюдаются вторично-пористые сотовые и губчатые структуры.

Для динамометаморфизованных льдов характерен большой набор структур. При паратектонической перекристаллизации, сопровождаемой начальными фазами катаклаза, возникают кристаллобластические (от гранобластической до лепидобластической) структуры, ориентированные перпендикулярно к плоскости сдвига, причем размеры кристаллов с глубиной растут и лишь в придонных частях ледников, в связи с усилением катаклаза, уменьшаются. При режеляционном метаморфизме трения возникают голубые и „грязные“ ленты с их весьма крупнозернистой аллотриоморфно-зернистой структурой, ориентированной по нормали к плоскостям лент (фрикционно-режеляционный лед). Сходные структуры, ориентированные параллельно тепловому потоку, наблюдаются в компрессионно-режеляционном льду (линзы в придонных частях ледников). При дислокационном метаморфизме льда, идущем в твердой фазе — дроблении и перетирании в зонах сдвигов и надвигов, возникают зональные катакlastические (брекчиевидные и милонитовые) структуры. Присутствие во льду моренных включений способствует формированию мелкозернистых структур. При низких температурах динамометаморфизм приобретает дислокационный характер, создавая агломератные, катакlastические структуры, при температурах плавления возникают режеляционные структуры. Лит. [180, 181, 220].

**М. Г. Гросвальд.**  
**ТИПЫ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ЛЕДНИКОВ.** Типы распределения температур в ледниках. Х. Альман [234] выделял изотермические ледники умеренных широт с температурой плавления ниже активного слоя, холодные высокополярные ледники с отрицательными температурами по всей толще в течение всего года и холодные субполярные ледники, где летом наблюдается таяние и часть активного слоя прогревается до температуры плавления.

Г. А. Авсюк [5] предложил типы температурного режима, зависящие от зон льдообразования: сухой полярный с круглогодичными отрицательными температурами во всей толще; влажный полярный с подобными температурами, но с кратковременными повышениями ее до



температуры плавления в отдельных прослойках (в обоих типах годовые температуры льда и воздуха близки); влажный холодный с сезонным прогреванием верхней части фирновой толщи и отрицательными температурами в глубинном слое, но превышающими на 5—10 °C температуру воздуха; морской с температурой плавления ниже активного слоя; континентальный с заменой фирны в областях питания водонепроницаемым наложенным льдом и отрицательными (лишь на 1—3 °C выше, чем в воздухе) температурами льда по всей толще, несмотря на интенсивное таяние с поверхности. Дополнительно к этой классификации выделяют еще переходный от морского и влажно-холодного к континентальному типу с летней температурой плавления во всей (обычно тонкой) фирновой толще и отрицательной температурой в подстилающем ее монолитном льду.

По температуре глубинных слоев льда различают: холодные ледники, примороженные к ложу; холодные ледники с температурой плавления на ложе; переходные ледники — холодные в верхней части глубинной зоны ниже активного слоя и имеющие температуру плавления в нижней ее части; теплые ледники с температурой плавления во всей толще.

А. Н. Кренке.

**ТОЛЩИНА СНЕЖНОГО ПОКРОВА** (син. *высота, мощность снежного покрова*). Толщина слоя снега, покрывающего поверхность земли или льда; выражается в см. Наибольший интерес представляет максимальная Т. с. п., наблюдающаяся в разные годы в различные сроки и одновременно на обширной территории. Употребление приведенных синонимов в значении Т. с. п. в гляциологии менее предпочтительно.

**ТОРАРИНСОН** (Thorarinsson) Сигурдур (1912—1982). Исландский географ, геолог и гляциолог. Исследователь ледников и вулканов Исландии. Организатор и участник (совместно с Х. Альманом) Шведско-исландской экспедиции на Ватнайёкюдль в 1936—1938 гг. Изучал связи оледенения с вулканизмом, гляциоэвстатические колебания уровня

моря, морфологию и баланс массы ледников, режим ледниково-подпрудных озер. Суммировал данные о колебаниях ледников Исландии за последние 250 лет, восстановил историю вулканических извержений с 1000 г., разработал тифрохронологический метод в стратиграфии, применил его для датирования льда. В 1947 и 1970 гг. наблюдал за извержениями Геклы. Награжден медалью „Вега“ Шведского общества антропологии и географии (1970).

**ТОРОС.** Нагромождение льда, образовавшееся в результате бокового давления ледяных полей друг на друга, а также на берега и на мелководные участки дна и происходящего при этом обламывания их краев. Высота Т. в открытом море иногда превышает 10 м, а в прибрежных частях может достигать 15—20 м. Степень торосистости поверхности ледяного покрова оценивается по пятибалльной шкале (0 баллов — поверхность льда ровная, 5 баллов — сплошь покрыта Т.). Торосистый лед может образовывать гряды, пояса, барьеры Т. Гряда Т. — вытянутое, сравнительно прямолинейное нагромождение льда (см. фото XXII.40), образующееся в результате сжатия и раздробления льда в дрейфоразделе. На больших реках, озерах и водохранилищах в местах сжатия льдов гряды Т. достигают высоты 5—10 м и простираются на несколько км. Пояс Т. — нагромождения льда в виде нескольких параллельных гряд, возникающих в результате многократных сжатий и разрежений или повторяющихся раздроблений льда. Барьер Т. — мощная гряда Т. на припае, местами включающая *стамухи*, которые связывают ее с грунтом.

В. Л. Цуриков.

**ТОРОШЕНИЕ ЛЬДА.** См. *деформация морского льда*.

**ТОЧКА ИНЕЯ.** Температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, становится насыщающим по отношению к поверхности льда. Т. и. выше точки росы; при точке росы —10 °C Т. и. превышает ее на 1,10 °C, а при —30 °C — уже на 2,84 °C.

**ТРАНЗИТНЫЕ ВОДЫ В ЛЕДНИКЕ.** Воды, поступающие в ледник с окружающих склонов, в т. ч. через

бергшунд, и попадающие в сток на замыкающем ледник створе. Могут составлять заметную долю в стоке на этом створе, если створ собирает воду из маргинальных каналов.

**ТРАНСПОРТИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ МЕТЕЛИ.** Максимальный общий твердый расход метели, т. е. предельная масса снега, которая может переноситься метелью в течение 1 с через 1 м фронта снеговетрового потока.

**ТРАНСФЛЮЭНЦИЯ ЛЬДА.** См. *троговые долины*.

**ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОЗДУХА НАД ЛЕДНИКАМИ.** Изменение свойств воздушных масс благодаря их контакту с подстилающей ледниковой поверхностью и тепломассообмену с ней. Воздушные массы охлаждаются вследствие турбулентного теплообмена с ледниками и отдачи скрытого тепла вместе с конденсирующейся на ледниках влагой. За год в полярные ледники за счет конденсации поступает около  $60\,000\text{ кДж/м}^2$  и за счет турбулентного теплообмена около  $120\,000\text{ кДж/м}^2$ . На горных ледниках конденсация компенсируется испарением, теплоотдача вследствие турбулентного теплообмена составляет  $100\,000\text{ кДж/м}^2$  и более. Величина выхолаживания воздуха с учетом его плотности, теплоемкости и скорости движения над ледниками составляет около  $1\text{--}2^\circ\text{C}$  в слое  $50\text{--}100\text{ м}$  над горными ледниками и малыми островными ледниковыми покровами и достигает  $5\text{--}10^\circ\text{C}$  в слое  $300\text{ м}$  над материковыми ледниковыми покровами. Полярные ледники из-за конденсации иссушают воздух. Оледепение Земли Франца-Иосифа, напр., снижает влажность воздуха примерно на 5 %. Горные ледники, наоборот, повышают влажность приледникового воздуха из-за испарения на  $20\text{--}50\text{ Па}$  ( $5\text{--}10\%$ ).

*А. Н. Кренке.*

**ТРАССЕРЫ НА ЛЕДНИКАХ.** Примеси, добавляемые в воду, снег или лед с целью выявления линий тока воды или льда и средней скорости их движения за время между запуском и регистрацией трассера. Применяются для оценки скорости движения и времени добегания воды сквозь фирновую толщу и внутриледниковые каналы. По разбавлению трассеров могут быть измерены расходы потоков. В качестве трассеров

во льду и воде используют поваренную соль, улавливаемую по электропроводности среды, а в снеге и фирне — красители, чаще всего флуоресценци, улавливаемые визуально или по флуорометру, а также радиоактивные изотопы, измеряемые счетчиками распада. Применение последних ограничено соображениями охраны окружающей среды. В качестве трассеров движения льда могут служить также заложенные в него металлические или другие предметы, обнаруживаемые магнитометрией, радиолокацией или электроразведкой.

*А. Н. Кренке.*

**ТРЕНИЕ ЛЕДНИКА О ЛОЖЕ.** Механическое сопротивление на поверхности касания льда с ложем. При отсутствии движения сохраняется лишь трение покоя, обусловленное сухим трением обломков морены о дно и силами прилипания льда к ложу. При скольжении ледника о ложе, начинающемся при таянии льда, возникает жидкое трение, при котором силы трения обусловлены сопротивлением льда деформированию, которому он подвергается при обтекании неровностей дна. Эти силы уменьшаются при появлении водяной или водно-глинистой пленки, местами затапливающей выступы ложа, и частичном отрыве льда от ложа (кавитации), уменьшающем площадь контактов с ним ледника; они увеличиваются с ростом скорости скольжения (линейно при малой скорости и пропорционально второй ее степени при большой скорости) и возрастанием шероховатости (отношения высоты выступов к расстоянию между ними). Отношение силы трения к нормальной нагрузке на ложе называется коэф. трения. Его экспериментальное определение требует гипотезы, связывающей силу жидкого трения со скоростью скольжения. Тогда коэф. жидкого трения может быть установлен по измеренным нормальной давлению и скорости скольжения. Коэф. сухого трения при отсутствии скольжения равен отношению напряжения во льду на ложе, вычисляемого по его деформации, к нормальной нагрузке. Суммарный коэф. трения равен сумме сухого и жидкого трения. *А. Н. Кренке.*

**ТРЕШНИКОВ** Алексей Федорович (род. 1914). Советский океанолог, специалист по морским льдам, Герой

Социалистического Труда (1949), акад. (1981, чл.-корр. 1976). С 1939 г. работает в ААНИИ, в 1960—1980 гг. директор института. С 1980 г. зав. кафедрой океанологии Ленинградского университета, с 1982 г. директор Института озероведения АН СССР. Участник многих экспедиций в Арктику и Антарктику, в т. ч. начальник дрейфующей станции СП-3 (1954—1955), 2-й и 13-й Советских антарктических экспедиций (1956—1958 и 1967—1968). Основные труды по гидрологии, метеорологии, дрейфу льдов и истории изучения полярных стран. Государственная премия СССР (1971) присуждена за участие в создании Атласа Антарктики. Вице-президент (с 1964) и президент (с 1978) Географического общества СССР. Вопросы гляциологии затрагиваются в книге Т. „История открытия и исследования Антарктиды“ (М., 1963) и в статье „Циркуляция вод и дрейф льдов Юж. океана“ (в кн. „Основные проблемы океанологии“, М., 1968).

**ТРЕЩИННЫЙ ЛЕД.** Лед, образующийся в лубых по генезису трещинах мерзлых и морозных горных пород. К Т. л. в основном относят ледяные жилы, в т. ч. повторные ледяные жилы.

**ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА.** Нарушение целостности плавучих льдов, связанное с образованием трещин. Различают трещины термического происхождения, формирующиеся вследствие внутренних напряжений во льду, связанных с разностью температур; вызванные силами, действующими в плоскости, параллельной поверхности ледяного покрова, — сжатием льдов и ветровым воздействием; обязанные колебаниям уровня, приводящим к прогибу закрепленного участка льда; возникающие под действием искусственных нагрузок на лед — в этом случае непосредственно перед разрушением образуются радиальные трещины, а в момент разрушения — круговые трещины. В. М. Котляков.

**ТРЕЩИНЫ ВО ЛЬДУ.** Разрывы плавучего льда, которые не разошлись в стороны. Т. в. л. могут быть сквозными, проходящими через всю толщу льда, или сухими, не дости-

гающими нижней поверхности льда. Они образуются как на припае, так и на дрейфующем льду под действием динамических или термических напряжений. Сквозная трещина между неподвижной подошвой припая и подверженным вертикальным колебаниям припаем называется приливной трещиной.

**ТРИМЛАЙН.** Резкая граница на склоне ледниковой долины или нунатака, маркирующая уровень, на котором располагался край ледника во время последнего, сравнительно недавнего ледникового максимума. Обычно Т. совпадает с верхней границей неветрелых пород и служит линией четкого раздела между зонами, различающимися по возрасту, составу и сплоченности растительного покрова (см. фото XXVII. 50). Полоса на склоне, заключенная между Т. и краем современного ледника, иногда именуется оторочкой, или зоной отмывки. Она имеет белесый цвет и хорошо видна на аэрофотоснимках и при наземных наблюдениях с удаленных точек.

М. Г. Гросвальд.

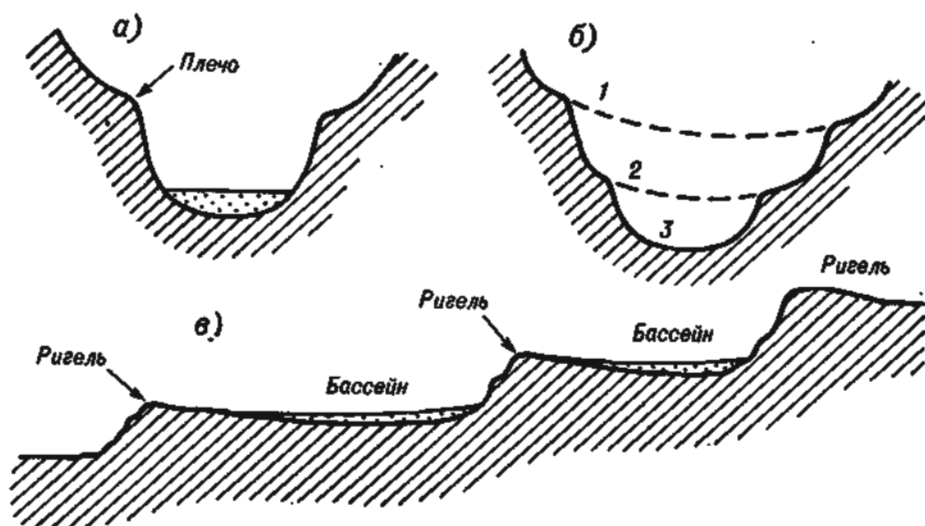
**ТРОГОВЫЕ ДОЛИНЫ,** трог. Долины ледниковых и древнеледниковых областей, основные геоморфологические особенности которых связаны с ледниковой эрозией. Для них характерны корытообразные (U-образные) поперечные профили с широким дном и крутыми вогнутыми бортами (см. фото XXIX. 53). Форма этих профилей может быть аппроксимирована параболой вида  $y = ax^b$ , где  $b$  обычно варьирует от 1,5 до 2 и лишь в полярных областях (Антарктида) — в более широких пределах (от 0,6 до 5). Сохраняя корытообразную форму на одних участках, ледниковые долины на других участках, обычно имеющих крутое падение, могут быть и V-образными. Длина наиболее крупных Т. д. достигает нескольких десятков, иногда сотен км.

Борта типичных Т. д. горных стран вверх переходят в обработанные льдом наклонные площадки, называемые плечами трогов (см. рис.). От вышележащих склонов эти плечи отделяются бороздами сглаживания. Некоторые Т. д. имеют не

одну, а две или даже три пары плеч, а их профили представляют собой комбинации нескольких сопряженных парабол. Такие долины часто рассматриваются как вложенные трог, т. е. системы разновозрастных Т. д., из которых более молодые врезаны в днища более древних. Продольные профили Т. д. имеют ступенчатую

всегда связаны восходящие ступени их продольных профилей, которые называются диффлюэнтными.

Считается, что большинство Т. д. произошло в результате ледниковой переработки речных долин — их экзарационного расширения, спрямления и неравномерного углубления. В то же время нет сомнения, что



Схематические профили троговых долин: а — поперечный профиль простого трога, б — вложенные трог (цифры показывают предполагаемую последовательность врезания корытообразных долин), в — продольный профиль.

форму, обусловленную чередованием переуглубленных участков — бассейнов выпаживания с приподнятыми скалистыми ступенями, или *ригелями*. Бассейны обычно служат ваннами озер или заполнены аллювием, ригели же почти всегда обнажены; подобно бараньим лбам, они резко асимметричны, имеют сглаженные исштрихованные напорные склоны и неровные обрывистые дистальные склоны.

Для плановой формы Т. д. характерна выровненность, которая является результатом ледникового среза отрогов („шпор”). Другая отличительная особенность этих долин — наличие всяких долин-притоков. Днища последних лежат на более высоких уровнях, чем дно главной Т. д., отделяясь от него *устьевыми ступенями*, высоты которых часто превосходят 150—200 м; устьевые ступени венчаются ригелями. В местах впадения притоков в продольных профилях Т. д. наблюдаются нисходящие ступени — резкий переход от ригелей к бассейнам; они получили название конфлюэнтных. С местами ветвления (фуркации) Т. д.

существуют и чисто экзарационные трог. К ним относятся прежде всего сквозные долины ледникового прорыва, которые имеют глубины до 1000 м и пересекают водоразделы горных стран, переживших интенсивное оледенение (Скандинавии, Шотландии, Кордильер Сев. Америки, Таймыра, Вост. Саяна и др.). Образование таких долин связывают либо с явлениями трансфлюэции, т. е. перетекания ледников через водоразделы, характерного для сетчатых ледниковых систем, либо со струйным течением льда в ледниковых покровах. Доказательства ледниково-эрозионного генезиса Т. д. основываются на прямых измерениях скорости экзарации, определениях баланса моренного материала, а также на интерпретациях геоморфологических особенностей долин. В переуглублении Т. д. относительно днищ притоков, в конфлюэнтных и диффлюэнтных ступенях можно видеть следствие зависимости эрозионной способности ледников от их мощности и расходов. Кроме того, к объяснению ступенчатых профилей Т. д. привлекается теория растягивающего

и сжимающего течения (Дж. Най), позволяющая связать бассейны и ригели с особенностями динамики ледников. Происхождение участков ледниковых долин с V-образным профилем сейчас объясняют эрозионной работой подледных водных потоков.

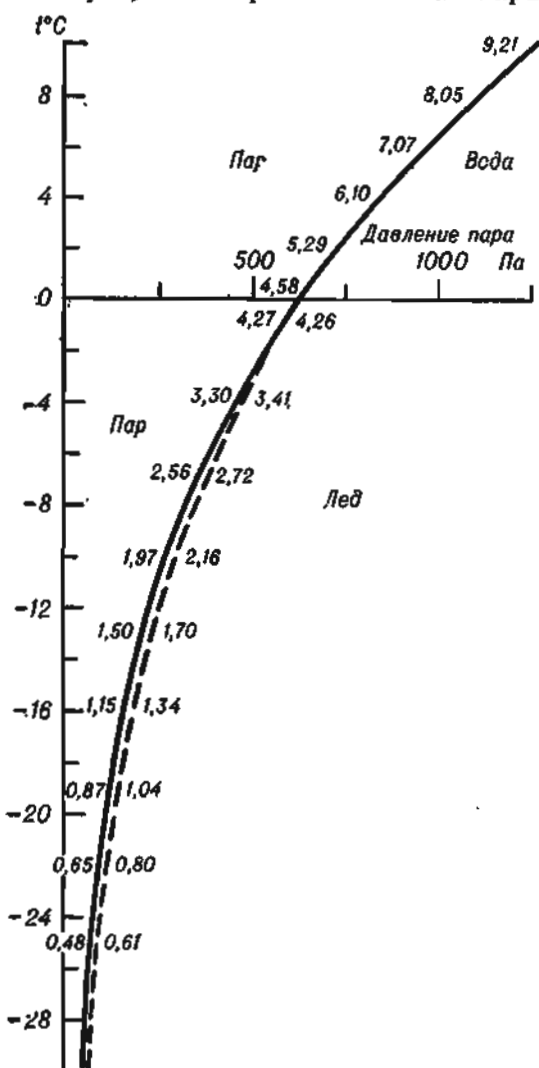
Существуют и альтернативные взгляды на генезис Т. д. Нередко их связывают с тектоническими и водно-эрозионными процессами, отводя оледенению роль лишь моделирующего агента. Бассейны и ригели объясняют неоднородностями в литологии ложа, различиями в степени его трещиноватости. Предполагают также, что вложенные трог образованы доледниковой речной эрозией, действовавшей в условиях периодических поднятий земной коры.

В областях оледенений материковых окраин Т. д. суши находят продолжение в береговой зоне и на шельфах. В береговой зоне они переходят во *фьорды*, на шельфах — в подводные *желоба-троги*. Те и другие чрезвычайно сходны с Т. д. во многих элементах своего строения. Лит. [165, 230, 254, 296].

М. Г. Гросвальд.

**ТРОЙНЫЕ ТОЧКИ ВОДЫ.** Точки сочленения трех кривых на диаграммах состояния воды в фазовом пространстве температуры и давления. При комбинациях давлений и температур, соответствующих этим точкам, возможно равновесное существование трех фазовых состояний воды или трех модификаций одного из них. Равновесное существование означает равенство числа переходов молекул между фазами во всех направлениях. Для льда известно 10 модификаций, из которых для 9 изучены области существования в поле

давления — температуры. Эти области существования и их стыки показаны на рисунке к статье *лед*. Здесь на рисунке более детально характеризуется тройная точка пара,



Давление насыщающих паров льда I и воды при атмосферном давлении. Штриховая линия — кривая равновесия пара и переохлажденной воды.

ТРОЙНЫЕ ТОЧКИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

| Равновесные фазы               | Температура, °C | Давление, МПа |
|--------------------------------|-----------------|---------------|
| Пар — жидкая вода — лед        | +0,0099         | 0,00061       |
| Жидкая вода — лед I — лед II   | -22,0           | 207,4         |
| Лед I — лед II — лед III       | -34,7           | 218,7         |
| Жидкая вода — лед III — лед V  | -17,0           | 346,1         |
| Лед II — лед III — лед V       | -24,3           | 383,9         |
| Жидкая вода — лед V — лед VI   | +0,16           | 624,5         |
| Жидкая вода — лед VI — лед VII | +81,6           | 2198,2        |
| Лед VI — лед VII — лед VIII    | ~0              | ~2180         |

жидкой воды и льда I, единственно существующая в природе. В таблице приведены все исследованные Т. т. в., характеризующие возможности их взаимоперехода. *А. Н. Кренке.*  
**ТРОНОВ** Михаил Владимирович (1892—1978). Советский гляциолог и климатолог, профессор Томского университета, где он работал с 1927 г. Всю жизнь исследовал природу и ледники Алтая, им открыто более половины всех известных там ледников. С 1973 г. руководитель и создатель единственной в СССР лаборатории гляциоклиматологии при Томском университете. В Секции гляциологии был куратором по гляциогидрологии. Основные труды посвящены проблеме взаимодействия климата и оледенения. Ввел понятия ороклиматической базы оледенения, „принципа соответствия“, факторов подпруженности, устойчивости и инерции ледников, двух уровней снеговой линии. Дал представление о необратимых процессах при взаимодействии хионосферы с подстилающей поверхностью. Удостоен Государственной премии СССР (1950) и Большой золотой медали Географического общества СССР (1972). Именем Т. названы ледники на Алтае, Урале и Тянь-Шане. Автор монографий [193—195 и др.].

**ТРОПОЗОНА В ЛЕДНИКЕ.** Верхняя часть (обычно не глубже 7—8 м от поверхности) активного слоя в ледниках, в которой в течение сезона меняется не только температура льда или фирна, но и направление ее градиента с глубиной. Зимой температура льда на поверхности ниже, чем на глубине, летом же на поверхности температура повышается до 0°С, а на глубине остается отрицательной. Обратный градиент на холодных ледниках сохраняется до новой волны похолодания на поверхности, на теплых — до прогрева всей толщи активного слоя до 0°С.

**ТРОСОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА ЛЕДНИКАХ.** Отсчеты изменений высоты снежной поверхности по двум маркированным тросам, натянутым вдоль и поперек направления господствующих ветров. Используются в ветреных районах с резко неравномерным отложением снега; впервые применены Л. Д. Долгушиным и В. М. Котляковым в 1956—

1957 гг. в Антарктиде. Обычно на глубоко забуренных рейках укрепляются два перпендикулярно направленных 50-метровых троса, маркированных через каждый метр. С помощью переносной снегомерной рейки измеряется высота троса над поверхностью снега, при этом вводится поправка на провисание троса.

**ТУМАНЫ НАД ЛЕДНИКАМИ.** Наблюдаются либо в случае образования облачности на высоте ледников, не связанной с подстилающей ледниковой поверхностью, либо при конденсации влаги в воздухе под влиянием этой поверхности — адвективные туманы. Последние возникают особенно часто над горными ледниками, опускающимися в пояс более высоких температур. Они образуются также на поверхности раздела долинного и ледникового воздушных потоков. На вершинах ледниковых куполов случаются местные туманы, по времени не совпадающие с туманами на склонах.

**ТУННЕЛИ В ЛЕДНИКАХ.** Штольни и шахты, проходимые в ледниках с целью изучения их внутренней структуры, измерения температуры и скорости движения льда. В туннеле ведутся наблюдения за скольжением льда по ложу, компонентами тензора деформации льда, характеристиками шероховатости ложа. Скважины, пробуриваемые из туннелей, служат для слежения за напором внутренних и подледниковых вод. Туннели в теплых ледниках используются как коллекторы воды для ледниковых гидроэлектростанций. Известны искусственные Т. в л. длиной в десятки и сотни метров.

**ТУННЕЛЬНЫЕ ДОЛИНЫ.** „Слепые“ долины, врезанные в ледниковые отложения, а нередко также и в подстилающие их коренные породы. Приурочены к периферическим зонам покровных оледенений и ориентированы по нормальям к ледниковому краю. Обычная ширина Т. д. 1—2 км, глубина до 100 м, длина иногда достигает 75 км. В типичном случае они имеют крутые склоны и довольно плоские днища, покрытые россыпями сферических валунов. Продольные профили Т. д. осложнены системами замкнутых котловин, которые часто вмещают озера. На днищах долин иногда присутствуют



озы, к их дистальным концам при-  
членяются флювиогляциальные дель-  
ты. Происхождение Т. д. связывает-  
ся с эрозивной работой подледни-  
ковых потоков талой воды.

Типичные Т. д. широко распро-  
странены в краевой зоне последнего  
ледникового покрова на территории  
Дании, сев. части ГДР и Польши, а  
также на дне Северного моря. Кроме  
того, погребенные Т. д., т. е. формы,  
близкие по своей морфологии, но за-  
полненные водными осадками, кото-  
рые родственны моренам соседних  
междуречий, вскрыты бурением в  
Вост. Англии и постепенно обнару-  
живаются почти во всех областях  
древних оледенений. Лит. [165].

М. Г. Гросвальд.

**ТУРБУЛЕНТНОСТЬ СНЕГОВЕТО-  
ВОГО ПОТОКА.** Интенсивность пе-  
ремешивания частиц воздуха и сне-  
жинок в метелевом потоке. Прояв-  
ляется в виде кажущегося увеличе-  
ния вязкости  $\mu$  воздушной компо-  
ненты метелевого слоя в соответствии  
с выражением

$$\tau = \mu dU/dh,$$

где  $\tau$  — касательное напряжение,  
 $U$  — поступательная скорость потока,  
 $h$  — высота над подстилающей по-  
верхностью. Т. с. п. способствует  
взвешиванию и диффузии метелево-  
го снега; она уменьшается при на-

сыщении метелевого потока снегом,  
т. к. твердые частицы тормозят пе-  
ремешивание воздушных струй.  
С уменьшением Т. с. в. исчерпывается  
транспортирующая способность мете-  
ли.

А. К. Дюнин.

**ТУШИНСКИЙ** Георгий Казимирович  
(1909—1979). Советский географ и  
гляциолог, основоположник отече-  
ственного лавиноведения. С 1949 г.  
профессор Московского университе-  
та, в 1964 г. основал в МГУ Про-  
блемную лабораторию снежных ла-  
вин и селей и был ее бессменным  
руководителем. В Секции гляциоло-  
гии руководил подсекцией снежного  
покрова и лавин. Начиная с 40-х го-  
дов разрабатывал разные аспекты  
лавиноведения: механизм зарожде-  
ния лавин, картирование лавинной  
опасности, способы защиты от лавин  
[124, 197]. Во время МГГ руководил  
гляциологическими исследованиями  
в Приэльбрусье, внес вклад в учение  
о ритмичности увлажнения Зем-  
ли в голоцене. Один из родоначаль-  
ников советской инженерной гля-  
циологии, проделал огромную ра-  
боту для организации горно-защит-  
ной службы в СССР.

**ТЫЛ СНЕГОТАЯНИЯ.** Граница, от-  
деляющая площадь, на которой идет  
снеготаяние, от площади, где оно  
полностью завершилось. Фактически  
совпадает с границей сезонного сне-  
га.



**УБЫЛЬ СНЕГОЗАПАСОВ.** Разность  
между общим запасом воды в таю-  
щем снежном покрове по данным  
снегосъемок в конце и начале рас-  
четного периода.

**УГОЛ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПО-  
ТЕРЬ ЛЬДА.** См. *электрические  
свойства льда.*

**УГОЛ ЕСТЕСТВЕННОГО ОТКОСА  
СНЕГА.** Угол наклона поверхности  
сыпучего сухого снега, свободно на-  
сыпанного на горизонтальную пло-

скость. Для разных видов снега со-  
ставляет (в градусах):

| Вид снега                 | От — до | Средний |
|---------------------------|---------|---------|
| Пушистый . . . . .        | 48—53   | 50      |
| Мелкозернистый . . . . .  | 47—52   | 48,5    |
| Среднезернистый . . . . . | 41—44   | 42      |
| Крупнозернистый . . . . . | 37—41   | 39      |

**УДАР ЛАВИНЫ О ПРЕПЯТСТВИЕ.**  
Совокупность явлений, возникающих  
при взаимодействии движущегося те-  
ла лавины с искусственным или есте-  
ственным препятствием на его пути.

Теоретические и экспериментальные исследования взаимодействия лавины с препятствием ведутся начиная с 1930-х годов. В теоретических формулах использованы разные модели лавинного тела (сжимаемая и несжимаемая жидкость, многофазная среда, твердое тело и т. д.) без указания на сферу применения относительно типов лавины. Поскольку процесс взаимодействия лавины с препятствием — явление не мгновенное, в экспериментах обычно измеряют давление. Число таких измерений уже превышает несколько сотен, они производились в различных физико-географических условиях: в Альпах, Хибинах, на Кавказе, в горах Сахалина, Японии, США и Канады. Измеренные величины колеблются от 10 до 2100 кПа. Часть экспериментов относится к определениям в искусственных лотках, когда лавину моделирует блок снега. Наибольшие величины давления зарегистрированы при сходе естественных лавин. Отдельные записи на осциллограммах показывают, что максимальных значений нагрузка на препятствие достигает через 10—30 мс, затем в течение первых 10 с она постепенно снижается. На фоне снижения возможны отдельные пики, которые связывают с ударом снежных глыб, включенных в тело лавины.

Разрушительную деятельность лавин подтверждают многочисленные факты уничтожения ими каменных и бетонных сооружений, металлических конструкций, перемещения на десятки метров автомашин, тракторов, тепловозов, уничтожение лесных массивов зрелого возраста на участках в несколько гектаров. Явления, возникающие при взаимодействии тела лавины с препятствием, изучены еще слабо. В частности, неясен вопрос о колебаниях, возникающих при ударе в системе лавина — сооружение, хотя известен факт выкрашивания бетона из железобетонной конструкции и обнажение металлического каркаса при ударе лавины.

*К. С. Лосев.*  
**УДЕЛЬНАЯ ТЕПЛОТА ВОЗГОНКИ ИЛИ СУБЛИМАЦИИ ЛЬДА.** См. *термические свойства льда.*  
**УДЕЛЬНАЯ ТЕПЛОТА ПЛАВЛЕНИЯ ЛЬДА.** См. *термические свойства льда.*

## **УДЕЛЬНЫЙ БАЛАНС МАССЫ.**

См. *баланс массы ледника.*

**УНИВЕРСАЛЬНЫЙ СТОЛИК ФЕДОРОВА.** Прибор для исследования тонких срезов (шлифов) кристаллических веществ в проходящем свете по методу Е. С. Федорова. Этот метод состоит в определении форм и ориентировки оптической индикатрисы в кристаллах и их кристаллографических элементов. У.с.Ф. применяется с поляризационным микроскопом или поляроидами. Он представляет собой систему колец, вращающихся относительно друг друга по теодолитному (карданному) принципу, и может иметь три и более осей вращения. В комплект столика входит несколько пар стеклянных шаровых сегментов, каждая со своим особым показателем преломления. Пары сегментов укрепляются над и под шлифами и служат для того, чтобы создавать вокруг исследуемого материала среду с известными оптическими параметрами.

Для изучения крупнозернистого льда наиболее удобны большие У.с.Ф. упрощенной конструкции, применяемые в комплекте с поляроидами. Стелянные полусферы с таким же низким, как у льда, показателем преломления отсутствуют, поэтому значения углов, измеренных на У.с.Ф., вводятся поправки. Таблица таких поправок, а также описание методики измерения ориентировки оптических осей кристаллов льда содержатся в монографии П. А. Шумского [220].

*М. Г. Гросвальд.*  
**УНТЕРШТАЙНЕР** (Untersteiner) Норберт (род. 1926). Американский геофизик, специалист по морским льдам. В качестве гляциометеоролога в 1955 г. участвовал в экспедиции в Каракорум. С 1957 г. работает в университете штата Вашингтон в Сиэтле, с 1971 г. профессор этого университета. Во время МГГ научный руководитель экспедиции на дрейфующей станции Альфа — одной из двух американских станций в то время в Сев. Ледовитом океане. Организатор междисциплинарных исследований взаимосвязей океана, атмосферы и морских льдов в Арктике, которые в 1969 г. превратились в AIDJEX — Объединенный эксперимент по изучению динамики арктических льдов. С 1971 г. руководи-

тель этого проекта, выполнявшегося путем наблюдений на дрейфующих станциях, в т. ч. автоматических. Внес большой вклад в понимание проблем циркуляции атмосферы и льдов в Сев. Ледовитом океане.

**УОШБЕРН** (Washburn) А. Линкольн (род. 1911). Американский геолог, геокриолог и гляциолог. Первый директор Арктического института Сев. Америки (1945—1951), директор Института снега, льда и мерзлых пород (SIPRE, 1952—1953). Профессор Йельского университета в Нью-Хейвене (1960—1967). Основатель и директор Центра четвертичных исследований в университете штата Вашингтон в Сиэтле (1967—1974). Основатель журнала "Quaternary Research". Вице-президент Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (с 1977) и Международного географического союза (с 1976). Ведет исследования по палеогеографии, гляциальной и перигляциальной геоморфологии Американской Арктики и Гренландии, изучает механизмы и скорости мерзлотных процессов. Основные труды: "Periglacial processes and environments" (1973), "Geocryology" (1980).

**УПЛОТНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** 1. Увеличение плотности снежной толщи со временем. Вызывается рядом процессов: воздействием ветра на свежееотложенный снег, давлением массы снега под действием силы тяжести, зимними оттепелями и весенним подтаиванием снега, жидкими осадками, выпадающими в период залегания снежного покрова, процессами перекристаллизации внутри снежной толщи. Уплотнение с участием жидкой воды называется **инфильтрационным уплотнением снега**. У. с. п. сводится к сжатию пор, сближению и частичному срастанию зерен. Оно приводит к образованию плотного мелкозернистого снега, отличающегося малой воздухопроницаемостью, значительной прочностью и вместе с тем сохраняющего большую пластичность. У. с. п. представляет собой один из двух основных типов развития снежной толщи.

2. Искусственное увеличение плотности снега в строительных целях, в частности при постройке и поддержании снежно-ледяных дорог. Наиболее эффективны методы ударного и вибрационного У. с. п. Предельной величиной уплотнения является плотность льда. Практически сухой снег уплотняется очень трудно из-за значительного сопротивления снега раздавливанию. Снежный покров уплотняется также трудно с понижением температуры.

3. Метод тепловой и водной мелиорации почв и горных пород с использованием специальных снегоуплотняющих устройств. Применяется в целях задержания снега и улучшения температурного режима подстилающих грунтов, изменения поверхностного стока и пр.

В. М. Котляков.

**УПРОЧНЕНИЕ ЛЬДА.** 1. Процесс увеличения сил сцепления между составными частями ледяного покрова в процессе его метаморфизма. 2. Метод улучшения механических свойств льда посредством введения добавок (см. *армирование льда*) или уплотнения.

**УПРОЧНЕНИЕ СНЕГА.** Повышение прочности снежного покрова посредством уплотнения (укатки) или добавления инородных веществ (древесных опилок, стружки, хвороста и пр.). Применяется для обеспечения надлежащей прочности и несущей способности покрытий снежно-ледяных дорог, снежных оснований и блоков, используемых для строительства сооружений из снега. У. с. производится механическим дроблением и измельчением снега, сжатием снега под переменной и постоянной нагрузками, импульсными (ударными) воздействиями, нагреванием уплотняемого снега и другими способами.

**УПРУГИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА.** Упругость льда состоит в деформации под действием напряжения, исчезающей после снятия напряжения. При температуре от  $-3$  до  $-40^{\circ}\text{C}$  лед ведет себя как вполне упругое тело, которое подчиняется закону Гука, если приложенное напряжение не превышает определенного значения и продолжительность его воздействия достаточно коротка. Это происходит

при напряжении сжатия до 0,1 МПа, скорости приложения нагрузки около 0,05 МПа/с и продолжительности воздействия напряжения менее 10 с. Коэф. пропорциональности между деформациями и напряжениями называются модулями упругости. Первые измерения модулей упругости поликристаллических образцов льда искусственного намораживания резонансным методом были выполнены в начале XX в. Гаубриджем и Мак-Реєм. В СССР такие исследования проводили В. Л. Бердеников [18] и др. Начиная с 1949 г. выполнялись теоретические расчеты, а затем и исследования модулей упругости в монокристаллах льда. Модули упругости измеряются по продольным или изгибным (поперечным) колебаниям льда. Измерения статическими методами под нагрузкой дают преуменьшенные значения из-за включения в измеренные деформации пластичных составляющих.

Одноосному нормальному напряжению  $\sigma_{xx}$  при простом растяжении или сжатии соответствует модуль продольной упругости льда  $E$ , называемый также модулем Юнга, который характеризует сопротивление льда растяжению. Величина  $E$  для льда с понижением температуры от 0 до  $-25^\circ\text{C}$  возрастает от  $8 \cdot 10^9$  до  $10 \cdot 10^9$  Н/м<sup>2</sup>. Модуль сдвига льда  $G$ , характеризующий сопротивление льда смятию (изменению формы), равен отношению касательного напряжения  $\tau$  к величине сдвига  $\gamma$  между перпендикулярными вначале плоскостями, к которым приложены касательные напряжения. Для льда он равен  $3,4 \cdot 10^9$ — $3,8 \cdot 10^9$  Н/м<sup>2</sup>. Модуль объемного сжатия льда  $K$ , характеризующий сопротивление льда сжатию без изменения формы, равен отношению нормального напряжения  $\sigma$  к относительному объемному сжатию  $\Delta$ . Для льда его значения составляют  $7 \cdot 10^9$  Н/м<sup>2</sup>. Коэф. Пуассона льда  $\nu$  равен отношению относительного поперечного сжатия к продольному растяжению и для льда колеблется от 0,33 до 0,42. Перечисленные характеристики связаны друг с другом соотношениями:

$$E = \frac{\mu(3q + 2\mu)}{q + \mu}, \quad \nu = \frac{q}{2(q + \mu)},$$

$$K = q + \frac{2}{3}\mu, \quad G = \mu \frac{E}{2(q + \mu)},$$

где  $q$  и  $\mu$  — постоянные Ламе, близкие для льда к  $47 \cdot 10^9$  и  $35 \cdot 10^9$  соответственно. Они и являются двумя независимыми характеристиками. Измерение всех этих переменных выполняется по скорости продольных  $c_l$  и поперечных  $c_t$  волн:

$$c_l = \sqrt{(q + 2\mu)/\rho}, \quad c_t = \sqrt{\mu/\rho},$$

где  $\rho$  — плотность льда.

Монокристаллический лед, в отличие от поликристаллического, анизотропен, что ведет к зависимости У.с.л. от направления приложения напряжений по отношению к главной кристаллографической оси. Более ослаблены направления, параллельные базисным плоскостям кристаллов.

Морской лед ослаблен ячейками рассола. Его модуль Юнга уменьшается с ростом солёности  $\xi$ :

$$E = E_0(1 - 3\xi/\xi_p),$$

где  $E_0$  — модуль Юнга пресного льда,  $\xi_p$  — солёность в ячейках рассола.

А. Н. Кренке.

**УПРУГИЕ СВОЙСТВА СНЕГА** См. механические свойства снега.

**УПРУГОСТЬ НАСЫЩЕНИЯ** (уст.). См. парциальное давление водяного пара.

**УРАВНЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ.** Уравнение, выражающее закон сохранения количества движения. Сумма проекций на координатные оси всех приложенных к объему сил равна ускорению, придаваемому телу:

$$\frac{\partial s_{ij}}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{dU}{d\tau}.$$

Здесь  $s_{ij}$  — компоненты тензора напряжений,  $x_i$  — координаты,  $U$  — скорость,  $\tau$  — время,  $\rho$  — плотность,  $g_i$  — компонента ускорения свободного падения в направлении  $x_i$ . В ледниках при их малых скоростях ускорение (инерционные силы) очень мало (на 8—10 порядков меньше остальных членов). Поэтому У.д. сводится к уравнению равновесия  $\partial s_{ij}/\partial x_i + \rho g_i = 0$ . На объем льда действуют напряжения на его гранях и сила тяжести.

А. Н. Кренке.

**УРАВНЕНИЕ НЕРАЗРЫВНОСТИ.** Уравнение, выражающее закон сохранения массы для движущейся сплошной среды. Оно означает, что сумма масс, входящих в рассматриваемый объем и выходящих из него,

равна изменению содержащейся в объеме массы за то же время  $\tau$  за счет изменения плотности  $\rho$ :

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} + \frac{\partial (\rho U_i)}{\partial x_i} = v.$$

Здесь  $U_i$  — составляющие вектора скорости движения по направлениям ортогональных осей  $x_i$ ,  $v$  — внутренние источники массы (гл. обр. замерзание воды в порах фирна).

В монолитном практически несжимаемом льду плотность не меняется, а внутренние источники массы отсутствуют. Тогда У. н. сводится к  $\partial(\rho U_i)/\partial x_i = 0$ . В снегу и фирне возможны изменения плотности за счет сжатия в результате оседания, горизонтального растяжения и инфильтрационного замерзания. У. н. нарушается при образовании трещин и полостей во льду, в этих случаях полости должны учитываться как изменения плотности. А. Н. Кренке.

**УРОВЕНЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ.** Уровень в атмосфере с температурой  $-10^\circ\text{C}$  или несколько ниже, начиная с которого в облаке наряду с переохлажденными каплями появляются ледяные кристаллы, возникающие в самом облаке или выпадающие из более высоких слоев. Их появление нарушает коллоидальную устойчивость облака и ведет к выпадению осадков.

**УРОВЕНЬ 365.** См. *снеговая линия*.

**УСИЛЕНИЕ ОСАДКОВ НАД ЛЕДНИКАМИ.** Искусственное вызывание осадков в высокогорной зоне путем засева облаков реагентами, способствующими кристаллизации воды в облаках. Увеличение осадков на таких высотах приведет к выпадению снега, что вызовет увеличение запаса воды и стока во внеледниковой части бассейна, и уменьшению таяния и стока с ледника из-за роста его альбедо. Суммарный сток не увеличится, но возрастут запасы льда. Моделью для оценки последствий искусственного усиления осадков могут служить связи между осадками и стоком, полученные из многолетних режимных наблюдений на ледниках.

**УСТАНОВЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** Начало периода залегания снежного покрова. При наблюдениях

на гидрометеорологических станциях за дату У. с. п. принимается день, когда после выпадения снега он не сходит более чем на половине открытой местности.

**УСТОЙЧИВОСТЬ ЛЕДНИКА** (син. *стабильность ледника*). Способность ледника или ледниковой системы самопроизвольно восстанавливать стационарность после того, как они выведены из равновесного состояния действием не слишком сильных внешних возмущений — напр., нетипично высокой или нетипично низкой абляции на протяжении нескольких сезонов. И наоборот: неустойчивость (нестабильность) ледника или ледниковой системы — это их способность самопроизвольно увеличивать отклонение от стационарного состояния после того, как они выведены из равновесного состояния действием внешних возмущений.

М. Г. Гросвальд.

**УСТОЙЧИВОСТЬ СНЕГА НА СКЛОНЕ.** Способность снежного покрова, лежащего на склоне, сохранять равновесие под действием на него внешних сил. Основными видами нарушения У. с. н. с. являются просадка, сдвиг, иногда всплывание снега, что сопровождается возникновением трещин, осовов и лавин. Точный расчет У. с. н. с. весьма сложен, поэтому обычно пользуются упрощенными методами расчета. Условия равновесия на склоне рыхлого сухого несвязного снега можно выразить уравнением  $\alpha = \varphi$ , где  $\alpha$  — угол наклона поверхности снега (или склона, если они параллельны) и  $\varphi$  — угол внутреннего трения в снеге. Если распределение толщины снежного покрова и его плотности по продольному профилю принять однородными, то условия равновесия пласта сухого связного снега на неограниченной наклонной плоскости записываются в виде  $T = \rho z \sin \alpha$ , где  $T$  — предел прочности снега на сдвиг,  $\rho$  — плотность снежного покрова,  $z$  — его толщина до поверхности соскальзывания. При этом снег считается пластической средой, механические свойства которой не допускают существенных процессов течения и разрывания во времени. При таких допущениях использование формулы рав-

новесия возможно только для оценки устойчивого сухого снега на склоне при его быстром накоплении, когда за счет большой скорости прироста массы снега и при незначительном пределе прочности на сдвиг в основании свежееотложенного снега быстро возникают зоны неустойчивого состояния снежного покрова, вызывающие лавины кратковременного развития.

Приведенную формулу можно усложнить путем введения дополнительных условий: контурных сил, прочности снега на сжатие в нижней части срывающегося пласта, сил, связанных с температурным сжатием и расширением снега, условного радиуса срывающегося пласта и т. п. Толщина пласта снега, при которой соблюдаются условия равновесия, называется критической толщиной снега на склоне. Она легко определяется по приведенной формуле. Отношение предела прочности снега на сдвиг на опасном контакте к касательному напряжению  $T/T_k$  ( $T_k = \rho z \sin \alpha$ ) для рассмотренного случая является коэф. устойчивости снега на склоне. К. Ф. Войтковский [39] предлагает называть эту величину показателем локальной У. с. н. с., т. к. в данном случае не учитываются контурные силы. Обобщенным показателем У. с. н. с. Войтковский называет отношение суммы сил, удерживающих пласт на склоне, к сумме сил, его сдвигающих.

Предложен ряд эмпирических коэф. У. с. н. с., которые в принципе вытекают из приведенных выше. В практике лавиноведения они используются для прогноза лавин кратковременного развития. В процессе длительного развития снежного покрова в нем возникают ослабленные прослойки и для отдельных участков снежного покрова создаются условия предельного равновесия на поверхности раздела „ослабленный горизонт — вышележащий снег“. Возникающие при этом лавины называются лавинами длительного развития. Место появления и размер участков предельного равновесия контролируются профилем подстилающей поверхности, плотностью и толщиной снежного покрова. На таких участках напряжение перераспределяется, приводя к концентрации напряжений растяжения на верхней

границе участка и сжатия на его нижней границе.

А. Н. Божинским и С. С. Григоряном [25] разработана методика определения участков предельного равновесия с учетом изменений формы продольного профиля подстилающей поверхности, изменений вдоль него плотности и толщины снежного покрова. Перешедший в неустойчивое состояние участок снежного покрова отрывается в зоне концентрации напряжений растяжения и скалывается в зоне концентрации напряжений сжатия. Место отрыва — это линия отрыва лавины. Ее длина в среднем в 5 раз больше ширины участка снежного покрова, переходящего в неустойчивое состояние, с колебаниями от 2,5 до 10 с лишним раз. Для выпукло-вогнутого продольного профиля склона, характерного для горных стран со сглаженным мягким рельефом, положение линии отрыва и участков предельного равновесия снега относительно стабильно. Для вогнутых и вогнуто-прямолинейных продольных профилей склона, характерных для горных стран с альпийскими формами рельефа, положение линии отрыва и участков предельного равновесия не стабильно [24].

Результаты исследований У. с. н. с. широко используются для обоснования прогноза лавин и их искусственного спуска. Достаточно хорошо разработаны методы прогноза лавин кратковременного развития. Для обоснования прогноза и искусственного спуска лавин длительного развития предложена методика определения участков предельного равновесия. Однако нужна реологическая модель У. с. н. с., учитывающая наряду с температурой возможные структурные изменения, которая еще не сформулирована. Развитию методов расчета У. с. н. с. и прогнозов лавин препятствует также неразработанность методик и приборов для определения прочностных характеристик снега.

**К. С. Лосев.**  
**УСТОЙЧИВОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** Отношение числа дней с фактическим снежным покровом в данную зиму к общему числу дней от первого до последнего дня со снежным покровом; выражается в процентах. Устойчивым называют снежный покров, залегающий непрерывно не менее трех декад подряд.



при этом связанные с глубокими оттепелями перерывы в сплошном залегании снежного покрова длительностью не более трех дней на каждые 30 дней во внимание не принимаются.

**УСТЬЕВАЯ СТУПЕНЬ.** Уступ близ устья боковой долины-притока, возвышающийся над дном главной долины в горных районах, подвергавшихся оледенению. Высота У.с. обычно несколько десятков метров, иногда до 200—300 м. У.с. возникает вследствие более интенсивной эродирующей деятельности ледника главной долины по сравнению с ледниками притоков, в результате чего образуется висячая долина. Выделяют также конфлюэнтные ступени,

образовавшиеся в результате переуглубления долины ниже места слияния ледников, где мощность льда, а следовательно, и его эродирующая способность резко возрастали, и диффлюэнтные ступени, сформировавшиеся в месте резкого уменьшения мощности ледяного потока вследствие разветвления (фуркации) ледника. В первом случае в продольном профиле долины наблюдаются нисходящие ступени, т. е. переход от ригеля к бассейну выпахивания, а во втором — восходящие ступени, т. е. переход от бассейна выпахивания к ригелю. См. также *троговые долины*.

В. М. Котляков.

**УСТЬЕВОЙ ЗАТОР.** См. *затор*.



**ФАЗЫ СНЕГОТАЯНИЯ.** Частные периоды, выделяемые на протяжении всего периода *снеготаяния*. Различаются степенью покрытия снегом исследуемой территории. Выделяют несколько Ф.с.: фазу снежного покрова — от начала снеготаяния до того момента, когда проталины занимают не более 2,5 % площади; фазу пестрого ландшафта, когда проталины занимают от 2,5 до 50 % площади; фазу схода отдельных пятен снега, когда они занимают от 50 до 2,5 % площади. Первые две фазы обеспечивают основной объем талых вод и образуют *основной период снеготаяния*.

**ФАКТОРЫ ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ.** Комплекс причин, приводящих к сходу лавин. К ним относят постоянные Ф.л. — относительную высоту, крутизну, экспозицию склонов, ориентацию их по отношению к влагонесущим воздушным массам, характер форм рельефа, шероховатость поверхности и др. Переменными Ф.л. являются снегопад, его интенсивность, тип выпадающего снега, дождь, ветер, его продолжительность и сила, температура воздуха и ее

изменения, солнечная радиация, температура снега, наличие в нем свободной воды, состояние старого снега, его общая толщина, наличие разрыхленных горизонтов, корок на поверхности, форм микрорельефа снежной поверхности, карнизов, трещин, скатывание катышей и комьев и др. Сход лавин может происходить и под влиянием одного (ведущего) Ф.л., когда значение других невелико.

**ФАЦИИ СВЕЖЕГО СНЕЖНОГО СНЕГА.** Выделенные П. А. Шумским [220] две характерные формы свежотложенного снега, обусловленные отсутствием или наличием ветра во время отложения снега. Фация безветренного отложения — пушистый или свежевыпавший снег, характеризующийся идиоморфно-кристаллической, в большинстве случаев скелетно-кристаллической агломеративной структурой, малой плотностью, большими пористостью и структурной свободой кристаллов, правильной и нечеткой слоистостью. Фация ветровая — это твердый метелевый снег с обломочной агломеративной структурой, большой плотностью, относи-

тельно малыми пористостью и структурной свободой частиц, с направленной, тонкой и более четко выраженной слоистостью.

**ФЕН.** Ветер с гор, приводящий к адиабатическому нагреванию и иссушению воздуха на подветренном склоне. Охлаждению его на наветренном склоне при подъеме препятствует конденсация с образованием фёновых облаков над гребнем. Оседание воздуха в устойчивом антициклоне часто предшествует Ф. (Ф. из свободной атмосферы). В условиях Ф. происходит интенсивная абляция ледников, в т. ч. в ночное время.

**ФИАРДЫ.** Сравнительно узкие заливы низменных скалистых побережий, представляющие собой части полузатопленных ледниковых долин. Сопровождаются многочисленными о-вами (шхерными комплексами), которые имеют форму бараньих лбов и курчавых скал, выработанных в коренных породах. Типичные Ф. короче, шире и мелководнее *фьордов*, но глубже большинства неледниковых заливов [89]. Примером области широкого распространения Ф. может служить балтийское побережье Швеции.

**ФИЗИКА ЛЬДА.** Раздел науки на контакте гляциологии и физики, включающий механику, теплофизику, оптику льда и пр. На макроскопическом уровне Ф. л. охватывает проблемы физической гляциологии, касающиеся льда как материала, доминирующего в ледовых системах. Проблемы Ф. л. на микроскопическом и молекулярном уровнях — предмет преимущественно физики. Здесь изучается атомно-молекулярная структура льда, поведение протонов в водородных связях, физика фазовых переходов. К числу проблем, по которым не имеется полных решений, относятся действительная структура дефектов кристаллов, кинетика их образования, взаимодействие дефектов, ловушки дефектов, диффузия во льду, механизм эффектов старения и т. д. Гляциология имеет дело с нормальным гексагональным льдом I, однако исследование структур полиморфного льда дает ценную информацию для понимания физики обычного льда. Гляциологические аспекты охватывают его макроскопические свойства, включая, напр., высокое альbedo и значительное инфра-

красное излучение, способствующее сохранению массивов льда в природе.

**А. Н. Кренке.**  
**ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ.** Моделирование движения, колебаний и структуры ледников в экспериментах с подобным льду материалом. Позволяет обнаруживать и моделировать явления, до сих пор не описанные математически, — формирование слоистости, сколов в ледниках и т. д. Эксперименты, соблюдавшие геометрическое подобие, выполнены с разноцветным воском [260], смесью канифоли со скипидаром, варом, каолином, гипсом. На этих моделях аккумуляция имитировалась подсыпкой, а абляция — соскребыванием материала. Восстановлены ложкообразные структуры, выход слоев на поверхность в области абляции, скольжение по ложу, равное половине суммарного движения, формирование надвигов, бергшрудов и т. д. Частные вопросы решаются на моделях без геометрического подобия — центрифугированием слоистого материала (мастики разной вязкости), продавливанием между параллельными пластинками. Корректное моделирование требует соблюдения определенных масштабов подобия, в т. ч. масштабов вязкости, плотности, ускорения свободного падения, геометрических размеров, времени и плотности. Все безразмерные величины (коэф. трения, Пуассона и др.) должны быть равными для природы и для моделей. На практике до сих пор эти требования не соблюдались. **А. Н. Кренке.**  
**ФИЛД (Field)** Уильям О. (род. 1904). Американский географ и гляциолог, много лет руководит отделом полевых исследований Американского географического общества (с 1947). Почетный член Международного гляциологического общества (с 1970). Председатель Комиссии по ледникам Национальной АН США. В 1960—1963 гг. вице-президент Международной комиссии снега и льда. Исследовал оледенение Арктики и некоторых горных стран, изучал колебания ледников Аляски (с 1926). Главным итогом деятельности является монография-каталог [251]. В 1982 г. Ф. присуждена высшая награда Международного гляциологического общества „Кристалл Зеллимана“.

**ФИЛЬТРАЦИЯ ВОДЫ В СНЕГЕ.** Стадия продвижения воды в снежном покрове под преобладающим действием гравитационных сил со скоростью, соответствующей коэф. фильтрации данного слоя снега. При фильтрации действием капиллярных сил, играющих главную роль в начале *инфильтрации воды в снег*, можно пренебречь.

**ФИНСТЕРВАЛЬДЕР** (Finsterwalder) Рихард (1899—1963). Немецкий гляциолог и геодезист (сын С. Финстервальдера). Профессор Ганноверского университета, директор Института фотограмметрии, топографии и картографии в Мюнхене. Выполнял фотограмметрическую съемку альпийских ледников, ряда ледников Памира, в т. ч. ледника Федченко (1928), Гималаев в районе Нангапарбат, массива Юстедальсбре в Норвегии. Предложил метод псевдопараллакса для измерения поля скоростей движения ледников, выделил блоковый тип движения льда, исследовал связь колебаний ледников с климатом. Был организатором Международной гренландской гляциологической экспедиции 1957—1960 гг. Президент Международной комиссии снега и льда в 1957—1960 гг.

**ФИНСТЕРВАЛЬДЕР** (Finsterwalder) Себастьян (1862—1951). Немецкий математик и гляциолог, профессор Высшей технической школы в Мюнхене. Создатель кинематической теории движения ледников, объяснившей противоположные знаки вертикальной составляющей скорости движения в областях аккумуляции и абляции, формирования внутренних и срединных морен и другие особенности ледников [252]. В природе и лаборатории исследовал ледниковую эрозию и ее связь с моренонакоплением, а также зависимость абляции от моренного покрова на леднике.

**ФИРН.** Ледяная порода плотностью от 450 до 800 кг/м<sup>3</sup>, состоящая из связанных между собой ледяных зерен. Являясь переходной стадией между снегом и ледниковым льдом, Ф. образуется в горных областях, расположенных выше снеговой линии, и в полярных странах, где атмосферные осадки выпадают преимущественно в виде снега и за лето не успе-

вают растаять. Снег превращается в Ф. под действием солнечной радиации, оттепелей, в результате перекристаллизации и сублимации водяного пара. Различают *инфильтрационный Ф.*, возникающий при повторном замерзании воды в снеге, сопровождающемся оседанием и паратектонической перекристаллизацией, *режеляционный Ф.*, формирующийся вследствие режеляционного округления, собирательной перекристаллизации и оседания, и *рекристаллизационный Ф.*, образующийся в результате метаморфизма снега без участия жидкой воды. Первый обычно встречается в фирновых бассейнах горных ледников (до глубины 20—30 м), второй и третий — в верхних горизонтах ледниковых покровов (в Антарктиде толщина Ф. достигает 100 м). По величине зерен выделяют мелкозернистый (менее 1 мм), среднезернистый (1—3 мм) и крупнозернистый Ф. (более 3 мм).

**В. М. Котляков.**  
**ФИРНИЗАЦИЯ СНЕГА.** Превращение снега в фирн. Различают рекристаллизационную фирнизацию, происходящую при отрицательной температуре, и режеляционную фирнизацию при нулевой температуре. Первая происходит путем рекристаллизации, вызываемой давлением вышележащей толщи и уменьшением пористости снега, а вторая — посредством таяния снега с повторным замерзанием талой воды в толще. В результате фирнизации снег полностью утрачивает свою первичную структуру и приобретает зернистое строение.

**ФИРНОВАЯ ЛИНИЯ.** Нижняя граница области фирнового питания на леднике, точнее — граница распространения старого фирна (см. фото XXXI. 57). В конце летнего сезона отделяет область ледника, покрытую фирном, от области обнаженного льда. Иногда совпадает с *границей питания ледника*, но часто между ними находится полоса наложенного льда (зона ледяного питания).

**ФИРНОВО-ЛЕДЯНАЯ ЗОНА** (синоним *инфильтрационная зона*). См. *зоны льдообразования*.

**ФИРНОВОЕ ЗЕРКАЛО.** Прозрачная ледяная корка на поверхности снеж-

ного покрова, отслоившаяся от снега. Под коркой снег протавляет и уплотняется, и она оказывается висющей, что способствует возникновению парникового эффекта снеготаяния.

**ФИРНОВОЕ ПОЛЕ.** См. *фирновый бассейн*.

**ФИРНОВЫЙ БАССЕЙН** (син. *фирновое поле*). Часть горного ледника, лежащая выше границы питания, где поступление твердых атмосферных осадков превышает их расход на таяние и испарение. Эта часть ледника занимает расширенное верховье долины (цирк) и прилегающие относительно пологие склоны, она имеет вогнутую поверхность. Верхний край Ф. б. носит лопастной характер, т. к. он клиньями заходит в понижения между отрогами окружающего цирка гребня. Вдоль краев Ф. б. протягивается *бергшрунд* — глубокая трещина, обычно достигающая скалистого ложа.

В. М. Котляков.

**ФЛИНТ** (Flint) Ричард Фостер (1902—1976). Американский геолог и геоморфолог, специалист по четвертичному периоду. Профессор, зав. кафедрой геологии Йельского университета в Нью-Хейвене. Вел исследования по палеогляциологии, стратиграфии новейших отложений, геологической деятельности ледников, истории климатов в плейстоцене и др. Является одним из создателей современной концепции древних оледенений Сев. Америки, включая вывод о едином Лаврентьевском ледниковом щите с центром над Гудзоновым заливом и о сплошном оледенении Канадской Арктики. Основные труды [253, 254].

**ФЛОУ-ТИЛЛ.** См. *отложенные морены*.

**ФЛЮВИАЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ.** См. *ледниково-речные отложения*.

**ФЛЮВИАЦИОННЫЕ ТЕРРАСЫ** (син. *зандровые террасы*). Выровненные террасовидные поверхности на склонах и днищах горных долин в областях современного и древнего оледенения. Своими проксимальными сторонами Ф. т. примыкают к конечным моренам, в дистальном направлении переходят в нормальные речные террасы. Сложены преимущественно флювиационными отложениями. Их образование свидетельствует о чередовании пе-

риодов ледниковой аккумуляции с периодами усиленной эрозионной деятельности.

**ФЛЮТИНГ.** См. *экзарационный микрорельеф*.

**ФОРЕЛЬ** (Forel) Франсуа Альфонс (1841—1912). Швейцарский врач, лимнолог и гляциолог. Исследовал колебания ледников Альп и их механизм, пытался установить их периодичность в связи с брикнеровскими климатическими циклами, измерял температуру ледников в гротах, изучал инфильтрацию воды в фирн и лед и в ледник в целом, обнаружил слоистое строение кристаллов льда, названное в его честь *штриховкой Фореля*. По измерениям на Ронском леднике в Альпах установил преобладание конденсации над испарением.

**ФОТОГРАФИРОВАНИЕ СНЕЖИНОК.** Выполняется с применением насадок к фотоаппаратам, луп, микроскопов при различных увеличениях. Обычно используются любительские зеркальные фотоаппараты, устанавливаемые на окулярах оптических приборов посредством простых переходников. При Ф. с. необходимо сохранять освещенность постоянной интенсивности. Фотографируемые объекты защищаются от тепловыделения исполнителей съемки. Все движущиеся части оптических приборов обезжириваются, т. к. Ф. с. обычно производится при низких температурах.

**ФОТОПОЛЯРИЗАЦИОННАЯ УСТАНОВКА.** См. *петрографические исследования льда*.

**ФОТОТЕОДОЛИТНАЯ СЪЕМКА ЛЕДНИКОВ.** Съемка участков поверхности ледников с двух точек на концах базисов, обеспечивающая стереоскопический эффект на полученных парах снимков. Обработка снимков на стереофотограмметрических приборах (стереоавтографе, стереометрографе, стереокомпараторе) дает возможность получить плановые и высотные координаты точек на поверхности ледников и провести изолинии высоты этой поверхности, т. е. горизонтали. Самой съемке предшествует организация опорной сети для увязки базисов, закрепляемой реперами, причем точность ее разбивки должна в 5 раз превышать точность измерений по снимкам. Желательно применение теодолита ТЭО-030.

Базисы должны быть в 5—20 раз короче, чем отстояния до самых удаленных из снимаемых точек. Луч визирувания на точку должен быть достаточно крутым по отношению к поверхности. Особые трудности представляет получение стереоэффекта на заснеженных участках фирновых областей. Их съемка должна вестись в ясную безветренную погоду при низком солнце на контрастную и сверхконтрастную пленку. Наоборот, участки, постоянно остающиеся в тени под склонами, должны сниматься в облачную погоду. Съемка ведется фототеодолитным комплектом и повторяется при двух, трех экспозициях. Допустимое отстояние снимаемых точек от базиса не должно превышать тысячи ошибок получения координат по стереопаре. Эти ошибки (в метрах) таковы:

| Масштаб карты | Высотные ошибки  |                    | Плановые ошибки | Допустимое отстояние точек от базиса, км |
|---------------|------------------|--------------------|-----------------|------------------------------------------|
|               | по горно-зонатам | по стереопара-туре |                 |                                          |
| 1 : 2 000     | ±0,4             | ±0,15              | ±1,2            | 1                                        |
| 1 : 5 000     | ±0,7             | ±0,3               | ±2,1            | 2                                        |
| 1 : 10 000    | ±1,3             | ±0,6               | ±3,9            | 4                                        |

При обработке съемок, выполненных в разные дни, они приводятся к одной дате с помощью контрольных точек и введения поправок на величину аккумуляции или абляции между датами съемок.

Фототеодолитная съемка используется для построения карт ледников, вычисления изменения их объемов между повторными съемками и, следовательно, для контроля речных измерений баланса массы ледников, для измерения привноса и выноса льда и фиксации волн прироста и расхода льда. Повторные фототеодолитные съемки с одной точки, обработанные как стереопара, дают возможность методом псевдопараллакса получить поле скоростей движения льда. Этот метод впервые и широко применялся на ледниках Р. Финстервальдером и Г. А. Авсюком [1]. Получение не только проекций векторов скоростей к оси съемки, но и

самых векторов требует повторения съемок методом псевдопараллакса с обоих концов базисов. Крупномасштабная стереофотосъемка ледников в масштабе 1 : 100 сверхширокоугольными проекторами „мультиплекс“ обеспечивает построение карт и измерение в масштабе 1 : 10 для изучения микрорельефа ледниковой поверхности и механизма таяния. **А. Н. Кренке. ФОТОЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ СНЕГА.** Основано на использовании интенсивности рассеяния и поглощения света снегом разной водонасыщенности. Степень насыщения снега водой фиксируется путем измерения уменьшающейся величины альбедо. Влажность на разных глубинах снежного покрова измеряется рейкой с малогабаритным светоприемником, погружаемой в снег.

**ФРИКЦИОННО-РЕЖЕЛЯЦИОННЫЙ ЛЕД.** См. *режеляционный лед*. **ФРОНТ АКТИВИЗАЦИИ.** Граница между зонами активизации и деградации пульсирующего ледника в стадию восстановления (см. *пульсации ледников*). Ф. а. служит надежным признаком выявления пульсирующих ледников; по месту положения на леднике и скорости его перемещения вниз по течению можно приближенно прогнозировать время начала очередной *подвижки ледника*.

**ФРОНТ ЛАВИНЫ.** См. *тело лавины*. **ФРОНТ ЛЕДНИКА.** Нижняя граница ледника, заканчивающегося в водном бассейне, и поэтому обладающая большой изменчивостью. Фронт шельфового ледника называют *ледниковым барьером*. Нижнюю границу ледника на суше называют краем ледникового языка или ледникового купола (щита).

**ФРОНТ СДУВАНИЯ СНЕГА.** См. *зона разгона метели*.

**ФРОНТ СНЕГОВЕТРОВОГО ПОТОКА.** См. *снеговетровой поток*.

**ФРОНТ СНЕГОТАЯНИЯ.** Граница нулевой температуры в толще снежного покрова, отделяющая на земной поверхности площадь, охваченную снеготаянием, от территории, где таяние еще не начиналось. Ф. с. совпадает с изолинией нулевой интенсивности снеготаяния. На юге Европейской части СССР скорость дви-

жения Ф. с. достигает 25—30 км/сут, в центральных районах 80—100 км/сут и в сев. районах 50 км/сут.  
**ФРОНТАЛЬНАЯ КРОМКА ЛЬДА.** См. *кромка льда*.

**ФРОНТАЛЬНЫЕ МОРЕНЫ.** См. *влекомые морены*.

**ФЬОРДЫ, фиорды.** Длинные, узкие и глубокие, иногда ветвящиеся заливы и проливы, расчленяющие гористые побережья областей покровного оледенения. Типичные Ф. имеют высокие, почти отвесные скалистые берега; форма их поперечных профилей U-образная; в продольных профилях чередуются глубокие бассейны выпахивания и ригели, представляющие собой конфлюэнтные и диффлюэнтные ступени; к устьям Ф. также всегда приурочиваются ригели из коренных пород или валлообразных скоплений морены.

Ф. характерны только для гористых побережий, которые граничат с гляциальными шельфами. Они являются продолжением ледниковых (троговых) долин суши, а сами переходят в желоба-троги соседних шельфов. В настоящее время признается, что главная роль в их образовании принадлежала ледниковой эрозии, которая при большой мощности льда могла идти и значительно

ниже ур. м. Согласно другим гипотезам, Ф. — это глубокие речные долины или неотектонические грабены, обработанные ледниками и затопленные морем.

Наиболее широко распространены Ф. в Скандинавии, Гренландии, на Лабрадоре, Баффиновой Земле, о. Элсмйра, Аляске, в Британской Колумбии, Юж. Чили, в Антарктике, на Шпицбергене, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа. Размеры крупнейших Ф. приведены в таблице. Лит. [89, 250]. М. Г. Гросвальд.

#### КРУПНЕЙШИЕ ФЬОРДЫ МИРА

| Местоположение и название          | Длина, км | Ширина, км | Макс. глубина, м |
|------------------------------------|-----------|------------|------------------|
| Норвегия, Согне-фьорд              | 137       | 5          | 1210             |
| Гренландия, фьорд Франца-Иосифа    | 225       | 3—26       | 1000             |
| Гренландия, аал. Скорсби           | 320       | 4—36       | 1460             |
| Аляска, прол. Чатам                | 400       | 9          | 378              |
| Чили, фьорд Бейкер                 | 200       | 8—12       | 1244             |
| Чили, фьорд Месье                  | 180       | 10—15      | 1288             |
| Антарктида, фьорд ледника Ламберта | 400       | 50         | 2200             |
| Новая Земля, прол. Маточкин Шар    | 125       | 4          | 350              |



**ХВОСТ ЗАТОРА.** См. *затор*.

**ХЕФЕЛИ (Haefeli)** Роберт (1898—1978). Швейцарский инженер и гляциолог. В 1933 г. возглавил Лабораторию механики грунтов, а в 1935 г. — Швейцарский федеральный институт снега и лавин. С 1942 г. профессор механики грунтов, механики снега и защиты от лавин Швейцарского федерального политехнического института в Цюрихе. Применен достижения механики грунтов к снежному покрову, описал фирново-ледяные обвалы. На основе измерений деформаций в ледовых туннелях на Юнгфрауях и в других районах Швейцарских Альп разработал модель движения холодных ледников и применил ее к Гренландскому ледниковому покрову. В 1956—1957 гг.

был руководителем Международной гренландской гляциологической экспедиции. С 1950 г. председатель Швейцарской ледниковой комиссии. В 1954—1957 гг. президент Международной комиссии снега и льда.  
**ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЛЕДНИКАХ.** Исследования химического состава ледников с целью оценки состава выпадающих осадков и его трансформации в леднике, а также изучения ледников как ресурса качественных вод и регистратора изменений химического состава атмосферы. При отборе проб необходимо учитывать неоднородность химического состава внутри ледников — различия между их компонентами (снег, фирн, лед, талые воды, морена), сезонами накопления снега, зо-



нами льдообразования, льдом разного возраста. Обычно пробы отбираются по вертикальным разрезам в шурфах и скважинах, вдоль линий движения в области абляции и на разном удалении от краев ледника в области питания. Отобранная проба сразу помещается в морозильник для транспортировки или растапливается и фильтруется для отделения взвеси. В связи с малой минерализацией ледниковых вод (0,1—1,0 мг/л в Антарктиде и 3—50 мг/л на горных ледниках, а для микроэлементов концентрация порядка  $1:10^9$ ) необходимо особенно заботиться о чистоте отбора проб и специальных методах их анализа. Необогащенные пробы анализируются методом нейтронной активации. Обогащение проводится путем выпаривания или на ионно-обменных смолах. Последующий анализ микроэлементов ведется на атомно-абсорбционных приборах или спектрофотометрах. Для анализа макроэлементов могут быть использованы обычные химические методы (меркурометрирование для хлора, объемный метод для сульфатов и т. д.). Большинство анализов, кроме  $\text{HCO}_3^-$  и pH, выполняется в лаборатории. Газовый анализ, несущий информацию о составе и плотности атмосферы прошлого, делается на образцах ледяного керна, доставляемых в лабораторию в нерастопленном состоянии.

*А. Н. Кренке.*

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЕДНИКОВ.** Содержание химических элементов в толще ледникового льда, обусловленное процессами формирования и преобразования ледников. Х.с.л. формируется под влиянием климатических, вулканических, космических, почвенно-геологических, биологических, физических и антропогенных процессов. В этот состав входят макро- и микроэлементы. Основными макроэлементами морского происхождения являются ионы  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , континентального — Fe, Al, Ca и Mn. В ледниках также постоянно присутствуют ионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  и  $\text{HSiO}_3^-$ .

К микроэлементам, обнаруживаемым в ледниках, относятся Cu, Zn, Pb.

Cd, Hg, Co, Ni, V, Cr и др. Их присутствие в значительной мере связано с антропогенным влиянием.

Химический состав горных ледников резко изменяется во времени и пространстве вследствие чередования процессов таяния и замерзания в фирново-ледяной толще, контакта с моренным материалом и горными породами, близости других локальных источников загрязнений. Процессы вымывания отдельных элементов талыми водами неравнозначны, и в формировании химического состава горных ледников ведущую роль играют процессы деминерализации и вторичного обогащения. Минерализация теплых ледников зависит от типа льдообразования в области питания — она понижается с усилением таяния и роли инфильтрации в льдообразовании. В толще фирна концентрация ионов уменьшается с глубиной из-за вымывания их талой водой, но в области абляции вновь возрастает с увеличением возраста льда за счет обогащения ионами из морены. Средние величины минерализации в ледниках морских климатов с интенсивной аккумуляцией составляют 1—20 мг/л, а в ледниках континентальных климатов с меньшей аккумуляцией — 20—150 мг/л.

В холодных ледниках концентрация примесей зависит гл. обр. от интенсивности их выпадения и скорости аккумуляции снега. С уменьшением аккумуляции концентрация ионов возрастает. Характерная суммарная концентрация ионов в полярных ледниках составляет 0,1—0,5 мг/л. В связи с удаленностью ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды от природных и антропогенных источников аэрозолей содержание в них химических элементов представляет собой динамическое осреднение соответствующих атмосферных примесей. В береговой зоне Гренландии и Антарктиды накапливаются в основном морские соли, а во внутренних частях Антарктиды содержание континентальных и морских составляющих примерно одинаково. В весовом отношении вклад морского источника в целом для Вост. Антарктиды и Гренландии примерно равен 70 %, а для Зап.

Антарктиды — 90 %. Содержание  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  возрастает в сезоны, годы, исторические и геологические эпохи, соответствующие похолоданиям, что может быть связано с уменьшением количества выпадающих осадков, усилением меридиональной составляющей атмосферной циркуляции и вулканической активностью в такие эпохи или периоды.

В. М. Котляков.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЬДА.** Содержание химических примесей во льду. Они попадают в лед путем захвата при замерзании или в процессе накопления льдом минеральных частиц, а также в процессе замерзания воды, содержащей растворенные соли. При охлаждении раствора молекулы воды и каждой соли организуются в отдельные решетки, причем решетки соли оттесняются к границам силового поля, создаваемого молекулярным притяжением зародышей льда [181]. В результате раствор разбивается на клетки, стенки которых имеют минерализованный состав, а содержимое представляет собой более чистую воду. Сначала замерзает внутренность клеток, а затем и стенки — возникают кристаллы льда, окруженные средой с более низкой точкой плавления, чем сами кристаллы. Некоторое количество солей, растущее с ростом температурного градиента и скорости кристаллизации, включается в решетку ледяного кристалла, располагаясь слоями, параллельными базисным плоскостям.

При таянии льда плавление начинается с межкристаллической прослойки, что приводит к деминерализации льда, а затем и к его распаду на отдельные кристаллы. Минерализация талой воды вначале оказывается высокой, но убывает по мере таяния. Деминерализация может идти также за счет миграции карманов рассола под действием температурного градиента. Карманы смещаются в сторону высоких температур, где растворимость выше. Этот механизм деминерализации существен в морском льду.

В растворенном состоянии находятся ионы  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . Подобно природным водам, природные льды

по своему составу могут подразделяться на классы по преобладанию основных анионов и группы по основным катионам. Льды занимают промежуточное положение между морскими и речными водами.

Микроэлементы, в т. ч. тяжелые металлы, а также алюминий и кремний, присутствуют во льду гл. обр. в твердых минеральных включениях — аэрозолях, куда входят и ядра кристаллизации, и в моренном материале, осыпавшемся со склонов или захваченном льдом с ложа. Эти частицы перераспределяются во льду при частичном его оттаивании и переносятся вместе с водой. На границе льда с инородной горной породой возникает модифицированная прослойка воды с повышенной минерализацией. Часть содержащихся во включениях элементов может переходить в эту прослойку, а при ее замерзании попадать в лед. См. также *химический состав ледников*.

А. Н. Кренке.

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.** Состав и степень концентрации содержащихся в снежном покрове веществ, растворимых в воде. Определяется в основном содержанием в нем солей, которые могут принадлежать ко всем генетическим типам. Концентрация веществ в незагрязненном снежном покрове обычно лежит в пределах 10—20 мг/л, она возрастает вблизи берегов морей и соленых озер. Здесь может встречаться солоноватый снег с высокой концентрацией солей — на один-два порядка больше, чем в обычном снежном покрове. Концентрация и состав веществ в снеге в целом меняется от побережья к центру континентов. В составе преобладают хлориды, сульфаты, азотистые соединения. Концентрация хлора в снежном покрове 0,6—3 мг/л, азотистых соединений — 0,7—7 мг/л. Аномалии в концентрации веществ обнаруживаются, кроме берегов морей и соленых озер, в местах индустриального загрязнения. Хорошо известен кислый снег, содержащий повышенную концентрацию соединений серы, являющихся результатом выбросов в атмосферу отходов металлургической и химической промышленности. При таянии такого снега образуется серная кислота, наносящая большой ущерб флоре и фауне.

Наличие растворимых веществ в снежном покрове понижает температуру замерзания пропорционально массе растворенных веществ. Это свойство используется для ускорения стаивания снежного покрова; дорожные покрытия, напр., посылаются поваренной солью. Химические примеси обеспечивают существование на поверхности кристаллов снега пленки жидкого рассола, в котором концентрируются ионы веществ, выталкиваемые туда в процессе замерзания воды. Экспериментально рассол обнаруживается только при температуре, близкой к  $0^{\circ}\text{C}$ , из-за малой концентрации веществ в снежном покрове. Даже при небольшом количестве солей таяние снега начинается при температуре несколько ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Неоднократное таяние снежного покрова ведет к перераспределению солей по вертикальному профилю — происходит обогащение нижних слоев снежного покрова веществами. Известны опыты с использованием химических добавок для воздействия на метаморфизм снежного покрова. Однако роль и влияние Х. с. с. п. на свойства снега и его метаморфизм изучены еще слабо. *К. С. Лосев.*

**ХИМИЯ ЛЬДА.** Раздел науки на контакте гляциологии и геохимии. Изучает формирование химического состава ледовых систем, преобразование этого состава в процессах массообмена, закономерности миграции химических элементов в ледовых системах, индикацию в них химического состава окружающей среды. Природный лед значительно чище воды из-за слабой растворимости в нем подавляющего большинства веществ. Несмотря на содержание механических примесей (твердых частиц, капель концентрированных растворов, пузырьков газа), талые воды остаются, как правило, ультрапресными (от долей до десятков мг на литр), а содержание микроэлементов в них не превышает миллиардных долей. Поэтому исследование химического состава льда требует использования активационного анализа.

Талая вода, просачиваясь сквозь ледяную толщу, вымывает из нее соли. На уровне ледяных зерен происходит дифференциация солесодержа-

щей и чистой составляющих. В периоды таяния солесодержащий слой, окутывающий пленками ледяные ядра, тает в первую очередь. Соли удаляются со стоком в растворах или выносятся вместе с аэрозолями в каналах между зернами. Поскольку легко растворимые соли удаляются легче, по мере старения льда в нем изменяется соотношение примесей и даже его гидрохимический класс. Общее содержание примесей с возрастом уменьшается по экспоненциальной зависимости. В морском льду капли раствора постепенно мигрируют вниз и выносятся в море прежде всего под действием градиента температуры. В ледниках процесс деминерализации обусловлен в основном гравитационным движением воды, но ему противостоит вторичное обогащение за счет выщелачивания морен и аэрозолей. С учетом этих процессов возможна индикация химического состояния окружающей среды по особенностям химии снежного покрова и ледников.

Важное значение имеет исследование газового состава ледников. Общая тенденция состоит в увеличении  $\text{CO}_2$  и уменьшении  $\text{O}_2$  за счет диффузии и химических превращений. Соотношение  $\text{O}_2$  и  $\text{CO}_2$  определяет окислительно-восстановительные условия в ледниках. Изотопный состав льда и примесей в нем используется для абс. датирования слоев и восстановления климатических условий его образования, а также для трассирования разных типов ледниковых вод и разделения видов ледникового стока. Широкое применение изотопных и геохимических методов привело к созданию новой отрасли — *изотопной и геохимической гляциологии*. Лит. [108].

*А. Н. Кренке.*

**ХИОНОСФЕРА.** Часть тропосферы, в пределах которой на поверхности суши при благоприятных условиях рельефа возможно зарождение и существование многолетних снежников и ледников. Х. обладает таким сочетанием тепла и влаги, при котором годовое количество твердых атмосферных осадков, выпадающих на горизонтальную и незатененную поверхность, превышает их убыль. Верхняя граница Х., расположенная

выше уровня самых высоких гор, определяется тем, что годовая сумма твердых осадков в горах на определенной высоте уменьшается и на некотором уровне оказывается равной их убыли, происходящей здесь вследствие испарения под действием солнечной радиации. Нижняя граница Х. при пересечении с горными хребтами образует *снеговую линию*.

Х. окружает Землю непрерывной оболочкой мощностью до 10 км; наибольшая мощность характерна для экваториального пояса и низких широт умеренных поясов. Нижняя граница Х. повышается по мере удаления от источников влаги, и над внутренними частями плоскогорий она лежит выше, чем на наветренных склонах гор. В высоких широтах юж. полушария Х. снижается до ур. м. Языки многих горных ледников спускаются за пределы Х., отдельные малые ледники в условиях повышенной концентрации снега иногда целиком располагаются ниже Х.

Слой атмосферы, в котором господствуют условия, благоприятные для существования воды в твердой фазе, М. В. Ломоносов назвал „морозным слоем атмосферы“. Е. С. Гернет [47] дал ему название „снегоизбыточный слой атмосферы“. Впервые понятие Х. ввел С. В. Калесник [85], сформулировав представление о ней по результатам исследований Второго Международного полярного года. Большой вклад в учение о Х. внес М. В. Тронов.

Отвлеченность понятия Х. и огромная роль местных особенностей рельефа в существовании ледников породили сомнения в целесообразности использования этого понятия. В 1963 г. термин Х. широко обсуждался в печати [58]. Напр., П. А. Шумский считает это понятие фиктивным, т. к. Х. не может иметь непрерывную нижнюю границу из-за вхождения в нее участков земной поверхности и из-за опускания ее в полярной области юж. полушария до ур. м. Несмотря на некоторую абстрактность, понятие Х. имеет большое значение при разработке теории оледенения, т. к. определяет возможные климатические пределы возникновения ледников. Оно широко используется в советской литературе; в зарубежной литературе не встречается. В. М. Котляков

**ХЛАДОРЕАГЕНТЫ.** Легко распыляемые вещества с температурой кипения ниже температуры в переохлажденных облаках. Поглощают тепло из облака при испарении, создавая условия для перекристаллизации в нем капель. Наиболее употребимым Х. служит *сухой лед*, или твердая углекислота  $\text{CO}_2$ , — кристаллическая масса матово-белого цвета с температурой кипения  $-78,9^\circ\text{C}$  и плотностью  $1530 \text{ кг/м}^3$ . Твердая углекислота генерируется в наземных и самолетных углекислотных установках. Установка ЦАО преобразует фабричные блоки углекислоты или жидкую углекислоту из баллонов в гранулы объемом от 0,5 до 1 см<sup>3</sup>, выбрасываемые в атмосферу со скоростью от 100 до 3000 гранул/мин. Объем воздуха, охлаждаемого до  $-40^\circ\text{C}$  (температура спонтанной кристаллизации), зависит от диаметра сферических частиц  $\text{CO}_2$ . Частицы диаметром 1 см испаряются за 350 с, проходя за это время в воздухе путь в 4300 м и охлаждая до  $-40^\circ\text{C}$  объем воздуха 19 м<sup>3</sup>. Частица диаметром 0,01 см испаряется за 1 с, проходя путь в 30 см и охлаждая до  $-40^\circ\text{C}$  только 0,02 см<sup>3</sup> воздуха. Капли воды в охлажденном до  $-40^\circ\text{C}$  воздухе превращаются в ледяные ядра кристаллизации и разносятся по всему объему облака. А. Н. Кренке. **ХОЙНКЕС** (Hoinkes) Херфрид (1916—1974). Австрийский метеоролог и гляциолог. Исследования начал съемками ледников Хинтерайсфернер и Фернагтфернер; с 1949 г. доцент, а с 1956 г. профессор метеорологии и геофизики университета в Инсбруке. В 1957—1959 гг. зимовал на станциях Литл-Америка V, Амундсен-Скотт и Бэрд в составе Американской антарктической экспедиции, исследуя тепловой баланс и баланс массы ледникового покрова. Организовал многолетнюю программу гляциометеорологических исследований в Эцтальских Альпах, изучал радиационный и тепловой баланс ледников, выявил связь колебания балансов тепла и льда со сменой форм общей циркуляции атмосферы и с элементарными метеорологическими факторами, изучал пульсации ледников и связанные с ними катастрофы. В 1963—1967 гг. президент Международной комиссии снега и льда.

**ХОЛОДНАЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННО-РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ЗОНА** (син. *холодная фирновая зона*). См. *зоны льдообразования*.

**ХОЛОДНАЯ ФИРНОВАЯ ЗОНА** (син. *холодная инфильтрационно-рекристиаллизационная зона*). См. *зоны льдообразования*.

**ХОЛОДНЫЙ ЛЕДНИК**. Ледник, во всей толще которого ниже активного слоя господствует отрицательная температура. Некоторые Х.л. (переходный тип) имеют в придонном слое температуру плавления льда.

**ХОПРЕ** (Норре) Гуннар (род. 1914). Шведский геолог, геоморфолог и гляциолог. Профессор физической

географии Стокгольмского университета (1954—1980), академик Шведской АН (с 1964). Занимал посты вице-президента и президента Академии наук, ректора Стокгольмского университета. Исследовал историю дегляциации Швеции, древние оледенения Сев. Европы, Исландии, Баренцева и Северного морей. Развивая идеи Г. Де Геера, выдвинул концепцию решающей роли бухт отёла в деградации плейстоценовых оледенений. Лит. [262 и др.].

**ХРУПКОСТЬ ЛЬДА**. См. *механические свойства льда*.

**ХРУСТАЛЬНЫЙ ЛЕД**. См. *голубой лед*.



**ЦВЕТНОЙ СНЕГ**. Снег, окрашенный какими-либо минеральными или органическими примесями. Выпадение Ц.с., чаще всего окрашенного в бурый цвет, вызывается отложением на снежинках пыли, поднятой сильным ветром. Ц.с. случается реже цветного дождя, т. к. запыленность атмосферы зимой меньше, чем летом. Чаще всего он бывает весной, когда почва в значительной мере оголена от снега. Ц.с. может возникать и в снежном покрове благодаря размножению в снегу бактерий и водорослей. Снег, окрашенный водорослями в красные и бурые цвета, встречается в высоких широтах и в высокогорье.

**„ЦВЕТУЩИЙ“ СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ**. См. *примеси в снежном покрове*.

**ЦВЕТЫ ТИНДАЛЯ** (син. *ледяные цветы*). Фигуры, возникающие в ледяных кристаллах при внутреннем плавлении за счет поглощаемой лучистой энергии. Располагаются параллельно друг другу в базисных плоскостях и по форме напоминают снежинки, лепестки которых вытяги-

ваются в направлениях побочных кристаллографических осей. Плоская звездообразная форма „цветов“ свидетельствует о резкой анизотропии скоростей внутреннего таяния льда. Разросшиеся „цветы“ имеют диаметры до 1,5 см, их лепестки сложно ветвятся, в центрах появляются дисковидные пустоты, наполненные водяным паром, который образуется вследствие уменьшения объема льда при его таянии. Названы по имени Д. Тиндаля, описавшего их в 1858 г.

**ЦЕМЕНТНОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ**. См. *льдообразование в горных породах*.

**ЦЕМЕНТНЫЙ ЛЕД**. Подземный лед, возникающий в результате цементного льдообразования. См. *классификацию подземных льдов*.

**ЧЕРНЫЙ ЛЕД**. Встречающееся в зарубежной литературе название льда, образующегося при замерзании воды с малым количеством рассеивающих включений. Такой лед на водной поверхности имеет темный, почти черный цвет.

**ЧИСТАЯ АБЛЯЦИЯ**. См. *абляция*.



**ШАРП** (Sharp) Роберт Р. (род. 1911). Американский геолог и гляциолог. Профессор и заведующий кафедрой геологических наук Калифорнского технологического института в Пасадене. Выполнял детальные исследования ледников Маласпина и Сьюард на Аляске, в период МГГ руководил комплексом работ на Голубом леднике в горах Олимпик. Изучал быстрые подвижки ледников, режим масс мертвого льда, влекомые морены, баланс массы, строение и профили скоростей ледников, изотопный состав льда. Исследовал также гляциальную геологию и геоморфологию центральных и зап. районов США, опубликовал статьи по оледенению Марса.

**ШЕВРОНЫ.** См. *огивы*.

**ШЕЛЬФОВАЯ ГАВАНЬ.** Изгиб ледникового барьера, образующий залив в шельфовом леднике, где могут швартоваться суда и разгружаться непосредственно на ледник. Ш.г. часто разрушаются, но все же они более устойчивы, чем места разгрузки на припай.

**ШЕЛЬФОВЫЙ ЛЕДНИК.** Плавающий или частично опирающийся на дно ледник, текущий от берега в море в виде утончающейся к краю плиты, заканчивающейся обрывом. Обычно представляет собой продолжение наземных ледниковых покровов; реже образуется путем накопления снега на морском льду и посредством цементирования снегом и льдом скоплений айсбергов. Толщина Ш.л. в тыловой части, где проходит линия налегания, колеблется от 200 до 1300 м и более, а у морского края, называемого *ледниковым барьером*, равна 50—400 м. Область питания охватывает почти всю верхнюю поверхность и прибрежную часть нижней поверхности, где идет намерзание льда. Расход осуществляется гл. обр. путем откалывания от ледникового барьера столовых айсбергов, а также путем стаивания льда в краевой зоне до 1 м/год. Скорость движения растет от 300—800 м/год в тыловых частях Ш.л. до 1800 м/год и более у их внешнего края. Масса

этих ледников уравнивается (целиком или в основной своей части) гидростатическим давлением воды; сила трения на их донной поверхности очень мала. В некоторых более мелких местах Ш.л. может касаться морского льда, что нередко приводит к формированию здесь *ледникового купола*.

Ш.л. характерны для районов с низким (относительно ур. м.) положением границы питания. В настоящее время распространены почти исключительно в Антарктике, где занимают площадь около 1460 тыс. км<sup>2</sup> и имеют объем около 0,6 млн. км<sup>3</sup>. Крупнейшие Ш.л. — Росса и Фильхнера-Ронне, площадь каждого из них по нескольку сотен тысяч км<sup>2</sup>. Гораздо шире Ш.л. были распространены и в Антарктике, и в Арктике в эпохи разрастания оледенения (см. *Панарктический ледниковый покров*).

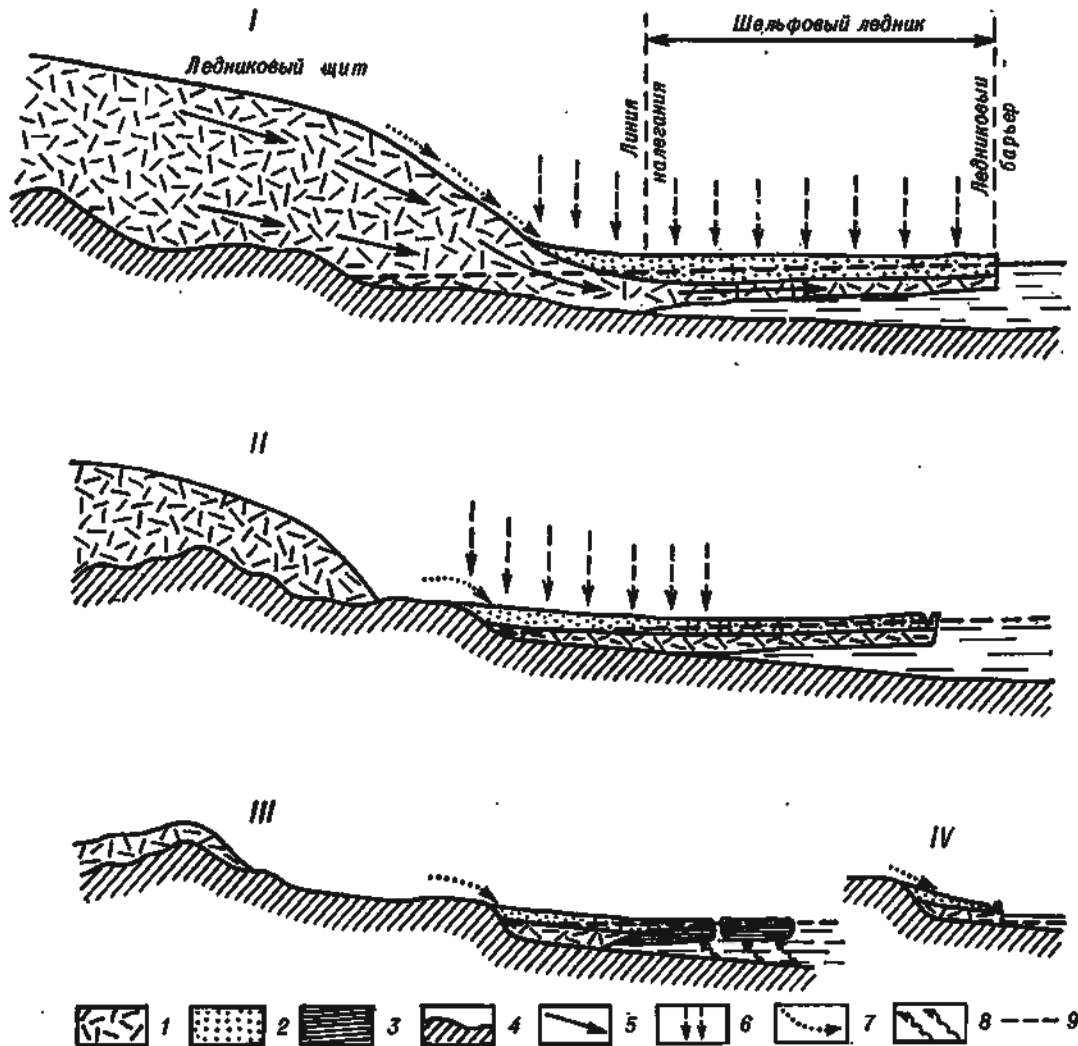
Ш.л. по стадиям деградации подразделяют на четыре генетических типа: нормальные, семиреликтовые, реликтовые и остаточные (см. рис.). Нормальные Ш.л. сохраняют связь с материковыми ледниковыми покровами и их поверхность целиком лежит выше границы питания; баланс массы может быть любым — положительным, равновесным и отрицательным. К этому типу относятся большинство Ш.л. в Антарктике. Семиреликтовые Ш.л. образуются из нормальных после их отделения от материковых ледниковых покровов в результате деградации оледенения, однако их поверхность продолжает целиком или частично находиться выше границы питания; баланс массы обычно слабо отрицателен. К этим ледникам относятся Ш.л. Шеклтона, Ларсена в Антарктике, ледник Матусевича на Сев. Земле. Реликтовые Ш.л. образуются из семиреликтовых в результате поднятия границы питания; их питание происходит лишь путем намерзания льда на донную поверхность. Баланс массы резко отрицательный, ледники быстро разрушаются. Примером такого Ш.л. служит разрушающийся сейчас ледник



## ШЕЛ — ШПИ

Уорд-Хант у сев. берега о. Элсмира в Канадском Арктическом архипелаге. Остаточные Ш.л. образуются из реликтовых в результате полного разрушения их плавучих частей. Они

М. Г. Гросвальд и др. [54] предлагают называть нормальные Ш.л. в соответствии с их формой ледниками-шельфами, т. е. ледниками, имеющими форму плоской террасы



Классификация шельфовых ледников по стадиям их деградации. Генегические типы шельфовых ледников: I — нормальный, II — семиреликтовый, III — реликтовый, IV — остаточный. 1 — лед и фирн, образовавшиеся на материке и участвующие в строении материковых и шельфовых ледников; 2 — снег, фирн и лед, аккумулярованные на поверхности шельфовых ледников; 3 — конгеляционный лед, намерзший на донную поверхность шельфовых ледников; 4 — поверхность ложа; 5—8 — источники питания шельфовых ледников: 5 — приток льда с суши, 6 — аккумуляция выпадающих атмосферных осадков, 7 — аккумуляция метелевого снега, 8 — донное намерзание льда; 9 — уровень моря.

имеют небольшие размеры и продолжают существовать за счет отложения метелевого снега на их поверхности. К таким ледникам следует относить многочисленные малые ледники на многих арктических островах в непосредственной близости от ур. м.

(полки — англ. shelf): ровную горизонтальную поверхность, обрывистый внешний край и вогнутый тыловой шов. По тому же пути пошла английская терминология, где термин shelf ice заменен термином ice shelf [264].

В. М. Котляков.

**„ШЕПОТ ЗВЕЗД“.** См. *акустические свойства снега*.

**ШЕРОХОВАТОСТЬ ЛОЖА ЛЕДНИКА.** Степень неровности ложа ледника. Неровности образуют непрерывный спектр распределения по их размерам (высоте и ширине) и расстояниям между ними. Они могут быть различной формы и упорядоченности. Обычно шероховатость характеризуется как среднее отношение превышения выступов над впадинами дна к расстоянию между ними или характерной величиной угла склонов выступов.

**ШЕРОХОВАТОСТЬ ЛЬДА** (геометрическая). Совокупность неровностей поверхности льда, характеризующаяся отклонением фактической поверхности от средней линии профиля заданной длины  $l$ . Неровности, имеющие шаг более  $l$ , относятся к волнистости или формам микрорельефа ледяной поверхности. Как показали измерения на базе длиной 1—2 м или на площадке со стороной 1 м, характерные значения шероховатости ледниковой поверхности колеблются от 5 до 100 мм; они увеличиваются в радиационных условиях и уменьшаются при адвекции теплого воздуха.

**ШЕРОХОВАТОСТЬ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА.** Различается аэродинамическая шероховатость, определяемая как высота, на которой скорость ветра, экстраполированная по ее вертикальному профилю, обращается в нуль, и геометрическая, определяемая как средняя высота выступов рельефа в микромасштабе—на горизонтальных расстояниях порядка дециметров и первых метров, соответствующих размерам вихрей, на которых концентрируется энергия турбулентности. Обе величины на ледниках малы. Динамическая шероховатость имеет порядок от долей мм до первых см и составляет около  $1/15$  геометрической шероховатости. Обе величины меняются параллельно, возрастая в разгар таяния и уменьшаясь при летних снегопадах. Динамическая шероховатость уменьшается также с повышением скорости ветра до 7 м/с, оставаясь постоянной при дальнейшем его росте.

*А. Н. Кренке.*

**ШЕРОХОВАТОСТЬ ПОВЕРХНОСТИ СНЕГА.** Показатель неровностей снежного покрова, характеризующийся размерами зерен, слагающих по-

верхность ровного снежного покрова, и выступов неровностей на снежном покрове. При дефляции снега показатель Ш. п. с. растет, т. е. увеличивается т. н. кажущаяся шероховатость снега.

**ШИРОКОКОНЕЧНЫЙ ЛЕДНИК.**

Долинный ледник, язык которого спускается по горной долине до ее выхода в следующую более широкую долину или на предгорную равнину, где распространяется вширь и часто имеет форму „лапы“ (см. фото ХХХ. 56). Такая форма языка характерна для многих пульсирующих ледников сразу после их подвижек.

**ШЛЕЙФ ЛАВИНЫ.** См. *тело лавины*.

**ШЛИФ ЛЬДА.** Тонкий (чаще всего толщиной 0,4—0,8 мм) срез льда, который используют для структурных, гл. обр. кристаллографических исследований с помощью поляризационного микроскопа, поляроидов и универсального столика Федорова. Ш. л. изготавливают так, чтобы он был точно ориентирован относительно структурно-текстурных направлений, определенных в поле: чаще всего перпендикулярно направлениям горного давления, движения льда, простираения слоев. Обычно выпиливают тонкие ледяные пластины, затем их утончают путем оплавления на нагретых листах металла, стачивают и шлифуют на наждачной бумаге. Для работы Ш. л. одной стороной примораживают к предметному стеклу, на другую сторону в некоторых случаях (когда необходимо предохранить тонкий шлиф от испарения) намораживают покровное стекло. Шлифы могут быть сделаны также из фирна и снега, но в этом случае необходимо предварительное упрочнение: поры в породе должны быть залиты жидким тетрабромэтаном или этилоратом и затем заморожены.

*М. Г. Гросвальд.*

**ШПИЦБЕРГЕНСКИЙ ТИП ЛЕДНИКОВ.** Переходное от покровного к горному сетчатое оледенение, характерное для ряда арктических о-вов и особенно для Шпицбергена (откуда и происходит это название). Представляет собой сплошной ледниковый покров с множеством нунатаков; лед, заполняющий все долины, через многочисленные перевалы перетекает из одного бассейна в

другой, что создает сложную конфигурацию ледниковых бассейнов в плане.

**ШТРИХОВКА ФОРЕЛЯ.** Тонкая прямолинейная ребристость на поверхностях ледяных кристаллов, связанная с выходами базисных плоскостей. Возникает при возгонке льда или в условиях слабого таяния с немедленным испарением талой воды, отражая разницу в скорости таяния и возгонки льда в пределах базисных плоскостей и в промежутках между ними. Ш. Ф. наблюдается на кристаллах льда любого генезиса, однако ярче всего выступает при кристаллизации воды, богатой растворимыми примесями. Впервые зарисована Л. Агассисом в 1847 г.; названа именем Ф. Фореля, снявшего со штриховки отпечаток на воск.

М. Г. Гросвальд.

**ШУГА.** Скопление на поверхности воды пористых белых комков внутриводного льда диаметром в несколько см. Один из начальных видов льдов. Образуется из ледяного сала, снежуры, а иногда и из всплывшего донного льда, чаще всего в реках. Может находиться в состоянии движения (*шугоход*) или забивать живое сечение потока, образуя *зажор*. Ш. появляется на водных объектах вскоре после образования заберегов в виде шуговых облаков, которые под влиянием течения или волнения формируются в шуговые комья диаметром 30—60 см. В процессе движения из комьев образуются устойчивые ледяные скопления, имеющие правильную округлую форму с выступающей надводной частью в виде шуговых венков диаметром от 0,5 до 5 м и толщиной 0,3—1,5 м в зависимости от глубины потока или водоема, скорости движения или дрейфа льда. Под влиянием теплообмена льда с атмосферой венки смерзаются в более крупные и устойчивые образования — шуговые ковры, которые затем становятся очагами формирования ледяного покрова.

Скопления Ш. под ледяным покровом на шугоносных реках достигают 3—8 м. Пористость скоплений колеблется от 70 до 40 % в зависимости от структуры Ш., температуры воды и внешнего давления. При

переохлаждении воды происходит смерзание отдельных кристаллов. В процессе накопления, движения и смерзания шуговых образований пористость Ш. уменьшается примерно вдвое, а на ее поверхности формируется корка *кристаллического льда*, что приводит к сокращению фильтрации воды сквозь Ш. Зависимость коэф. фильтрации Ш.  $k_f$ , т. е. скорости фильтрации воды сквозь Ш. при гидравлическом уклоне, равном единице, от пористости  $p$  имеет следующий вид:  $k_f = 5,2 p^2$ . С уменьшением пористости Ш. быстро увеличивается ее теплопроводность. Коэф. теплопроводности Ш. меняется от значений, соответствующих теплопроводности воды при малом содержании в ней кристаллов льда, до значений теплопроводности шугового льда  $\lambda_{ш}$ , зависящих от его пористости:  $\lambda_{ш} = 2,26 (1 - p)^2$ , Вт/(м·°С).

Р. В. Донченко.

**ШУГОБАТОМЕТР.** Прибор для отбора пробы *шуги* с целью определения количества льда (т/м<sup>2</sup>), содержащегося в шуговых скоплениях. Представляет собой железную трубу квадратного сечения с отверстиями в боковых стенках. Применяются два типа Ш.: ГР-3 с сечением трубы 50 см<sup>2</sup> и ГР-3М с сечением 100 см<sup>2</sup>. К нижней части трубы приклепан стальной башмак с острыми режущими кромками для погружения Ш. в слой шуги. В нижней и верхней частях Ш. имеются откидные металлические дверцы для удержания захваченной пробы шуги внутри трубы. Ш. опускается в реку на деревянной рукоятке или канатике. При подъеме Ш. вода сливается через боковые отверстия, проба шуги высыпается в специальное ведро и взвешивается на безмене с точностью до 50 г. Масса шуги делится на площадь сечения прибора. К Ш. прилагается специальная рейка для измерения толщины слоя шуги. Реже применяется тепловой Ш., представляющий собой сосуд с вмонтированной грелкой, с помощью которой подается тепло для плавления льда. По затрате этого тепла с учетом тепла фазового перехода определяется количество льда в шуговых скоплениях.

Р. В. Донченко.

**ШУГОВАЯ ДОРОЖКА.** Часть ледяного покрова, образовавшаяся из смерзшейся *шуги*; имеет вид продольной торосистой полосы между берегами.

**ШУГОВОЙ ЛЕД.** Лед, образовавшийся в результате промерзания скоплений *шуги*. Имеет зернистое строение, состоит из кристаллов *внутриводного льда* различных, но характерных для данной реки или ее отдельных участков форм (пластинчатой, чечевицеобразной или шаровидной) и размеров (диаметром 0,2—1,5 см). Промежутки между кристаллами заполнены пузырьками воздуха или воды, а также включениями ила, песка, гальки. В зависимости от количества примесей цвет льда изменяется от светло-серого до темно-серого. Ш. л. непрозрачен, коэф. поглощения 0,53, плотность 800—900 кг/м<sup>3</sup>.

**ШУГОВЫЕ ВЕНКИ.** См. *шуга*.

**ШУГОВЫЕ КОВРЫ.** См. *шуга*.

**ШУГОВЫЕ КОМЬЯ.** См. *шуга*.

**ШУГОМЕР.** Разновидность *шугобатометра*. Применяется на реках для определения количества *шуги* при малом содержании ее в воде (до 10 %). Представляет собой металлический цилиндр, опускаемый на штанге. Проба *шуги* удерживается крышкой в нижней части Ш. Количество *шуги* определяется после таяния отобранной пробы.

**ШУГОХОД.** Движение *шуги* в поверхностном слое водного потока в виде комьев, шуговых венков и ковров, а также внутри водного потока в виде отдельных бесформенных скоплений. На прямолинейных участках наблюдается равномерное распределение шуговых образований по всей ширине реки. Однако во многих случаях шуга неравномерно распределена по поверхности воды и движется либо сравнительно узкой полосой, проходящей по стрежню реки, либо прижимается к вогнутому берегу. При большом различии скоростей течения шуга распределяется по ширине реки.

Характеристики Ш. определяются условиями погоды, гидравлическими свойствами потока и морфологическими особенностями русла. Густота Ш. — отношение площади шуговых образований к площади водной поверхности на участке движения *шуги*. Коэф. Ш. — произведение густоты *шуги* на долю ширины реки, занятой

*шугой*; он характеризует степень покрытия водной поверхности реки шуговыми образованиями. Обе характеристики Ш. оцениваются в баллах по 11-балльной шкале и определяются визуально с возвышенной точки на берегу. За нуль принимается свободная от *шуги* поверхность реки, за 10 баллов — поверхность, сплошь покрытая *шугой*. Различают три категории Ш.: редкий — не более 3 баллов, средний — от 4 до 6 баллов и густой — более 7 баллов.

Масса *шуги* на единицу площади скопления определяется *шугобатометром* на ряде вертикалей в полосе движущейся *шуги*. В зависимости от ширины реки назначают 3—5 вертикалей, на которых берут по 5—10 проб *шуги*. Скорость движения *шуги* определяется по времени прохождения отдельными шуговыми венками участка пути длиной от 25 до 100 м. Расход Ш., т. е. количество плывущей в поверхностном слое *шуги* через поперечное сечение потока за 1 с; определяется по формуле

$$Q_{\text{ш}} = \alpha_{\text{ш}} M_{\text{ш}} U_{\text{ш}} b,$$

где  $\alpha_{\text{ш}}$  — коэф. Ш.,  $M_{\text{ш}}$  — масса *шуги* на единицу площади скопления,  $U_{\text{ш}}$  — средняя скорость движения *шуги*,  $b$  — ширина реки между берегами. По данным о расходе Ш. определяют сток *шуги* за сутки и весь период Ш.

Ш. наблюдается на реках со скоростью течения больше 0,4 м/с. Продолжительность периода Ш. достигает 30—40 дней на реках с неустойчивыми погодными условиями в осенне-зимнее время. На больших реках с устойчивым режимом продолжительность Ш. 15—20 дней, на средних 10—15 дней и на малых 5—10 дней. Р. В. Донченко.

**ШУМСКИЙ** Петр Александрович (род. 1915). Советский гляциолог, геокриолог, геофизик, основоположник структурного ледоведения. В 1947—1948 гг. зимовал на Земле Франца-Иосифа, в 1956—1958 гг. был руководителем гляциологического отряда во Второй Советской антарктической экспедиции. В 1960—1963 гг. директор Института мерзлотоведения АН СССР. Сотрудничал в ААНИИ, Межведомственной комиссии по изучению Антарктики, Институте географии АН СССР.

С 1969 г. работает в Институте механики МГУ. В 1960—1963 гг. президент Международной комиссии снега и льда. Провел глубокие исследования современных ледников Советской Арктики и Антарктиды, изучал генезис природных льдов и предложил их петрографическую классификацию, внес вклад в теорию жильного происхождения подземных льдов, развил понятие энергии оледенения как меры гидрологической и геологической активности ледников, разработал учение о зонах льдообразования, предложил ряд фундаментальных решений по проблеме динамики и колебаний ледников. В 1971 г. ему присуждена Государственная премия СССР за участие в создании Атласа Антарктики. Именем П. А. Шумского названы ледники на Земле Франца-Иосифа и в Джунгарском Алатау. Основные труды [218—220, 222, 225, 226].

**ШХЕРНЫЙ КОМПЛЕКС.** См. *фиарды*.

**ШЮТТ** (Schytt) Вальтер (род. 1919). Шведский географ и гляциолог, акад. Шведской АН (1973). Профессор Стокгольмского университета (1971), где под руководством Х. В. Альмана работает с 1939 г. С 1946 г. начал многолетние исследования баланса массы ледника Стур в массиве Кебнекайсе (ныне самый длинный ряд подобных наблюдений в мире). Здесь он открыл, независи-

мо от других исследователей, тип питания ледников наложенным льдом. В 1949—1952 гг. участвовал в Норвежско-британско-шведской экспедиции на Землю Королевы Мод в Антарктиде, где дал объяснение строения ледяной толщи и полей голубого льда, а также некоторых черт режима Антарктического ледникового покрова. В 1956—1958 гг. провел гляциологические наблюдения на Сев.-Вост. Земле (Шпицберген), а летом 1980 г. возглавил экспедицию на ледоколе „Юмер“, выполнившую обширные гляциологические исследования в Гренландском и Баренцевом морях. В 1963—1971 гг. вице-президент Международной комиссии снега и льда. В 1969—1972 гг. президент Международного гляциологического общества. В 1965, 1968 и 1971 гг. посещал Советский Союз.

**ЩУКИН** Иван Семенович (род. 1885). Советский физикогеограф, заслуженный деятель науки РСФСР (1957). Профессор и первый зав. кафедрой геоморфологии географического факультета МГУ (1944). Провел обширные исследования по гляциальной геоморфологии и гляциологии Кавказа и Средней Азии. Основные труды [230 и др.]. Кроме того, составитель четырехязычного энциклопедического словаря по физической географии [209], в котором, в частности, большое место отведено гляциологии.



**ЭВИДЕНТНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ.** Льды, видимые невооруженным глазом, поддающиеся прямому визуальному измерению (шлиры, залежи). При протаивании мерзлых пород Э. п. л. в основном переходят в категорию свободной гравитационной воды.

**ЭВОРЗИОННЫЕ ВАННЫ.** См. *исполиновые котлы*.

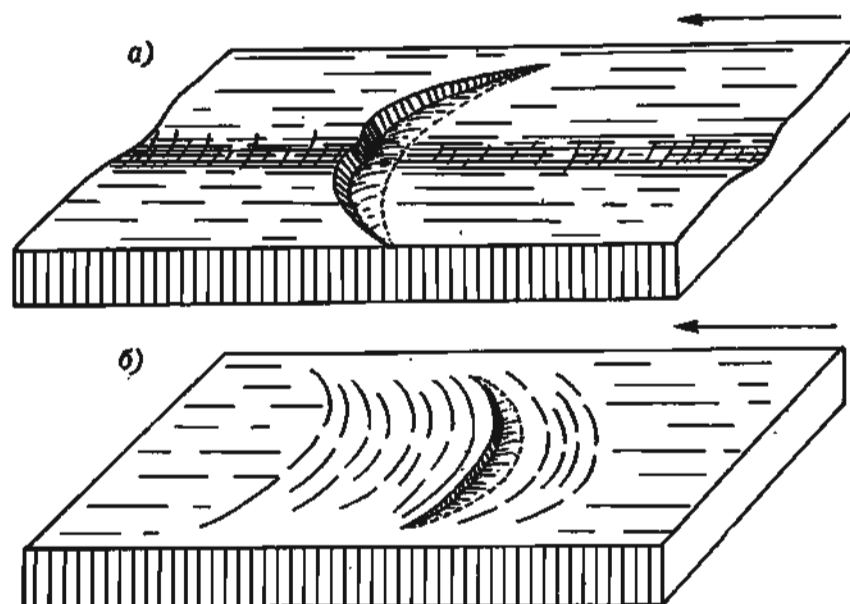
**ЭВТЕКТИЧЕСКИЙ ЛЕД.** См. *расплавный лед*.

**ЭКЗАРАЦИОННЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ.** Мелкие формы рельефа, выработанные в породах ложа действием *ледниковой эрозии*. Они включают ледниковые штрихи, различные шрамы, флютинг и др. **Ледниковая штриховка** — это системы тонких параллельных царапин, которые нанесены на твердые породы ложа обломками, включенными в нижнюю поверхность ледника (придонной мореной). Такие царапины наносятся обломка-

ми песчаной и мелкогравийной размерности. С воздействием более мелкого (гл. обр. алевритового) материала связана ледниковая полировка, т. е. выработка гладких блестящих поверхностей. Полировке и тонкой штриховке поддаются лишь очень мелкозернистые и мягкие породы: известняки, доломиты, сланцы. На крупнозернистых породах обычно наблюдается толстая штриховка, нанесенная обломками щебенчатой (галечной) размерности. Самые крупные штрихи, связанные с воздействием валунов придонной морены, называются ледниковыми бороздами. В мягких породах борозды могут достигать глубины 1—2 м и длины 50—100 м, а гигантские борозды — глубины 20—30 м и длины 1,5 км. На твердых хрупких породах ложка штриховка и бороздчатость сопровождаются серповидными шрамами (зарубками) и трещинами-полумесяцами, ориентированными по нормали к штрихам и бороздам (см. рис.).

это крег-эн-тейл-формы, т. е. выступы твердых включений с „хвостами” из мягкого цемента, на моренных поверхностях — флютинг, т. е. рельеф продольных параллельных желобков и грядок, из которых последние представляют собой длинные (в десятки и сотни метров) хвосты мелкозема, расположенные в „тени” полуотпрепарированных валунов. Флютинг часто рассматривается как образование, переходное к друмлинам и друмлиноидам.

Формы Э. м. используются как индикаторы движения льда древних оледенений. Однако не всякая штриховка или бороздчатость имеет ледниковый генезис. Поэтому их исследование должно начинаться с отсева сходных по виду следов неледниковых процессов — оползней, лавин, воздействия плавучих льдов и др. Должны также учитываться отклонения движения льда, связанные с топографией ложа, лопастной формой ледникового края, переходом назем-



Серповидные шрамы (зарубки) (а) и трещины-полумесяцы (б) на коренном ложе ледника; стрелками показано направление движения льда.

В некоторых случаях штриховка и борозды наблюдаются и на рыхлых породах — плотных лёссах, моренных суглинках. При ледниковой эрозии ложа, состоящего из пород с резко неоднородной прочностью, напр. конгломератов с мягким цементом или основной морены с валунами, возникают микроформы, представляющие собой „слепки” ледниковых борозд. В конгломератах

ных ледников на плав, а также то обстоятельство, что большинство штрихов и шрамов наносятся самыми периферическими частями ледниковых покровов, лед которых тонок и особенно чувствителен к отклоняющим влияниям. Несмотря на все это, анализ карт штриховки и статистическая обработка замеров позволяют выявить направления движения льда.

М. Г. Гросвальд.



**ЭКЗАРАЦИЯ.** См. *ледниковая эрозия*.

**ЭКСКЛЮЗИЯ.** См. *опреснение льда*.

**ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА.** Поведение льда в электрическом поле. Ионы в кристаллической решетке льда поляризованы, т. е. центры положения отрицательных ядер атомов не совпадают. Дипольные моменты являются векторами, равными произведению расстояния между центрами разноименных зарядов на величину заряда одного знака. В отсутствие электрического поля дипольные моменты ориентированы хаотично и в достаточно большой системе зарядов их суммарный вектор  $P$  близок к нулю. В электрическом поле с напряженностью  $K$  лишь ничтожная часть электронов возбуждается и направленно перемещается. Основная их часть перераспределяется так, чтобы сместить центры тяжести систем разноименных зарядов друг от друга. Этот процесс называется *поляризацией льда*. Преобладание поляризации над проводимостью определяет свойство льда как диэлектрика (изолятора).

Во льду поляризация состоит в ориентированном развороте большинства ионов и появлении ненулевого дипольного момента в единице объема. Такой разворот обеспечивается несколькими положениями равновесия водородных ионов в кристаллической решетке. Кроме того, деформируется электронная оболочка ионов. Вектор  $P$  в объеме зависит от напряженности электрического поля  $KP = \chi \epsilon$ , где  $\chi$  — диэлектрическая восприимчивость льда. Величина  $\epsilon = 1 + 4\pi\chi$  называется диэлектрической проницаемостью льда. При температуре  $-5^\circ\text{C}$  и постоянном токе  $\epsilon = 73$ , а  $\chi = 5,7$ . В анизотропных кристаллах направление вектора  $P$  определяется шестью величинами  $\epsilon$  в разных направлениях, образующими тензор диэлектрической проницаемости. Направление  $P$  не совпадает с направлением  $K$  и направлением оси кристаллов льда.

В переменном поле  $K$  изменения поляризации отстают от изменения поля, т. к. смещения зарядов не мгновенны. Разность фаз колебаний  $P$  и  $K$ , выраженная в радианной ме-

ре, называется углом диэлектрических потерь льда  $\delta$ . Величина  $\epsilon$  зависит от частоты  $\omega$ , эта зависимость называется дисперсией диэлектрической проницаемости. Если гармоническое колебание электрического поля представить в комплексном виде

$$K = K_0 (\cos \omega t + i \sin \omega t),$$

где  $t$  — время, то  $\epsilon(\omega) = 1 + 4\pi P/K$  также является комплексной величиной:  $\epsilon(\omega) = \epsilon_1(\omega) + i\epsilon_2(\omega)$ , причем  $\epsilon_2/\epsilon_1 = \tan \delta$ ;  $\epsilon_2$  составляет долю энергии поля, поглощаемую в диэлектрике за один период колебания. В постоянном поле  $\epsilon_2 = 0$ ,  $\epsilon_1 = \epsilon$ .

Кривые  $\epsilon_1(\omega)$  и  $\tan \delta(\omega)$  зависят от температуры льда. Величина  $\epsilon_1$  заметно уменьшается с понижением температуры и падает на порядок и более с ростом частоты от  $10$  до  $10^5$  Гц. На высоких частотах значение  $\epsilon_1$  почти не меняется и мало зависит от температуры, оно близко здесь к  $3,17$ . Значение  $\tan \delta$  имеет максимум около  $2,5$  на средних частотах и на порядок и на несколько порядков меньше на низких и высоких частотах. С понижением температуры от  $-3$  до  $-50^\circ\text{C}$  максимум  $\tan \delta$  смещается в сторону низких частот от  $10^5$  до  $10^3$  Гц [22]. Диэлектрическая проницаемость повышается с ростом давления и уменьшается с включением в лед воздуха. В снегу значение  $\epsilon$  зависит от фактора формы, отражающего направление слоистости и включений. Величины  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  используются для оценки влажности снега.

**Электропроводность льда**  $\sigma$  сильно зависит от частоты, температуры льда и содержания примесей. При температуре, близкой к  $0^\circ\text{C}$ , и частотах  $10$ — $500$  МГц у чистого льда  $\sigma \approx 4,6 \cdot 10^{-5}$  См/м (сопротивление порядка  $10^4$ — $10^5$  Ом/м). Она уменьшается с понижением температуры согласно

$$\sigma = \sigma_0 \exp \left[ -\frac{W_A}{k} \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right],$$

где  $W_A$  — энергия активации;  $k$  — постоянная Больцмана;  $T$  — температура, К;  $T_0 = 273$  К. Электропровод-

ность льда объясняется перемещением ионов по вакансиям (дефектам) кристаллических решеток. На низких частотах электропроводность растет от добавки ионных примесей пропорционально корню квадратному из концентрации примесей. Температурные градиенты во льду благодаря разному усилению подвижности зарядов разных знаков создают разность потенциалов порядка 30 мВ на 10 °C.

А. Н. Кренке.

**ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА.** Совокупность характеристик, от которых зависит способность снега создавать, удерживать и проводить электрические заряды и электромагнитные поля. Э.с.с. имеют значение при прокладке кабелей ЛЭП в снежном покрове, заземлении энергетических установок, решении проблемы прочности изоляторов и т. п. Их используют при создании приборов для измерения влажности и некоторых других характеристик снега. Э.с.с. зависят от его напряженного состояния, что может быть использовано, напр., для оценки лавинной опасности.

Э.с.с. начали изучать сравнительно недавно, имеющиеся опытные данные нередко противоречивы. Э.с.с. являются функциями температуры, плотности, фазового состояния и структуры снега, а также частоты электромагнитных волн. Электропроводность снега настолько низка, что по сухому снежному покрову можно прокладывать обнаженный проводник. Электрическое сопротивление  $R$  снега в сухом состоянии очень велико и с понижением температуры возрастает: по данным М. Коппа [268], в диапазоне плотности снега от 100 до 600 кг/м<sup>3</sup> при изменении температуры от 0 до -60 °C его величина  $R$  возрастает на два порядка.

Снег, представляя собой совокупность ледяных частиц с промежутками, заполненными воздухом и влагой, фактически состоит из смеси этих веществ, обладающих следующими примерными значениями  $R$  для постоянного тока: талая вода  $(1 \div 4) \cdot 10^4$  Ом·м, воздух у поверхности земли  $(0,5 \div 1) \cdot 10^{14}$  Ом·м, чистый лед  $10^6 \div 10^7$  Ом·м. Чем меньше плотность снега, тем больше  $R$ , т. к. сказывается влияние воздушных

промежутков. Кроме того, при прохождении электрического тока через снежный покров на всех поверхностях раздела фаз в снеге возникает поляризация, из-за которой значение  $R$  возрастает. Для постоянного тока  $R$  сухого снега разной плотности  $\rho$  при температуре -30 °C изменяется, согласно М. Коппу, следующим образом:

|                          |                |                |                |                     |
|--------------------------|----------------|----------------|----------------|---------------------|
| $\rho$ кг/м <sup>3</sup> | 570            | 390            | 180            | 130                 |
| $R$ Ом·м                 | $2 \cdot 10^7$ | $5 \cdot 10^8$ | $5 \cdot 10^9$ | $1,3 \cdot 10^{10}$ |

По мере увеличения влажности снега его электрическое сопротивление быстро падает. Получена следующая связь влажности  $w$ , плотности  $\rho$  и электрического сопротивления снега  $R$  для постоянного тока при температуре, близкой к 0 °C:

|                          |                  |                  |        |                |                |
|--------------------------|------------------|------------------|--------|----------------|----------------|
| $w$ %                    | 5                | 10               | 15     | 20             | 25             |
| $\rho$ кг/м <sup>3</sup> | 200              | 360              | 420    | 460            | 480            |
| $R$ Ом·м                 | $1,7 \cdot 10^8$ | $2,2 \cdot 10^8$ | $10^8$ | $7 \cdot 10^8$ | $5 \cdot 10^8$ |

У тающего снега значение  $R$  сохраняется около  $10^4$  Ом·м, что на один-два порядка меньше удельного сопротивления воды из полностью растаявшего снега. Это объясняется повышением концентрации солей в жидкой фазе в начале таяния и постепенным ее понижением при продолжении таяния. Влияние примесей в снежном покрове на Э.с.с. исследовано недостаточно. Наблюдаемые пробои изоляторов ЛЭП связаны с отложением снега на их ребрах во время метелей, особенно при температурах воздуха, близких к 0 °C.

Малая электропроводность снежного покрова позволяет относить его к диэлектрикам, важнейшей характеристикой которых является диэлектрическая проницаемость — реакция на электрическое поле. Относительная диэлектрическая проницаемость снега характеризуется безразмерным коэф.  $\epsilon$ , представляющим собой отношение емкостных сопротивлений конденсатора в снеге и в вакууме. Этот коэф. изменяется в широком диапазоне, т. к. снег — диэлектрик с существенно меняющимися электрическими свойствами. Относительная диэлектрическая проницаемость снега, наряду с проводимостью и коэф. потерь, служит важнейшей физической характеристикой снега, необходимой при изучении снежного покрова методами радиointероскопии.

Хорошо известна *метелевая электризация снега*, которая возникает при электризации снежинок во время метелей и иногда приводит к электрическим разрядам в воздухе, сопровождающимся фиолетово-голубым свечением. Сильные поземки сухого снега могут вызвать свечение остроконечных предметов. Эти явления оказывают влияние на прочность электрической изоляции и качество проводной и беспроводной связи. Электризация движущегося снега возможна при сходе лавин, ночью она иногда вызывает голубовато-белое свечение движущейся массы снега. Лит. [259, 277]. А. К. Дюнин.

**ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ.** Изучение мощности, строения и режима ледников методами электроразведки постоянного и переменного тока на основе измерения естественных электромагнитных полей Земли. Из методов электроразведки постоянного тока чаще всего применяется метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Он состоит в измерении кажущегося электрического сопротивления при различных разностях питающих электродов и в определении параметров геоэлектрического разреза — толщины слоев и их удельного электрического сопротивления, зависящего гл. обр. от содержания примесей и температуры. ВЭЗ обеспечивает определение толщины ледников в точке и расчленение морены на ледяное ядро и моренный покров. На холодных ледниках возможно определение температурного профиля. Метод зарядженного тела может быть использован для определения скорости аккумуляции и вертикального профиля скорости движения ледников.

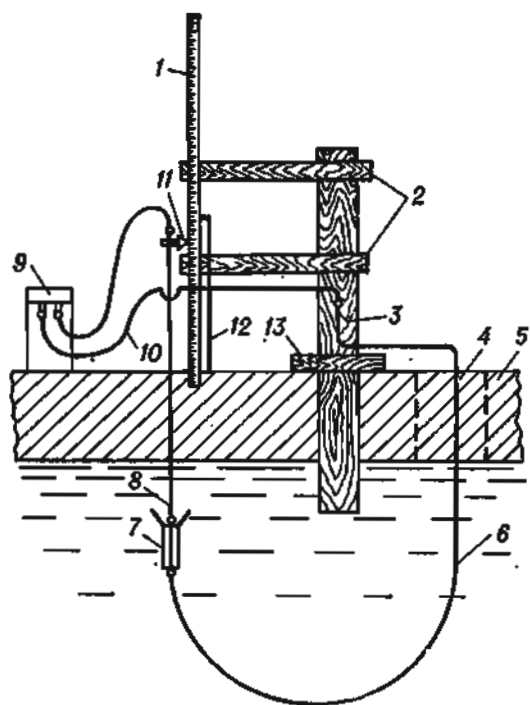
Из методов электроразведки переменного тока в гляциологии применяют метод частотного зондирования (ЧЗ) и методы радиоволнового зондирования: вертикальное индукционное зондирование (ВИЗ), радиоволновое интерференционное зондирование (РВЗ), а также наземный и воздушный варианты импульсного метода радиолокации (см. *радиозондирование ледников*). Метод ЧЗ основан на изучении изменений глубины проникновения электромагнитного по-

ля в исследуемую среду при изменении его частоты или расстояния между приемным и питающим диполями. В методе ВИЗ исследования проводятся аппаратурой, работающей в том же диапазоне частот. Центр установки генератора и приемника остается неподвижным, а расстояние между ними увеличивается от 10 до 100—150 м. При этом измеряются вертикальная и горизонтальная составляющие поля и угол наклона суммарного вектора поля. По этим параметрам рассчитывается эффективное сопротивление среды и определяется толщина ледника.

РВЗ — метод высокочастотной электроразведки (частота от 0,5 до 20 МГц), с помощью которого изучается явление интерференции прямой радиоволны и радиоволн, отраженных от слоев с разными электромагнитными параметрами. Все изложенные здесь методы применимы лишь для глубин 100—200 м.

Метод естественного электрического поля состоит в изучении естественных электрических потенциалов, возникающих при движении воды. На картах, построенных этим методом, участки инфильтрации характеризуются отрицательными, а места разгрузки — положительными значениями потенциалов, которые растут в направлении фильтрации.

Ю. Я. Мачерет.  
**ЭЛЕКТРОЛЕДОМЕРНАЯ УСТАНОВКА.** Предложенное в 30-х годах устройство для измерения нарастания ледяного покрова на водотоках и водоемах (см. рис. на с. 495). При выполнении очередного измерения включается электрическая цепь, соединенная с переносным аккумулятором, в результате чего нагревается вмонтированный в лед провод большого сопротивления. Это позволяет поднять подвешенный на проводнике груз до его упора с нижней поверхностью льда и с помощью указателя измерить прирост ледяной толщи снизу. Нарастание ледяного покрова сверху фиксируется по вмороженной рейке.  
**ЭЛЕКТРОМЕТРИЯ СНЕГА.** Изучение снежного покрова и метелей с помощью электромагнитных параметров устройств, внесенных в снежный покров или метелевый поток, (напр.,



Электрولهдомерная установка: 1 — измерительная рейка, 2 — планки крепления, 3 — опорная стойка, 4 — лунка для опускания груза при монтаже, 5 — ледяной покров, 6 — провод малого электрического сопротивления, 7 — груз с упорами, 8 — провод большого электрического сопротивления, 9 — переносный аккумулятор, 10 — соединительные провода, 11 — указатель, 12 — щуп, 13 — опорная планка.

емкости конденсаторов); измерения распределения напряженности электрического поля в метелевом потоке, что зависит от баллоэлектрических эффектов и, предположительно, от концентрации твердой фазы метели.

#### ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЛЬДА.

См. электрические свойства льда.

#### ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ СНЕГА.

См. электрические свойства снега.

#### ЭНЕРГИЯ АКТИВАЦИИ ЛЬДА.

См. реологические свойства льда.

#### ЭНЕРГИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ.

Вертикальный градиент удельного баланса массы ледников, представляющий собой сумму градиентов годового прироста и убыли льда; определяется, как правило, на уровне границы питания ледника (см. рис.). Теория и значение этого показателя разработаны П. А. Шумским [218], предложившим формулу  $E = \gamma_c + \gamma_a$ , где  $E$  — Э. о.,  $\gamma_c$  — вертикальный градиент аккумуляции (положителен при росте аккумуляции с высотой),  $\gamma_a$  — вертикальный градиент абляции (по-

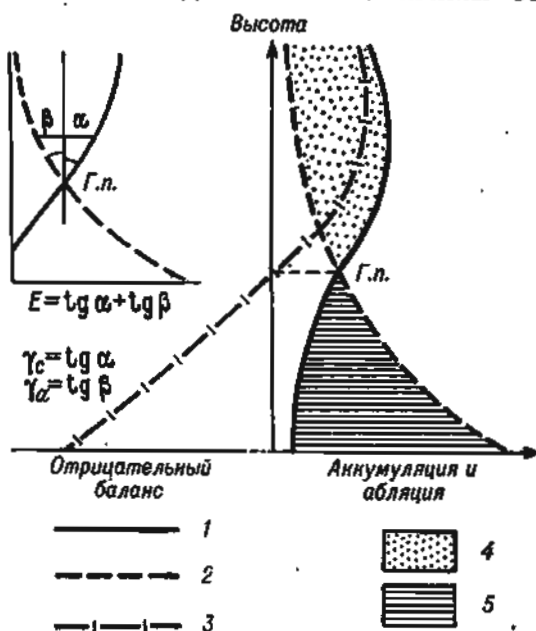
ложителен при уменьшении абляции с высотой); выражается в мм слоя воды на 1 м подъема. В американской литературе в аналогичном значении употребляется предложенный М. Майером термин индекс активности ледника.

В области аккумуляции баланс массы представляет собой годовой прирост фирна и льда  $C_c$ , а в области абляции — годовую убыль льда  $C_a$ . Исходя из содержания понятия Э. о., для указанных областей ледника действительны равенства:

$$C_c = E(H - H_0) \text{ и } C_a = E(H_0 - H),$$

где  $H_0$  — высота границы питания,  $H$  — высота любой точки. Поскольку градиент абляции в пределах ледникового языка почти не изменяется, правое уравнение, по предложению О. П. Щегловой [229], можно использовать для приближенного вычисления Э. о.:  $E = C_a/\Delta H$ . Здесь  $C_a$  — мощность слоя льда в переводе на воду, стаявшего на высоте  $H$ , а  $\Delta H$  — разность высотных отметок границы питания и створа, на котором велись наблюдения за таянием.

Помимо вертикального градиента удельного баланса массы ледника, характеристикой Э. о. могут служить величина аккумуляции — абляции на границе питания  $C_{гп}$  и их балансовая сумма на этом уровне, называемая обменом ледника. Эти величины от-



Схема, поясняющая понятие энергии оледенения: 1 — аккумуляция, 2 — абляция, 3 — баланс массы, 4 — область аккумуляции льда, 5 — область абляции льда. Г. п. — граница питания.

ражают климатические условия существования оледенения: они невелики при малом количестве осадков и малом их расходе, обусловленном низкой температурой, и, наоборот, велики при обильных осадках и интенсивном таянии, связанном с высокой температурой. Величины  $E$  и  $C_{гп}$  в общем пропорциональны. Получена эмпирическая связь [115]:  $E = 0,004C_{гп}^2 + 0,02C_{гп}$ , если  $E$  — в мм/м,  $C_{гп}$  — в г/см<sup>2</sup>.

Э.о. служит мерой активности ледников: с увеличением этого показателя растет скорость движения льда и размах колебаний ледников, возрастает интенсивность обмена вещества в ледниках и их геологическая деятельность. В целом Э.о. возрастает от полюсов к экватору и в еще большей степени от континентальных областей к морским. Напр., на ледниках внешних хребтов Аляски  $E = 20 \div 22$  мм/м, а на Тибетском нагорье всего 2—3 мм/м; в Исландии  $E = 9 \div 11$  мм/м, а на Сев. Земле лишь 2—4 мм/м. В пределах одной горной страны значения  $E$  всегда больше на ледниках внешних, наветренных склонов, чем на ледниках внутренних частей гор: на ледниках прибрежных хребтов Юго-Вост. Аляски значение  $E$  достигает 22 мм/м, а в хр. Брукса — всего 2 мм/м. Э.о. возрастает на ледниках с большой концентрацией снега, поэтому в одном и том же районе на каровых ледниках она часто больше, чем на долинных. В. М. Котляков.

**ЭНТРОПИЯ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ.** Мера разнообразия структуры ледниковых систем, вычисляемая из распределения ледников данной системы по каким-либо показателям — размерам, морфологическим типам, экспозициям, величинам аккумуляции и т. д. Используется формула

$$H_i = - \sum_{j=1}^{n_i} p_j \log_2 p_j,$$

где  $H_i$  — энтропия, по  $i$ -му показателю,  $i$  — порядковый номер показателя,  $p_j$  — доля числа или площади ледников, приходящихся на  $j$ -ю группу в  $i$ -м распределении,  $n_i$  — число

групп в  $i$ -м распределении. Сопоставление разных ледниковых систем или различных распределений между собой имеет смысл лишь при одинаковом числе групп в сопоставляемых распределениях. Максимально возможное значение энтропии при равномерном распределении по группам равно  $\log_2 n_i$ , минимальное в случае концентрации всех ледников в одной группе равно нулю. Э.л.с. меняется в процессе их эволюции; она зависит от расчлененности рельефа и степени оледенения. А. Н. Кренке.

**ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЛЕДЯНАЯ ЖИЛА.** См. *повторная ледяная жила*.

**ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ.** См. *многолетнемерзлые породы*.

**ЭПИКРИОГЕНЕЗ.** См. *криогенные процессы*.

**ЭРОЗИЯ СНЕГА.** Процесс механического размыва снега потоками талых вод. Иногда этим термином неправильно называют разрушение снежного покрова ветром, для которого существует понятие *дефляция снега*.

**ЭРРАТИЧЕСКИЕ ВАЛУНЫ.** Валун, глыбы прочных, гл. обр. изверженных и метаморфических пород, петрографически отличных от подстилающего субстрата, которые были перенесены ледником или плавающим льдом на значительные расстояния от коренных выходов этих пород. Могут лежать свободно или входить в состав грубообломочных толщ (см. фото XXXI.58).

В древнеледниковых областях Сев. Америки и Европы известны Э.в. объемом 100—1000 м<sup>3</sup> и более, установленная дальность их переноса 20—200 км. Значительно чаще встречаются Э.в. с поперечником 1—2 м, дальность их переноса часто превосходит 500—1000 км. Выяснение траекторий разноса (конусов рассеивания) Э.в. имеет большое теоретическое и практическое значение. Оно позволяет реконструировать центры древних оледенений, помогает в поисках ряда рудных полезных ископаемых. М. Г. Гросвальд.

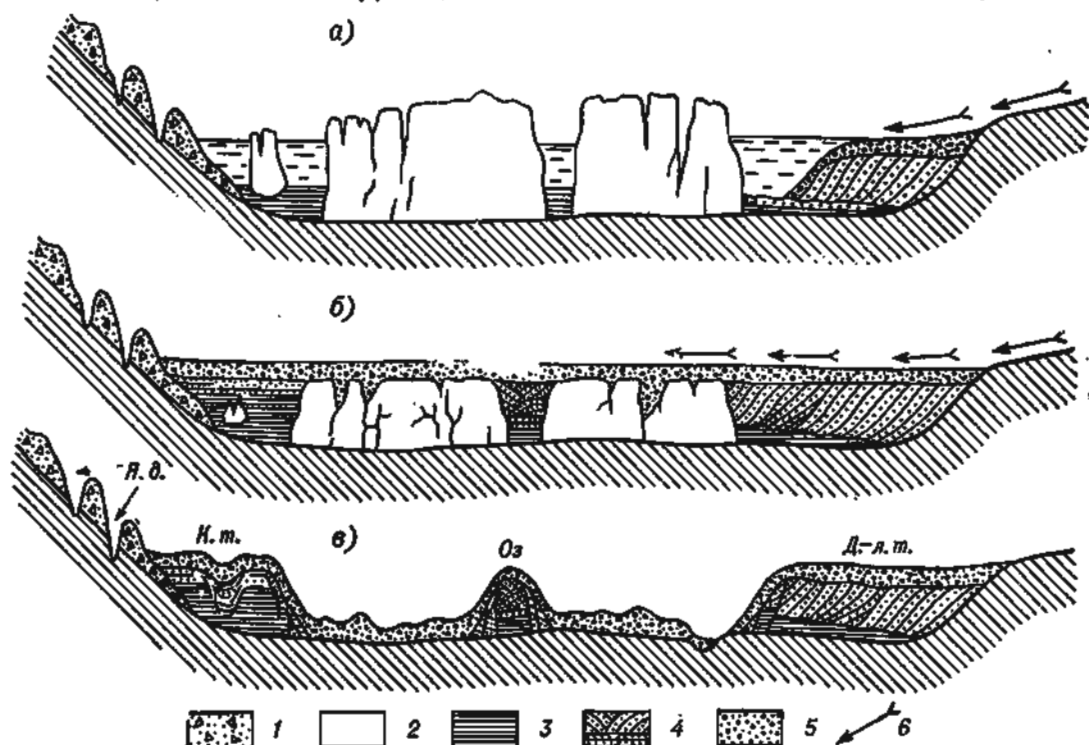
**ЭСКЕРЫ.** Аккумулятивные холмы, гряды и террасовидные формы областей оледенения, сложенные в ос-

новом водно-ледниковыми отложениями. В зарубежных публикациях термин Э. чаще всего употребляется как синоним термина *озы*. Однако ему нередко придается значение собирательного понятия, объединяющего все водно-аккумулятивные формы рельефа, образованные на площадях деградации мертвого льда (Дж. Чарльз-ворт и др.). В этом смысле, который является предпочтительным, термин Э. встречается в советской научной литературе.

К разновидностям Э. принадлежат: *камы*, *камовые террасы*, *озы*,

Предполагается, что осадки нижнего члена разрезов Э. сформированы при заполнении материалом перемытой морены мелких озер и проток, занимавших промежутки между глыбами мертвого льда, а отложения верхнего члена образованы вытаиванием внутренней морены и накоплением наносов, связанных с потоками талых ледниковых вод, блуждавших по первичным озерно-ледяным равнинам. Окончательное моделирование Э. обусловлено вытаиванием погребенного льда. Лит. [243, 254].

М. Г. Гросвальд.



Основные этапы образования эскеров (по М. Г. Гросвальду): а — заполнение озер в промежутках между глыбами мертвого льда, б — формирование первичной озерно-ледяной равнины, в — вытаивание льда и образование эскерного рельефа; Я. д. — ярусные долины, К. т. — камовая терраса, Д.-л. т. — дельто-ледниковая терраса; 1 — морена, 2 — мертвый лед, 3 — ленточные глины и пески, 4 — слоистые пески, 5 — абляционная морена и флювиогляциальные галечники и валуны, 6 — направление потока талых ледниковых вод

дельтово-ледниковые террасы (см. рис.). Они ассоциируются с ярусными долинами, террасами оседания, береговыми линиями ледниково-подпрудных озер. Для разрезов Э. характерно двучленное строение. Их нижним членом обычно являются озерно-ледниковые и флювиогляциальные осадки — ленточные пески и глины, горизонтально- и косослоистые пески, гравий, галька, а верхним членом — абляционная морена и ледниково-речные валуно-галечные отложения.

**ЭФФЕКТИВНАЯ СКОРОСТЬ ВЕТРА.** См. *критическая скорость ветра*. **ЭФФЕКТИВНОСТЬ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ НА ЛЕДНИКАХ.** Оценка объема льда на ледниках, сохраняемого в результате дополнительного снегонакопления. Основной механизм роста объема льда заключается не в накоплении дополнительного снега, а в предотвращении таяния льда из-за более высокого альбедо поверхности ледника, покрытого накопленным снегом. Оценка Э. с. н. л. выполняется аналогично оценке эффективности



воздействия на таяние ледников летних снегопадов. Снижение таяния равно разности фактического таяния в дни с открытым льдом и расчетного таяния в те же дни при условии сохранения на льду снега. Оценка для ледниковых систем всей Сред-

ней Азии показывает, что таким образом здесь на ледниках ежегодно может быть сохранено около 6 км<sup>3</sup> льда, а таяние ледников уменьшится приблизительно на 30 %.

А. Н. Кренке.



**ЮЖНЫЙ ОКЕАН.** Условное название юж. частей Атлантического, Индийского и Тихого океанов, прилегающих к Антарктическому материку. Сев. границей Ю. о. можно считать антарктическую конвергенцию — линию схождения более теплых сев. и холодных юж. поверхностных вод приблизительно на 55° ю. ш. Источником холодных пресных вод служит Антарктический материк, продуцирующий множество айсбергов, суммарный годовой объем которых достигает 2000 км<sup>3</sup>. Морские льды зимой образуются вокруг Антарктиды в полосе шириной 500—2000 км, к концу зимы их площадь достигает 20 млн. км<sup>2</sup>. Летом остается лишь узкая полоса разреженных льдов вдоль побережья, занимающая около 2,5 млн. км<sup>2</sup>; она разрывается в районах Антарктического п-ова, моря Росса и моря Содружества, а в море Уэдделла сохраняется значительный массив льдов. Однолетние льды в Ю. о. достигают толщины 1,5—2 м, многолетних льдов здесь очень мало. Дрейф льдов вдоль антарктического побережья обуславливается круговым прибрежным течением, направленным с В на З. В некоторых районах, в частности в морях Уэдделла и Росса, возникают местные квазистационарные циклонические циркуляции, а севернее 60° ю. ш. существует мощное круговое течение и дрейф льдов с З на В. Плавание в Ю. о. затруднено морскими льдами и весьма опасно из-за айсбергов.

В. М. Котляков.

**ЯДРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЛЬДА.** Мельчайшие (10<sup>-7</sup>—10<sup>-3</sup> см) атмосферные частицы минерального и

органического происхождения: континентальная пыль, вулканические продукты, морские соли, споры, продукты сгорания, космические частицы и пр., на которых происходит сублимация водяного пара в воздухе и образуются ледяные кристаллы. Я. к. л. могут быть и микроскопические частицы замерзших водяных капель.

**ЯЗЫК АЙСБЕРГОВ.** См. айсберг.

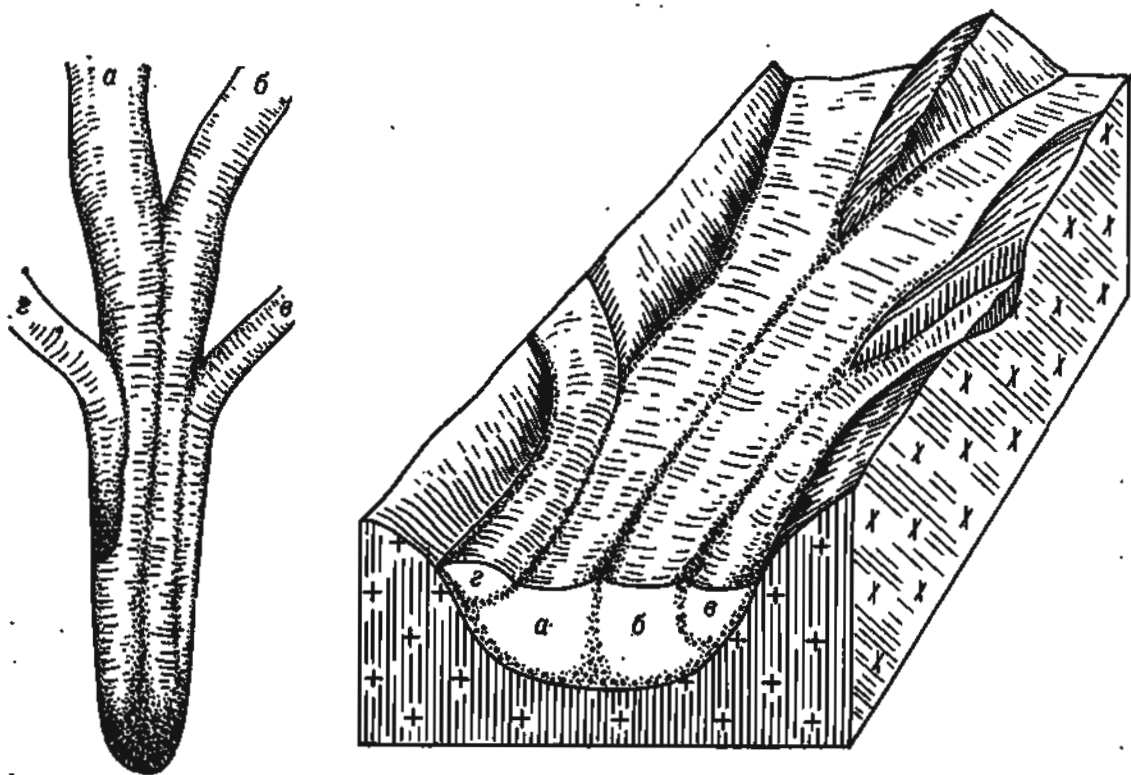
**ЯЗЫК ЛЕДНИКА.** Сравнительно узкая нижняя часть горного ледника, спускающаяся вниз по долине; всегда относится к области абляции.

**ЯЗЫК ЛЬДА.** Выступающая в сторону чистой воды часть кромки льда, достигающая нескольких км в длину, образуется под воздействием ветра или течения.

**ЯКОРНЫЙ ЛЕД.** См. донный лед.

**ЯМА ВЫБИВАНИЯ.** См. лавинные формы рельефа.

**ЯРУСНЫЕ ЛЕДНИКИ.** Слившиеся потоки двух или нескольких ледников, различающиеся по величине, плотности, скорости движения и структуре льда. При слиянии двух близких по величине ледников возникает единый поток льда, разделенный срединной мореной, а при впадении в главный ледник меньших боковых притоков они занимают в леднике подчиненное положение, образуя вложенные или наложенные потоки (см. рис.). Вложенный поток представляет собой боковую составляющую сложно-долинного ледника, образованную впадением менее мощного ледника, которая располагается на боковом крае основного ствола и отделяется от него слоем морены (моренным швом). Наложённый по-



Язык сложно-долинного ярусного ледника: а, б — смежные потоки, в — вложенный поток, г — наложенный поток.

ток возникает при впадении в сложно-долинный ледник мощного ледника, часто из всякой долины, и целиком располагается на поверхности главного ледника, отделяясь от него моренным швом. Я. л. могут иметь двухъярусное и многоярусное строение, что осложняет их динами-

ческий режим и колебания конца ледника.

В. М. Котляков.  
**ЯЧЕЙСТЫЙ СНЕГ** (син. *сотовый снег*). Округлые, похожие на соты углубления на поверхности снега глубиной в несколько см и диаметром до 20 см, возникающие в результате таяния (см. фото XIV.25).

# НАРОДНЫЕ НАЗВАНИЯ ЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ СО СНЕГОМ И ЛЬДОМ

Составитель В. М. Котляков

Предлагаемый перечень народных названий содержит около 400 слов или групп слов, употребляемых в народе для обозначения природных явлений, связанных со снегом и льдом. Сюда включены слова из разных диалектов русского языка, а также из языков других народов СССР, используемые в русской литературе или в географических названиях. В большинстве случаев в скобках после слова указывается местность, где оно употребляется, или язык, из которого оно пришло. Если такие указания отсутствуют, значит, слово имеет широкое распространение.

Ряд народных слов уже вошел в научную литературу. Такие термины не приводятся в этом перечне, их следует искать в основном словаре. К ним относятся: алас, бадумба, байджарах, булгуннях, гололед, забереги, зажор, заструга, затор, изморозь, иней, ледяное сало, метель, наледь, налепь, наслуд, наст, несяк, нилас, нунатак, ожеледь, осов, перелеток, поземка, полынья, припай, промоина, пучина, пятры, ропақ, сель, склянка, снеговал, снеголом, снежная лавина, снежница, снежный карниз, снежура, стамуха, сугроб, талик, торос, шуга.

Настоящий перечень составлен в основном по «Словарю народных географических терминов» Э. М. Мурзаева [141]. В качестве источников использован также «Толковый словарь живого великорусского языка» В. И. Даля, «Словарь основных терминов и понятий по снеговедению» Г. Д. Рихтера [169], монография «Наледи и наледные процессы» В. Р. Алексеева [9] и др. Здесь даются лишь краткие определения приводимых названий и в редких случаях небольшие толкования явлений. Более подробные сведения о значении, а также этимологии большинства из приводимых здесь слов можно найти в упомянутом словаре Э. М. Мурзаева. В ряде случаев народные названия определяются через термины основного словаря, которые здесь даются курсивом. Найдя эти термины в основном словаре, можно получить объяснение данного понятия.

В перечне народных названий, помимо принятых для всего словаря сокращений, используются дополнительно следующие сокращения:

|        |                   |        |                |
|--------|-------------------|--------|----------------|
| азерб. | — азербайджанский | кирг.  | — киргизский   |
| алт.   | — алтайский       | коряк. | — корякский    |
| арм.   | — армянский       | маньч. | — маньчжурский |
| балк.  | — балкарский      | ненец. | — ненецкий     |
| басс.  | — бассейн         | обл.   | — область      |
| белор. | — белорусский     | осет.  | — осетинский   |
| бур.   | — бурятский       | помор. | — поморский    |
| груз.  | — грузинский      | рус.   | — русский      |
| казах. | — казахский       | слав.  | — славянский   |

тадж. — таджикский  
 тув. — тувинский  
 тунг. — тунгусский  
 туркм. — туркменский  
 тюрк. — тюркские  
 укр. — украинский

хакас. — хакасский  
 центр. — центральный  
 чечен. — чеченский  
 чукот. — чукотский  
 эвенк. — эвенкийский  
 якут. — якутский

**Ак** (тув.). Вершина горы, покрытая вечным снегом.

**Алатау** (казах.). Пестрые горы; чередование участков каменных россыпей, скал и пятен снега. Типологический термин, указывающий на вертикальную поясность гор.

**Алдан** (негидальцы на нижней Амгуни). Береговая весенняя *наледь*.

**Амнунда, амнунна** (эвенк.). *Наледь*, выносы камней в устье горной реки.

**Афганец**. Юго-западный сухой ветер на востоке Средней Азии, приносящий из Афганистана много пыли, заволакивающей горизонт. Оказывает сильное влияние на таяние ледников.

**Багрень**. Разломанная полоса льда на реках, озерах, в прибрежном морском припае. Отсюда *багронец* — мелкие кусочки льда.

**Балумба**. Название *плато* на Ангаре.

**Белогорье**. Горы в Юж. Сибири, покрытые снегом.

**Белок, белки**. Название горных хребтов и вершин в Сибири, гл. обр. на Алтае (Чуйские Б., Катунские Б.) и в Саянах (напр., Агульские Б.), покрытых снегом в течение всего или большей части года. Иногда на Алтае употребляется в значении ледников; этими словами называют также пятна снега, лежащего на горах.

**Бель** (Псковская обл.). Белая поверхность льда, покрытая кристаллами изморози.

**Бескунак** (Гурьевская обл.). Снежные бураны и холодные ветры, дующие в апреле по нескольку дней.

**Бим, бимок**. Плавающие льдины, оторванные от сплошного ледяного поля.

**Бимьё** (сев. моря). Замерзшее полярное море.

**Боз** (тюрк.). Лед.

**Бродно, субродно, убрдно** (Сев. Урал). Глубокий рыхлый снег, трудный путь по рыхлому снегу. Отсюда *бродный путь* — покрытый рыхлым снегом.

**Буз** (тюрк.). Лед, холодный. Отсюда *бузлак* (азерб.), *бузлык* (туркм.) — горный ледник.

**Букса, букта, букра** (эвенк.). *Наледь*, сосулька, лед на реке; родник с наледью.

**Бурук** (тув., алт.). *Наледь*.

**Булус** (якут.). Погреб, ледник. В географии Якутии и Таймыра — место, где на поверхности выходят ископаемые льды.

**Буран**. Сильная *общая метель* при низкой температуре, гл. обр. в степной полосе юго-востока Европейской части СССР и в Сибири. Из русского языка проникло в польский, чешский, словацкий, румынский в значении снежная буря.

**Бурга** (эвенк.). Пурга, буран, *метель*.

**Вакурник** (Архангельская обл.). Нагромождение льдин при весеннем ледоходе на реке.

**Вея, веялица** (центр. обл.). *Метель*, выюга.

**Взгон**. Испарение снега сухой зимой в Вост. Сибири и на Дальнем Востоке.

**Взъем** (Урал, Сибирь). Состояние снега в горах, определяющее трудности передвижения на лыжах. Плохой взъем, когда лыжи тонут глубоко; хороший взъем, когда они легко скользят по поверхности.

**Ворогуша** (Калужская обл.). *Метель* с ураганом.

**Враль** (Европейский Север). Снежный наст.

**Выгрев**. Склон ускоренного стаивания снега; чаще склон, обращенный на юг или в сторону сухих ветров.

**Выдув**. Склон, на котором снег постоянно сдувается ветром; чаще склон, обращенный навстречу господствующим метелевым ветрам.

**Выюга**. Сильная, как правило, *низовая метель*.

**Вьюга, вьялица** (Центр. нечерноземные обл.). Вихрь, выюга, *метель*.

**Гар** (азерб.). Снег.

**Гиря** (Урал). Очень крупная льдина.

**Гладун** (Архангельская обл.). Гладкое ровное место на льду.

**Гладуха**. Ледяной *торос* с ровной гладкой поверхностью на Белом море.

Глудь, глудь (Карелия). *Гололедица*. Глыба (Урал). Лыдина. Глыза (Урал). Глыба льда, лыдина. Гололедка, голодь, головяница, гололедь, голедуха, голодьба, голомед, голомедь. *Гололед* или *гололедица*. В Сибири употребляются последние три формы, а также голодь. В Белоруссии галалед — гололедица. Гололедка. Бесснежный ледяной покров на оз. Байкал. Голомяно (Владимирская обл.). Вьюга, буря, зимнее ненастье. Гудега, густега, юдега (Архангельская обл.). Толстый слой *изморози* на деревьях, покрывающий ветви снежной массой.

Деруга (Владимирская обл.). Буря, вьюга. Дерунья (Костромская обл.). *Метель*, вьюга, буря. Дзода (осет.) *Гололедица*, ледяная корка, покрывшая снег. Докон (на языке ульчей). Обледенелая поверхность предмета. Дрябня, дряпня (Рязанская обл.). Снег с дождем, мокрая погода зимой. Дрюпня (Пензенская обл.). Ненастная погода с дождем и мокрым снегом.

Жор. Осенний *затоп* льда на р. Чулым.

Забой (сев. обл., Сибирь). Сугроб снега; снег, наметенный в овраг или в ущелье; снежный завал в горах. Нагромождение льда на берегу выше уровня моря (озера) в результате выдавливания льда.

Забок (Саяны). Снежный сугроб в ущелье.

Завала (Приуралье). Снежный нанос, сугроб, завальный снег — большой, обильный снег.

Заверть. *Метель*, вьюга, буря.

Завива, заверуха, завируха, завитуха (Свердловская обл.). Вьюга, *метель*.

Заволока (Калужская обл.). Сильная *метель*.

Завороха (Поволжье, юж. и зап. обл., Пермская обл.). Пурга, вьюга, *метель*.

Закрай (Псковская обл.), *закрайка* (Архангельская обл.). Край льда у берега; полоса воды между берегом

и краем льда, образующаяся в результате скопления талой воды или отрыва ледяного покрова от берега. *Заморозь* (помор.). Первый осенний *иней* до снега с легким морозом.

Запор. Ледяной *затоп* на реке.

Захолодь (Зап. Кавказ). Теневой горный склон сев. экспозиции, на котором снег стаивает медленно.

Зерен (Смоленская обл.). Осенний дождь со снежной крупой.

Зови (Кавказ). *Снежная лавина* или снежный завал в горах.

Зоркий лед. Гладкий, прозрачный осенний лед; *подзор* — тот же лед на Псковском оз.

Зуб (сев. моря). Неровный край прибрежного льда; трещина во льду, образовавшаяся в реках от прибоя, больших приливов и отливов, а в море — от морских течений и усиленного волнения воды во время штормов и зимних бурь.

Зярык (Урал). Расщелина во льду.

Ивень (сев.-зап. и зап. обл.), *ивень* (Калужская обл.). *Иней*, *изморозь*. *Изморозь* (Вост. Сибирь). Морозная пыль или замерзший в воздухе водяной пар, падающий в виде мелкого снега при ясном небе. В сев. обл. — замерзший верхний слой снега; в Сибири — гололедица.

Икра, икрина (Тамбовская, Рязанская, Саратовская обл.). Лыдина, плавучий лед.

Икровник (Тамбовская обл.). Ледяная запруда, *затоп*.

Кабан, кобань (Калининская обл.). Большая лыдина, глыба льда.

Кальгаспоры (Памир). *Кающиеся снега и льды*, достигающие здесь в высоту 2 м.

Кам (арм.). Талые снежные воды.

Кар (тюрк.), гар (азерб.). Снег.

Карниз (Сибирь). Кромки ледяных выступов, нависающих над поверхностью воды у берегов реки во время ее замерзания или вскрытия. В арктических морях выступы льда над водой по краю лыдины.

Каша. Скопление мелкобитого льда на р. Урал.

Кибиша (груз.). Горный ледник, спускающийся уступами.

Кидега (Карелия). Незначительный *снегопад* при морозе.

**Кидь, кить** (Вологодская обл., Урал, Зап. Сибирь). Мягкий и рыхлый снег, падающий хлопьями в теплую погоду осенью или зимой, часто перемежку с дождем. Иногда употребляется в значении выюга, *метель*. В Саянах — сильный осенний снегопад.

**Киж** (Архангельская, Вологодская обл.). Первый сильный *снегопад*, выпадающий весной и осенью и быстро стаивающий снег. В Вологодской обл., кроме того, — небольшая осенняя пороша, в Тамбовской обл. — крупные хлопья снега, рыхлый снег; выюга, *метель*.

**Кита, кид, киж** (коми). *Изморозь, иней*, мелкий сухой снег в морозную погоду. Отсюда *кичища, хиж* — сухой снег, *иней, сугроб, метель* (общее значение: снег, препятствующий движению).

**Кича** (Приуралье, Урал, Зап. Сибирь). *Метель, выюга, изморозь, снегопад*.

**Когва, когма** (Архангельская обл.). *Наледь*, второй слой льда от воды, излившейся на основной ледяной горизонт; обледеневший сверху снег после оттепели, а также выступающая в зимние оттепели поверхность от дождя или подтаявшего снега.

**Коледуха** (Архангельская обл.). Гладкий лед, образующийся в тихих заливах и закрытых губах Белого моря; иногда употребляется в значении *гололедица*.

**Колоб** (Архангельская обл.). Обширное скопление льда весной, ледяные *торосы*.

**Колобавник**. Скопление окатанных ледяных глыб на берегах оз. Байкал. **Колтужник, колтак** (Архангельская обл.). *Шуга, ледяное сало* на реке, льдины или смерзшиеся комья снега, свободно плавающие в Белом море.

**Копоть** (Сибирь). Мелкий снег и туман, затрудняющий видимость.

**Кор** (коми). Лед, образующийся осенью в большую воду, под которым впоследствии образуются пустоты.

**Кора** (Сев. Урал). Лед по окраинам реки над пустотами после падения уровня воды.

**Коренная вода** (Сибирь). Второе половодье в реках от таяния горных снегов в июле.

**Коржава, коржуха, куржа, куржак, куржевина** (сев. обл., Урал, Сибирь).

*Изморозь* и скопление снега на деревьях.

**Косица** (Юж. Урал). Глубокий сугроб снега на вершине горных гребней с отвесной стенкой на подветренной стороне. В Ярославской обл. — длинный узкий снежный нанос или сугроб.

**Кочку** (тюрк.). *Снежная лавина, обвал, оползень*.

**Кочма** (Белое море). Тонкий лед, образующийся весной от морских приливов поверх толстого зимнего льда.

**Крига, крыга, крица, крина, кричина, крына, крыжина, кричье, кринник, крнжина, крижка**. Лыдина, плавающий лед, глыба льда. Отсюда в Брянской обл. *крыга* — свободная лыдина, в Белоруссии — большая лыдина на реке, речной ледоход.

**Крупа** (в диалектах). Мелкий *град, иней, изморозь*. Отсюда *крупница* — обледеневшие снежинки, мелкие градины.

**Крутень**. Вихрь, *метель, выюга*.

**Крутелица**. *Метель, выюга*.

**Крышка**. Весенний лед на Белом море.

**Куга** (Иркутская обл.). *Метель, пурга, непогода*.

**Куйвикуй** (чукот.), *куйвын* (коряк.). *Наледь* на реках, *ледник*.

**Кура, куреха** (центр. обл., Сибирь). *Поземка, пурга; буран, метель*.

**Курга** (Курская и Белгородская обл.). *Метель, пурга*.

**Курева, курево, куревуха** (сев. и сев.-зап. обл.). *Метель, выюга*. Отсюда *куревить, курить* — снежить, заметать, запорошить снегом или пылью.

**Курень** (Мурманская обл.). *Выюга, метель*.

**Курер** (эвенк.). Лед, намерзший на окне.

**Куржа, куржак** (Урал, Сибирь). *Изморозь, иней*, особенно на окнах, стенах и потолке, когда теплый и влажный воздух попадает в холодное помещение. В Новосибирской обл. — снег на ветвях деревьев. В разных обл. Урала, Сибири и Дальнего Востока встречаются также формы: *куржачиха* — *изморозь*, *куржвяк* — *иней*, *куржевень* — *иней*, *изморозь*, *куржевина* — *изморозь*, снег на деревьях, *куржевinka* — *иней*. В сев. обл. *куржуха* — *иней, изморозь*.



**Курта** (Ульяновская обл.). *Метель*, пурга.

**Кутерга** (Пермская, Вологодская, Калининская обл.). Вьюга, сумятица. **Кутерьма**, **кутельга**, **кутельма**, **кутельба**. Непогода, вьюга, *метель*.

**Кутёха** (Ленинградская обл.), **кутига** (Калужская обл.), **кутиловка** (Архангельская обл.), **кутиха** (Пермская и сев.-зап. обл.), **кутня** (Карелия и Вологодская обл.). Вьюга, *метель*, пурга.

**Кутить**. Кружить, крутить (о вьюге, метели).

**Кутья** (Куйбышевская обл.). Хлопья падающего снега.

**Кухта**, **куфта** (Сибирь, Урал). Обильная *изморозь* и снег на ветвях деревьев или снег, задержавшийся на ветвях при снегопадах во время оттепели, под тяжестью которого ветви и деревья сгибаются, а нередко и ломаются; на Колыме — изморозь, туман.

**Кыча** (Архангельская обл.). *Изморозь*, снег; сильный мороз, когда снег скрипит под полозьями саней и на все предметы ложится густая изморозь; в Иркутской обл. и Якутии — мелкий снег.

**Лам** (чечен.). Гора, покрытая вечными снегами.

**Ледина**. Лыдина. Отсюда **ледница** (Саратовская обл.) — *гололедица*.

**Ледовина** (общеслав.). Ледяная глыба, лыдина; место, покрытое ледяной корой. Отсюда **ледовица**, **леденица** — *гололедица*, ледяная кора, покров промерзшего мокрого снега. **Ледопол**, **ледополье**. Вскрытие реки, озера, весенний ледоход.

**Ледостай** (Вологодская обл.). *Ледостае*.

**Лед-тошак**. Лед на болоте от первых морозов, при понижении воды создает ледяную крышку, иногда хрупкую, ломающуюся.

**Ледянка** (Воронежская обл.). Лыдина, плывущая по реке; в Ярославской обл. — *гололедица*.

**Лепень**, **лепен**, **лепня**, **лепуха**, **липуха**. Мокрый липкий *снегопад*; снег, падающий крупными хлопьями; слякоть.

**Ломы**. Ледяные наплески от прибоя в морозную погоду на Псковском оз.

**Луды** (помор.). Каменистые островки со следами ледниковой обработки в Белом и Баренцевом морях.

**Лумба** (Карелия). Вода, выступившая поверх льда, а также второй слой льда, образовавшийся в этой воде.

**Лым** (коми). Снег, снежный.

**Лымтас** (Урал). Впадина на склоне, в которой зимой скапливается много снега, стаявающего только летом.

**Майна** (сев. моря). Полынья, широкая прорубь во льду. Открытый участок воды между льдинами Большая яма, вырубленная в ледяном покрове на реке и имеющая на дне небольшие отверстия для пропуска воды из реки.

**Мга** (центр. обл.). Густой, сырой туман, морось, *метель*.

**Менги** (тув.), **мёнгю** (кирг.). *Ледник*, вечный снег, белок.

**Метик** (Сибирь). Весенний рассыпчатый лед. На Байкале — осенний лед.

**Метуха**, **заметель**. *Метель*.

**Метуха**, **мятуха** (Сибирь). Мелкие плавающие льдины в море в межсезонье.

**Мжа** (укр.). *Изморозь*.

**Мкинвари** (груз.). *Ледник*.

**Моль**. Мелкий снежок.

**Муз**, **мус** (тюрк.). Лед. Отсюда **мус хая** (якут.) — *ледник*, обледеневшая гора.

**Муздак** (казах.). Гололедица, ледяной наст на снегу.

**Мятик**, **метень** (Прибайкалье и Забайкалье). Смерзшиеся массы снега, снесенного в водоемы и реки; часто приводят к развитию наледных процессов.

**Мятнак** (Байкал). Изломанный волнами лед, прибитый к берегам.

**Мятник** (Олонецкий край). Сухой снег.

**Мятуха** (Архангельская обл.). Мелкий лед.

**Навив** (Вост. Сибирь). Снежные заносы в горах; скопления снега, нависающие с крутых скал и местами образующие мощные карнизы.

**Навись** (Сев. Кавказ). Снег на деревьях, покрывающий ветви толстым слоем в снежную, мягкую, безветренную погоду.

**Накат**. Снежный обвал, *лавина*.

**Наледь, наледок, наледица** (Псковская обл.). *Гололед, гололедица*.

**Налой** (Орловская обл.). Вода поверх льда, наледица.

**Наплески**. Выбрасываемые прибоем куски внутриводного льда на охлажденные морские или озерные берега.

**Наракуй** (Архангельская обл.). Твердая льдистая корка на поверхности снега, *гололедица*.

**Наслуд** (Рязанская обл.). *Наслуд*.

**Несяк** (вост. часть Белого моря), **стамик**, **стамуха** (зап. часть Белого моря). Нагромождения морского льда на мелях, достигающие в высоту 7—8 м.

**Обжор, обжора** (Псковская обл.). Вода, выступившая поверх льда, иногда замерзшая; часто образуется на склонах льда у порогов.

**Обледь, обледье, обледеница**. *Гололед, гололедица*, ледяная корка на земле; ледяная кора, покрывающая все предметы, когда морозы резко сменяются оттепелью и дождем.

**Облой** (Псковская обл.). Обильный крупный снег; снежная и обледеневшая крупа, град, смерзшийся наст; в Калининской обл. — *наслуд*.

**Облывина** (Сибирь). *Снежная лавина*.

**Обрез** (Смоленская обл.). Жесткий снег, по которому неудобно бежать некованным лошадям; неровность зимней дороги после вьюги.

**Ожеледица**. *Гололедица*.

**Окат** (Вост. Сибирь). Снежный обвал, *лавина*.

**Опарина** (р. Урал). Не замерзшее, но слегка затянутое льдом место в реке, озере. В сильные морозы от воды в этих местах поднимается пар.

**Осенец** (Прибайкалье и Забайкалье). Доинный и внутриводный лед на реках, наиболее активно формирующийся в начале зимы. Также *наледь*, образующаяся на пойме и прибрежных участках рек после установления ледяного покрова вследствие намерзания грунтовых вод, выходящих в береговых обнажениях.

**Отзимок** (Архангельская обл.). Холодная весенняя вода после вскрытия льдов и таяния снега; в Карелии — снег, выпавший весной после таяния зимнего снега.

**Падара, падера, падора, падра** (сев. и сев.-зап. обл.). Обильный мокрый

снег, вьюга, всякая непогода; на Енисее — первый осенний снежок.

**Падеж** (Архангельская обл.). Носющаяся по морю большая льдина.

**Падь** (сев. обл.), **паль** (помор.). Густой *снегопад* в виде крупных влажных хлопьев.

**Перемет**. Длинная снежная коса, пересекающая полотно дороги в промежутках между препятствиями для ветра, напр. между домами.

**Перенова**. Только что выпавший первый снег.

**Пирьях** (тадж.). Старый лед, *ледник*.

**Подина** (север СССР). Участок мерзлой земли с грунтовым льдом, который оттаивает только к осени или не успевает оттаять совсем.

**Подслуд**. Подземный лед.

**Поземка**. В разных областях РСФСР в этом значении употребляются слова: *волокуша, заметь, куреха, позёмица, поземь, позьмуха, поносуха, поползуха, сипуга, сипуха, ташиха, тягуша*.

**Понизовка** (зап. и центр. обл.). *Метель, поземка*.

**Понора** (Новгородская обл.). Прорубь во льду.

**Понос** (сев.-зап. обл.). Снежный сугроб.

**Поносуха** (Архангельская обл.). Сильный ветер со снегом, *метель*.

**Пороха, пороша**. Первый выпавший снег; свежий снег, который ложится на старый.

**Потайка** (Сев. Урал). Начало таяния снега, приводящее к образованию наста при промерзании.

**Пролом** (сев. обл.). Тонкий наст, непрочная свежая корка, ломающаяся под полозьями нарт.

**Пропарина** (Вост. Сибирь). *Полынья* в реке при мощном ледяном покрове в конце зимы.

**Прорубь**. Отверстие, пробитое в речном или озерном льду.

**Пузырь** (Забайкалье). Наледный *бугор пучения* в долине реки или в русле небольшой речки. Иногда лопается, и тогда вода бьет фонтаном, далеко выбрасывая куски льда.

**Пурга** (сев. обл. и Сибирь). Сильная снежная буря и *метель* при низких температурах. Син. этого слова служит распространенный в Сев. Америке и полярных странах термин *близзард* (блицард).

**Пурдега** (Карелия). Зимняя вьюга, пурга.

**Пустоледка, пустоледица.** Пустота подо льдом между берегом и уровнем реки, упавшим после осеннего паводка. В научную литературу вошел термин *пустолед*.

**Путерьга** (Поволжье, Сибирь). Перемещающаяся *метель*, непостоянная вьюга, буран.

**Пуча** (Вост. Сибирь, Забайкалье). Бугор с ледяным ядром.

**Развель** (Красноярский край). Сильная оттепель, приводящая к быстрому частичному таянию снега.

**Развод** (Сибирь и Дальний Восток). Рыхлый снег, тающий в ясный весенний день после утреннего наста и не удерживающий ни человека, ни собаки; в Псковской обл. и на Саянах — оттепель, распутица.

**Разводье** (Поморье). *Полынья*, образовавшаяся в плавающих по морю льдах; скопление воды на поверхности льда.

**Разрой** (Псковская обл.). Расхождение: весной льдов на реках и озерах; на Сев. Каспии и Нижней Волге — ноздреватый, рыхлый, сильно подтаявший лед.

**Распар** (Сев. Урал). Глубокая оттепель среди зимы, когда на поверхности снега появляется вода.

**Резун** (Вост. Сибирь и Камчатка). Тонкий весенний лед, острый в гранях, который режет ноги лошадям и диким животным. Отсюда *резунец* — осенняя корка тонкого льда на реках и озерах Вост. Сибири.

**Ровга, ровда, ровка** (сев. обл.). Почвенный лед, многолетнемерзлые породы. Береговой лед, покрытый первой весенней водой; в Карелии — испарение снега и вообще влаги в первые весенние солнечные дни.

**Ропак** (Архангельская обл. и Карелия). *Наледь*, замерзший вал льда вокруг проруби.

**Ропас** (помор.). Нагромождение льдин на берегу. *Рупасы*. Наплески льда от прибоя на холодных берегах Ладожского озера.

**Рупок**. Крепкая льдина, выдерживающая человека.

**Ростополь** (Поволжье и Дон). Зимняя оттепель, начало снеготаяния, весеннее половодье.

**Рям** (Архангельская обл.). Вьюга, *метель*.

**Рянда** (сев. обл.). Густой влажный снег, падающий крупными хлопьями при теплой осенней или зимней погоде; снег с дождем; снежная слякоть.

**Сардык** (Забайкалье и Саяны). Голец, снеговая вершина в горах.

**Сарка**. Донный лед на реках Поволжья.

**Сарруйц** (арм.). Лед. Отсюда *сарра-падашт* — *ледник*.

**Саса(и)** (бур.). Снег, снежный.

**Свежун** (Сибирь и Приуралье). Вешняя снеговая вода; в Вост. Сибири — талая вода на поверхности озерного льда.

**Свежуха**. Талая весенняя вода с гор. **Серен** (Смоленская и центр. обл., Белоруссия). Снежный наст; *гололед*, снежная корка после оттепели, твердый зимний снежный покров, по которому удобно ходить на лыжах.

**Синчак, синчик** (р. Урал). Тонкий лед на реке или озере, еще не покрывшийся снегом.

**Сипуга, сипуха** (центр. обл.). *Метель, поземка*.

**Сковорода** (Горьковская обл.). Тонкий льдистый наст или корка на снегу.

**Слана**. Иней.

**Слудь** (Архангельская обл.). Наст.

**Слуз** (от Белого моря до Дона). Вода, появившаяся на поверхности речного льда в результате дождя и оттепели. *Наледь*, пленка льда.

**Слюзь**. Наледь (Архангельская обл.), оттепель (Калининская обл.). Отсюда *наслуз* (Карелия) — *наледь*.

**Слякиша**. Мокрый снег (Средний Урал), мокрый снег на льду озера (Псковская обл.). Отсюда *слеча* (сев. обл.) — мокрый снег.

**Снегоед** (Минусинская котловина). Сухой и теплый фёновый ветер, приводящий к сходу снежного покрова, гл. обр. благодаря испарению.

**Снегосбор**. Участок горного склона, где снег собирается в большом количестве.

**Снегосброс**. Участок горного склона, на котором из-за крутизны снег не задерживается и скатывается вниз; такие участки круглый год остаются бесснежными.

**Снежанка**. Талая снежная вода, скопление мокрого тающего снега на поверхности льда.

**Снежица.** Снежинки, попадающие в воду во время обильного снегопада и образующие пропитанную водой замерзающую снежную кашу.

**Снежица** (Поволжье). Комья грязного илистого снега на поверхности реки.

**Сной** (басс. Камы, Вятки и Средней Волги). *Метель*, *вьюга*.

**Сокуи** (Байкал). Береговые ледяные валы высотой до 5 м, образующиеся осенью и зимой во время сильных морозов в результате активной волноприбойной деятельности, приводящей к выплескам воды на берег. Перед ледоставом в формировании С. участвуют выбрасываемые ветром несмерзшиеся между собой кристаллы внутриводного льда. Различают бережные сокуи, образующиеся на пологих берегах при постепенном снижении уровня в озере, и морские сокуи, возникающие на ледяном забеге.

**Сохра** (басс. Колымы). Бугор на льду.

**Стамик** (Белое море). Отдельный подводный камень или каменистая подводная мель, на которых дрейфующий лед останавливается и образует *торос* или *стамуху*.

**Стамой лед** (Белое море). Круглый год не тающий лед. Отсюда термин *стамуха*.

**Становая щель** (Байкал). Расщелина на льду озера, образующаяся каждый год в одном и том же месте и не замерзающая всю зиму. Вдоль щели всегда идет стена торосов.

**Стекольник** (Байкал). *Торос*, образованный тонкими льдинами, разбросанными равномерно на большой площади и имеющими примерно одинаковый угол наклона, в отличие от беспорядочного нагромождения битого льда.

**Стор** (Тульская обл.). *Ледоход*, *шуга*, мелкий плавучий лед. В значении *ледоход* употребляется на Дону.

**Сувой.** Снежный сугроб с *застругами*.

**Суга** (эвенк.). *Шуга*, *торос*.

**Судра** (сев. обл.). *Метель*, *вьюга*, *буран*.

**Сумятица** (басс. Вятки). Снежная погода, когда много снега и плохой проезд по дорогам.

**Сушенец** (Иркутская обл.). Пустые пространства между льдом и поверхностью воды после ее спада.

**Сушняк** (Сибирь). Слон льда на реках, разделенные воздушными прослойками толщиной от нескольких см до 0,3 м. Образуется в течение зимы начиная с поздней осени, когда промерзают горизонты деятельного слоя и приток в реки надмерзлотных подземных вод сокращается, уровень рек быстро понижается под образовавшейся на поверхности кромкой льда. Под этим ледяным горизонтом вода замерзает на новом уровне вторично, и это явление может повторяться несколько раз. На реках Охотско-Колымского края — ледяной покров, не оставляющий живой воды.

**Сыра** (ненец.). Снег, снежный, зима.

**Сэр** (ненец.). Лед, ледяной, белый.

**Тарма** (тадж.). *Снежная лавина*; лавинный снег, перегоревший узкое русло реки и создавший смерзшийся снежный мост, по которому можно переправляться с берега на берег.

**Тарын** (якут.). *Наледь*. Первоначальное значение — наледь на горной реке. Широко вошло в научную литературу для обозначения гигантских, обычно многолетних наледей на северо-востоке Якутии. Крупнейший тарын возникает в Улаханской долине р. Момы, правого притока Индигирки, он достигает в длину 40 км, в ширину 3,5 км и имеет толщину от 3 до 8 м. Некоторые авторы противопоставляют тарыны *наледям*, последним термином называя воду на льду.

**Тварь** (Владимирская обл.). Обильный мокрый и крупный снег; непогода, *метель*, *вьюга*.

**Тебелеры** (алт.). Наледные *бугры пучения* в Чуйской степи.

**Тепши** (кирг.). Ледниковая котловина у гребня гор; ледниковый *кар* или цирк.

**Товли** (груз.). Снег.

**Торный снег** (сев.-вост. Сибирь). Снег, сильно уплотненный ветром.

**Тороз** (Сибирь). Лыдина на реке, стоящая ребром; в Колымском крае — затор речного льда во время замерзания реки. Отсюда *тарас* (Камчатка) — ледяные бугры и кочки на поверхности замерзшей реки; лед с буграми.

**Тош** (алт.). Лед, ледяной; *наледь*.

**Убой** (Европейский Север, Сибирь, Дальний Восток). Наст, плотный снег, твердая дорога по снегу.

Отсюда **убойный снег** — плотный, крепкий.

**Уброд** (Европейский Север, Сибирь, Дальний Восток). Рыхлый, вязкий снег, глубокий, не слежавшийся снежный покров; трудная, вязкая дорога по снегу. **Убродно** идти — тяжело идти по рыхлому снегу.

**Улан** (тунг.-маньч.). **Наледь**, незамерзающая вода поверх льда на реке; **попынь**.

**Ульма** (Сев. Урал). Мокрый снег на поверхности снежного покрова и на деревьях, превращающийся в плотную ледяную корку.

**Уму** (эвенк.). Лед на реке, *шуга*, *наледь*.

**Утренник**. Ночной незимний мороз до восхода солнца, утренний заморозок.

**Ухта, ухка, бухта** (сев. обл.). Ледяное месиво, мелкобитый лед, снег на льду.

**Фиуз** (Карелия, юг Архангельской обл.). Резкий ветер со снегом, небольшая *метель*.

**Фурта** (центр.-черноземные обл.). **Метель**, **вьюга**. Отсюда **фортуна** (Карпаты) — *метель*.

**Хабур** (Колымский край). Лед, обнажившийся из-под снега поздней весной.

**Хар** (якут., хакас.). Снег.

**Хашар, хашер** (бур.). **Наледь**, наледная вода на реках; участок реки, где бывает наледь.

**Хвиля, хвиль, хвиль, хвыля, хвилюга, хвилюза** (среднерус. диалекты).

**Ненастье, мокрый снег, вьюга.**

**Хивус, хиус** (Европейский Север). Резкий холодный ветер, *метель* с сильным морозом.

**Хинган** (эвенк.). Горный хребет с нестационарным снегом во впадинах.

**Хирза** (басс. Вятки). **Гололедица**. Отсюда **хирзать** — скользить по льду.

**Хлупнет** (Вост. Сибирь). Выпадает глубокий и мягкий снег.

**Хляба** (Смоленская обл.). Дождь со снегом; **хляпа** — изморозь.

**Холодец** (Вост. Сибирь). Место в тенистых распадках или ущельях, где летом долго сохраняется снег или наледь.

**Храп**. Неровный, бугорчатый лед на реке, ставшей в бурную погоду; наст, тонкая ледяная корка на снегу; на

р. Урал и Каспийском море — заметно выступающие неровности на нижней поверхности льда.

**Храпец, храпок**. **Попынь** на Каспии; небольшое разводье в Поморье.

**Хунха** (бур.). Пустолед, сушенец.

**Хура, хурта** (сред. и юж. полоса Европейской части СССР, Сибирь). **Бур**, **вьюга, метель**.

**Целик** (Байкал). Бездорожье по снегу.

**Целуха** (Архангельская обл.). Большая неразбитая льдина; в Кировской обл. — снежный сугроб.

**Цылик** (Новгородская обл.). Нетронутый снежный покров.

**Цэлик** (белор.). Целый, не помятый ездой снег.

**Чамра** (сев. моря). Мокрый снег при тумане.

**Чапкын** (кирг.). Сильный бур, вьюга.

**Чарым** (сев. Приуралье, Урал, Зап. Сибирь, Алтай). Поверхность весеннего снега, который под влиянием солнечных лучей и ночных морозов превращается в ледяную игловатую корку; плотная, тонкая ледяная поверхность слежавшегося снега.

**Чёрён** (басс. Дона). Замерзший после дождя снег.

**Череп**. Наст, твердая ледяная корка на поверхности снега; гололедица после оттепели и последующего мороза; лед на весенней дороге.

**Чернина** (Псковская обл.). Чистый, прозрачный лед с темнеющей под ним водой.

**Чешуя** (Псковская обл.). Разбитый на отдельные иглы лед на реке или озере.

**Чигер** (центр. обл.). **Метель**; холодный осенний ветер с дождем и снегом.

**Чир** (Европейский Север, Сибирь). Ледяная корка на снегу, **гололедица**; первый чистый ледок при осеннем замерзании; наст, твердая зимняя дорога. Отсюда **зачирать** — покрываться настом.

**Чиран, чран** (балк.). **Ледник**.

**Чистяк** (Зап. Сибирь). Бур, при ясном небе и сильном морозе; **низовая метель**.

**Чит, читуха** (сев. обл.). Подмерзший снег.

**Чит, читок** (Сев. Приуралье). Тонкая ледяная корка, образующаяся на деревьях после оттепели.

**Чичега** (сев. обл.). *Изморозь*, мокрый снегопад.

**Чичер, чичера** (центр. обл.). *Метель*; резкий холодный осенний ветер с дождем и снегом.

**Чка, чки.** Плывающая льдина на Волге и Каспийском море, торос в Белом море, льдина на р. Урал; чка — шуга на Волге.

**Чон(г)муз** (кирг.). Горный ледник.

**Чукуры** (тюрк.). Причудливый холмистый рельеф морен древнего оледенения в юж. части Алайской долины. Буквально — впадина, углубление, яма.

**Шауш, шарань, шерошь, шарошь, шарш.** Первый плавучий осенний лед перед замерзанием Волги.

**Шах.** Верхний беловатый слой льда на Байкале в апреле, когда подтаивает снег, лежавший на нем зимой.

**Шерех, шорох** (Псковская обл. и на Волге). *Шуга*, мелкий лед на реке; мелкий осенний лед; тонкая ледяная корка на снегу, ломающаяся с шумом.

**Шершень** (Псковская обл.). Лед, образующийся осенью из падающего в воду снега.

**Шибя.** Тонкий лед в начале замерзания р. Колымы.

**Шихан** (помор.). *Стамуха* на Белом море.

**Шляга** (Псковская обл.). Слякоть, мокрая погода, когда мокрый снег перемежается дождем.

**Шуп** (Калининская обл.). Первый весенний лед на реке, *ледяное сало*.

**Шурга, шурган** (Заволжье). *Общая метель*, буря.

**Шуя** (Белое море). Лед в море, *торос*, непроходимый для судов; в басс. Вятки — *шуга*, мелкобитый лед на реке.

**Щёнок** (помор.). Небольшой *айсберг*, недавно отколовшийся от ледника и плавающий в воде. Отсюда щёнка — *отел ледника*.

**Язык** (сев. моря). Подводный удлиненный ледяной выступ, протянувшийся от основной льдины.

**Яхдон** (тадж.). Ледяной поток, *ледник*.



## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ И РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Г. А. Определение поверхностных скоростей движения ледников методами наземной стереофотограмметрии. — Изв. АН КазССР, сер. геогр., 1948, № 57, вып. 1, с. 86—124.
2. Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин. — Труды Ин-та географии АН СССР, 1950, вып. 45, с. 15—44.
3. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. — Труды Ин-та географии АН СССР, 1953, вып. 56, с. 5—43.
4. Авсюк Г. А. Измерение температур льда ледника Карабаткак. — Труды Ин-та географии АН СССР, 1954, т. 60, с. 76—122.
5. Авсюк Г. А. Температурное состояние ледников. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1955, № 1, с. 14—31.
6. Авсюк Г. А., Гросвальд М. Г., Котляков В. М. Палеогляциология: предмет и методы, задачи и успехи. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1972, вып. 19, с. 92—98.
7. Авсюк Г. А., Марков К. К., Шумский П. А. Холодная пустыня в Антарктиде. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1956, № 4, с. 16—25.
8. Аккуратов В. Н. Генетическая классификация лавин. — Труды Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции, 1959, т. 1, с. 215—233.
9. Алексеев В. Р. Наледи и наледные процессы (вопросы терминологии и классификации). — Новосибирск: Наука, 1978. — 188 с.
10. Алексеев В. Р., Савко Н. Ф. Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты). — М.: Наука, 1975. — 204 с.
11. Алексеев В. Р., Соколов Б. Л. Полевые исследования наледей. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 152 с.
12. Альтберг В. Я. Донный лед. — Труды ГГИ, 1931. — 77 с.
13. Альтберг В. Я. Подводный лед. — М.: ГОНТИ, 1933. — 200 с.
14. Антарктика. Доклады Комиссии, 1980, вып. 19. — 207 с.
15. Аэродинамические свойства снегозадерживающих лесонасаждений. — М.: Транспорт, 1978. — 124 с.
16. Бажев А. Б. Роль внутреннего инфильтрационного питания в балансе массы ледников и методы его определения. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1973, вып. 21, с. 219—230.
17. Белоусов В. В. Геотектоника. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — 333 с.
18. Берденников В. П. Изучение модуля упругости льда. — Труды ГГИ, 1948, вып. 7(61), с. 42—64.
19. Богородский В. В. Физические методы исследования ледников. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 214 с.
20. Богородский В. В. Радиозондирование льда. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 63 с.
21. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1980. — 384 с.
22. Богородский В. В., Гусев А. В., Хохлов Г. П. Физика пресноводного льда. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 226 с.

23. Богородский В. В., Гаврило В. П., Недошивин О. А. Разрушение льда. — Л., Гидрометеониздат, 1983. — 232 с.
24. Божинский А. Н. Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор. — Итоги науки и техники. Гляциология. — М.: ВИНТИ, т. 2, 1980, с. 111—121.
25. Божинский А. Н., Григорян С. С. О равновесии снежного покрова на склонах гор. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1978, вып. 34, с. 101—107.
26. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 74, — 118 с.
27. Бутягин И. П. Прочность льда и ледяного покрова. — Новосибирск: Наука, 1966. — 154 с.
28. Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 192 с.
29. Бушуев А. В., Волков Н. А., Лощилов В. С. Атлас ледовых образований. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 139 с.
30. Бялобжеский Г. В., Дюнин А. К. и др. — Зимнее содержание автомобильных дорог. — М.: Транспорт, 1966. — 224 с.
31. Вейнберг Б. П. О внутреннем трении льда. — СПб, 1906. — 144 с.
32. Вейнберг Б. П. Снег, иней, град, лед и ледники. — Одесса: Mathesis, 1909. — 127 с.
33. Вейнберг Б. П. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. — М. — Л.: Гос. изд-во техн.-теор. лит-ры, 1940. — 524 с.
34. Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2, ч. 1, вып. 1. История природных вод. — Л.: Госхимтехиздат, 1933, с. 199—403.
35. Виноградов Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 155 с.
36. Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. — Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, 1889, т. 18, № 2. — 212 с.
37. Войтковский К. Ф. Расчет сооружений из льда и снега. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — 136 с.
38. Войтковский К. Ф. Механические свойства снега. — М.: Наука, 1977. — 126 с.
39. Войтковский К. Ф. Критерии устойчивости снежного покрова на лавиноопасных склонах. — В кн.: Лавины Приэльбрусья. М., 1980, с. 79—93.
40. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). — М.: Наука, 1966. — 150 с.
41. Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. — М.: Наука, 1975. — 215 с.
42. Втюрин Б. И., Втюрина Е. А. Принципы классификации литокриогенных процессов и явлений. — Геоморфология, 1980, № 3, с. 13—22.
43. Втюрина Е. А. Криогенное строение пород сезоннопротаивающего слоя. — М.: Наука, 1974. — 127 с.
44. Втюрина Е. А., Втюрин Б. И. Льдообразование в горных породах. — М.: Наука, 1970. — 280 с.
45. Геологический словарь. — М.: Недра, 1978 (Т. 1: А — М, 486 с., т. 2: Н — Я, 456 с.).
46. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1939. — 462 с.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

47. Гернет Е. С. Ледяные лишай. — Токио, 1930. — 122 с. Новое изд-е: М.: Наука, 1981. — 144 с.
48. Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза. — Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 118. — 112 с.
49. Глазырин Г. Е. Моделирование взаимодействия климата, рельефа и горных ледников. — Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 3—8.
50. Глазырин Г. Е., Соколов Л. И. К возможности прогноза характеристик паводков, вызываемых прорывами ледниковых озер. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1976, вып. 26, с. 78—84.
51. Голубев Г. Н. Гидрология ледников. — Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 247 с.
52. Гракович В. Ф. Информационная система «Снег». — М.: Гидрометеониздат, 1978. — 201 с.
53. Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. — М.: Наука, 1983 — 216 с.
54. Гросвальд М. Г., Котляков В. М., Шумский П. А. Шельфовые ледники (ледники-шельфы): определение, терминология, классификация. — В кн.: Антарктика, доклады Комиссии 1967 г., 1969, с. 114—124.
55. Гросвальд М. Г., Мазо В. Л. Морфолого-динамическая классификация покровных ледников. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1980, вып. 40, с. 43—51.
56. Деев Г. Н., Лосев К. С. Англо-русский гляциологический словарь. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1962, вып. 5, с. 113—162.
57. Деев Ю. А., Попов А. Ф. Весенние зажоры льда в русловых потоках. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 110 с.
58. Дискуссия о хиносфере. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1963, вып. 7, с. 164—189.
59. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Пульсирующие ледники. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 192 с.
60. Долов М. А. Деформация снега при больших импульсных нагрузках. — Труды ВГИ, 1967, вып. 9, с. 3—12.
61. Донченко Р. В. Физические свойства внутриводного льда и шуги — Труды ГГИ, 1956, вып. 55, с. 3—30.
62. Донченко Р. В. Ледовый режим водохранилищ СССР. — Труды ГГИ, 1971, вып. 187, с. 3—108.
63. Донченко Р. В. Закономерности формирования зажоров в нижних бьефах ГЭС. — Труды ГГИ, 1974, вып. 219, с. 56—71.
64. Донченко Р. В., Коробко А. С., Щеголева Е. В. Закономерности образования и распространения заторов льда на реках СССР. — Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 3—15.
65. Драневич Е. П. Гололед и изморозь. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 228 с.
66. Дюнин А. К. Испарение снега. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. — 119 с.
67. Дюнин А. К. Механика метелей. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — 378 с.

68. Дюнин А. К. Механика сильных метелей.— Труды Новосиб. ин-та инженеров жел.-дор. транспорта, 1974, вып. 159, с. 3—110.
69. Евгенов Н. И. Альбом ледовых образований на морях.— Л.: Гидрометеониздат, 1955.—139 с.
70. Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— М.: Наука, 1964.— 120 с.
71. Заморский А. Д. Атмосферный лед — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1955.— 378 с.
72. Зверкова Н. М., Кренке А. Н., Чернова Л. П. О способах определения границы питания ледника.— Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1982, вып. 44, с. 199—207.
73. Зотиков И. А. Тепловой режим мощных ледников.— Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1963, вып. 8, с. 118—122.
74. Зотиков И. А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды.— Л.: Гидрометеониздат, 1977.— 168 с.
75. Зотиков И. А. Теплофизика ледниковых покровов.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 288 с.
76. Зубов Н. Н. О предельной толщине морских многолетних льдов.— Метеорология и гидрология, 1938, № 4, с. 123—131.
77. Зубов Н. Н. Морские воды и льды.— М.: Гидрометеониздат, 1938.— 456 с.
78. Зубов Н. Н. Льды Арктики.— М.: Изд-во Главсевморпути, 1945.— 360 с.
79. Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор.— Новосибирск: Наука, 1981.— 173 с.
80. Иверонова М. И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1950, т. 45, с. 69—88.
81. Инженерная гляциология. Под ред. Г. К. Тушинского.— Изд-во МГУ, 1971.— 208 с.
82. Казанский А. Б. Возможность регулирующей роли жидкого стока в режиме пульсирующего ледника.— Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1978, вып. 32, с. 133—137.
83. Калесник С. В. О некоторых новых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-Шане.— Изв. ВГО, 1934, т. 66, вып. 3, с. 389—396.
84. Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР.— Л.— М.: Гидрометеониздат, 1937.— 182 с.
85. Калесник С. В. Общая гляциология.— Л.: Учпедгиз, 1939.— 327 с.
86. Калесник С. В. Очерки гляциологии.— М.: Географгиз, 1963.— 551 с.
87. Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова центрального сектора Восточной Антарктиды.— Труды САЭ, 1961, т. 19.— 93 с.
88. Капица А. П. Подледный рельеф Антарктиды.— М.: Наука, 1968.— 100 с.
89. Каплин П. А. Фиордовые побережья Советского Союза.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 188 с.
90. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана.— М.: Изд-во МГУ, 1973.— 266 с.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

91. Карта лавиноопасных районов Советского Союза. — Изд-во МГУ, 1971. — 28 с. + карты.
92. Каштелян В. И., Позняк Н. И., Рывлин А. Я. Сопротивление льда движению судна. — Л.: Судостроение, 1968. — 237 с.
93. Княшинский М. И. Борьба со снежными заносами на автомобильных лесовозных дорогах. — М.: Лесная промышленность, 1964. — 126 с.
94. Классификация и терминология льдов, встречающихся в море. — Л.: Гидрометеониздат, 1954. — 21 с.
95. Коломыц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. — М.: Наука, 1976. — 208 с.
96. Коломыц Э. Г. Методы кристалломорфологического анализа структуры снега. — М.: Наука, 1977. — 200 с.
97. Комаров А. А. Повышение эффективности снегозащитных средств на железных дорогах Сибири. — Новосибирск, кн. изд-во, 1959. — 106 с.
98. Комаров А. А. Предупреждение снежных заносов на дорогах Заполярья. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965. — 160 с.
99. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 295 с.
100. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 230 с.
101. Копанев И. Д. Методы изучения снежного покрова. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 228 с.
102. Коржавин К. Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. — 325 с.
103. Корженевский Н. Л. Каталог ледников Средней Азии. — Ташкент, Среднеаз. метеорол. ин-т, 1930. — 200 с.
104. Корженевский Н. Л. Ледники северного склона Алайского хребта. — Ташкент: Изд-во САГУ, 1955. — 63 с.
105. Короткевич Е. С. Полярные пустыни. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 420 с.
106. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 246 с.
107. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. — Л.: Гидрометеониздат, 1968. — 479 с.
108. Котляков В. М., Гордиенко Ф. Г. Изотопная и геохимическая гляциология. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 288 с.
109. Котляков В. М., Кренке А. Н. Роль наземного оледенения в водно-ледовом балансе Арктики. — Изд. АН СССР, сер. геогр., 1980, № 4, с. 11—21.
110. Котляков В. М., Лебедева И. М. «Кающиеся» снега и льды, механизм их образования и индикационное значение. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 3, с. 26—36.
111. Котляков В. М., Ушаков А. И., Ходаков В. Г. Современные проблемы инженерной гляциологии и хозяйственная деятельность людей. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1981, вып. 40, с. 211—224.

112. Красс М. С. Математическое и численное моделирование ледниковых процессов. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1982, вып. 43, с. 108—113.
113. Кренке А. Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов. — Итоги науки. Метеорология и климатология, вып. 1. М., ВИНТИ, 1971, с. 168—207.
114. Кренке А. Н. Зоны льдообразования на ледниках. — Геофиз. бюлл., 1973, № 25, с. 44—56.
115. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 288 с.
116. Кренке А. Н., Бажев А. Б. и др. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1970, вып. 17, с. 277—288.
117. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1966, вып. 12, с. 153—163.
118. Кропоткин П. А. Исследование о ледниковом периоде. — СПб, 1876. — 770 с.
119. Кузьмин П. П. Стаивание ледников и тепловой баланс. — Геофизика, 1937, т. 7, вып. 4, с. 272—283.
120. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 179 с.
121. Кузьмин П. П. Формирование и режим снежного покрова и методы определения снегозапасов. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 171 с.
122. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 345 с.
123. Кунгурцев А. А. Проектирование снегозащитных мероприятий на дорогах. — М.: Автотрансиздат, 1961. — 108 с.
124. Лавиноопасные районы Советского Союза. Под ред. Г. К. Тушинского. — Изд-во МГУ, 1970. — 198 с.
125. Лавров В. В. Деформация и прочность льда. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 206 с.
126. Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. — М.: Наука, 1969. — 181 с.
127. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. — М.: Наука, 1976. — 238 с.
128. Лазебников М. Г. О проходимости автомобилей по грунтовой и снежной целине. — М., 1958. — 160 с.
129. Левков Э. А. Гляциотектоника. — Минск.: Наука и техника, 1980. — 280 с.
130. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. — М.: Наука, 1974. — 438 с.
131. Лосев К. С. Лавины СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 131 с.
132. Мазо В. Л. Взаимодействие в системах ледников и снежников и мера их компактности. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1978, вып. 34, с. 75—80.
133. Марков К. К. Ледниковая теория (исторический очерк). — В кн.: Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географиз, 1955, с. 298—337.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

134. Матвиенко В. С., Гербер А. Р. Экспериментальные исследования взрыва в снеге. — Труды Новосиб. ин-та инженеров жел.-дор. транспорта, 1972, вып. 141, с. 53—65.
135. Мачерет Ю. Я. Гравиметрический метод в гляциологии. — В кн.: Итоги науки и техники. Гляциология, т. 1. Геофизические методы в гляциологии. М., ВИНТИ, 1977, с. 6—40.
136. Мачерет Ю. Я. Сейсмический метод в гляциологии. — В кн.: Итоги науки и техники. Гляциология, т. 1. Геофизические методы в гляциологии. М., ВИНТИ, 1977, с. 41—86.
137. Международная ледовая номенклатура. — Л.: Гидрометеиздат, 1956. — 20 с.
138. Мельник Д. М. Предупреждение снежных заносов на железных дорогах. — Труды Всес. НИИ жел.-дор. транспорта, 1966, вып. 313.— 244 с.
139. Михель В. М., Руднева А. В., Липовская В. И. Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 204 с.
140. Москалев Ю. Д. Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты. — Труды САНИИ, 1977, вып. 36(117). — 232 с.
141. Мурзаев Э. М. Словарь народных географических терминов. — М.: Мысль, 1984. — 653 с.
142. Мушкетов И. В. Физическая геология, т. 2. Денудационные процессы. — СПб, 1907. — 957 с.
143. Никифорова К. В., Певзнер М. А. Проблемы стратиграфии, геохронологии и корреляции четвертичной системы. — В кн.: Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982, с. 5—99.
144. Новое в терминологии и расчетах баланса массы ледников. Под ред. В. М. Котлякова. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1973, вып. 21, с. 205—219.
145. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 86 с. + 2 карты.
146. Оледенение Земли Франца-Иосифа. — М.: Наука, 1973. — 352 с.
147. Основные положения по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1973, вып. 22, с. 199—222.
148. Осокин Н. И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. — М.: Наука, 1981. — 72 с.
149. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. — 313 с.
150. Пальгов Н. Н. Ледники Казахстана и основные черты их режима. — В кн.: Гляциол. иссл. в период МГГ. Заилийский и Киргизский Алатау, Алтай, 1964, вып. 4, с. 5—27.
151. Панов В. В. Обледенение судов. — Труды ААНИИ, 1976, т. 334.— 263 с.
152. Паундер Э. Ф. Физика льда. — М.: Мир, 1967. — 189 с.
153. Перов В. Ф. Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор. — М.: Наука, 1968. — 119 с.

154. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. — Л.: Гидрометеониздат, 1967. — 462 с.
155. Петрографический словарь. — М.: Недра, 1981. — 496 с.
156. Пиотрович В. В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 18. — 135 с.
157. Подозерский К. И. Ледники Кавказского хребта. — Зап. Кавк. отдела Русск. геогр. об-ва, 1911, т. 29, вып. 1. — 200 с.
158. Попов А. И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. — В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, 1955, вып. 2, с. 5—24.
159. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). — Изд-во МГУ, 1967 — 304 с.
160. Попов А. И., Тушинский Г. К. Мерзлотоведение и гляциология. — М.: Высшая школа, 1973. — 271 с.
161. Попов Е. Г. Заторы льда и проблема борьбы с ними. — Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 52—61.
162. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 200 с.
163. Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Под ред. В. М. Котлякова. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1977, вып. 29, с. 53—144.
164. Проскуряков Б. В., Берденников В. П. Метод оценки мощности заторов и зажоров льда на реках при использовании опорных кривых. — Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 38—64.
165. Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. — М.: Прогресс, 1980. — 574 с.
166. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1945. — 120 с.
167. Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. — Труды Ин-та географии АН СССР, 1948, т. 40. — 171 с.
168. Рихтер Г. Д. Происхождение и эволюция «оазисов» Антарктиды. — В кн.: Вопросы физ. географии. К 75-летию со дня рожд. акад. А. А. Григорьева. М., 1958, с. 258—284.
169. Рихтер Г. Д. Словарь основных терминов и понятий по снеговедению. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1965, вып. 11, с. 198—247.
170. Романовский Н. Н. К вопросу о формировании сингенетических трещинно-жильных льдов. — В кн.: Гляциол. иссл. в период МГГ, 1959, № 1, с. 83—86.
171. Романовский Н. Н. Формирование полигонально-жильных структур. — Новосибирск: Наука, 1977. — 215 с.
172. Рототаева О. В. Степень оледенения Памира и определяющие ее факторы. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1979, вып. 35, с. 33—41.
173. Руководство по производству ледовой авиаразведки. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 240 с.
174. Руководство по снеголавинным работам. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 397 с.
175. Руководство по составлению Кадастра лавин СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 51 с.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

176. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 154 с.
177. Рывлин А. Я., Хейсин Д. Е. Испытания судов во льдах. — Л.: Судостроение, 1980. — 207 с.
178. Рымша В. А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 190 с.
179. Рымша В. А., Донченко Р. В. Метод расчета и прогноза условий образования внутриводного льда. — Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 53—67.
180. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. — Изд-во МГУ, 1963. — 542 с.
181. Савельев Б. А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. — Изд-во МГУ, 1971. — 508 с.
182. Савко Н. Ф. Расчет и конструирование зимних автомобильных дорог. — М.: Транспорт, 1969. — 128 с.
183. Селеопасные районы Советского Союза. — Изд-во МГУ, 1976. — 308 с.
184. Сергин В. Я., Сергин С. Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. — Л.: Гидрометеониздат, 1978.
185. Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциозе-тазия в позднечетвертичное время. — М.: Наука, 1978. — 270 с.
186. Симонов И. М. Оазисы Восточной Антарктиды. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 176 с.
187. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 190 с.
188. Солнцев Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. — М.: Географиз, 1949. — 92 с.
189. Сулаквелидзе Г. К. Некоторые физические свойства снежного покрова. — В кн.: Вопросы изучения снега и использование его в народном хозяйстве. М., 1955, с. 24—54.
190. Тиндаль Л. Альпийские ледники. — М., 1866. — 346 с.
191. Толстихин Н. И. К вопросу классификации льдов и льдистых пород. — Проблемы советской геологии, 1936, т. 6, № 7, с. 30—44.
192. Троицкий С. Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. — М.: Наука, 1975. — 163 с.
193. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. — М.: Географиз, 1949. — 376 с.
194. Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. — М.: Географиз, 1954. — 276 с.
195. Тронов М. В. Ледники и климат. — Л.: Гидрометеониздат, 1966. — 407 с.
196. Тронов М. В. Об основных вопросах и задачах гляциогидрологии горных районов СССР. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1971, вып. 18, с. 111—116.
197. Тушинский Г. К. Лавины. Возникновение и защита от них. — М.: Географиз, 1949. — 215 с.
198. Тушинский Г. К., Гуськова Е. Ф., Губарева В. Д. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. — Изд-во МГУ, 1953. — 116 с.

199. Файко Л. И. Ледяной покров и способы управления его режимом (на примере рек Якутии). — Новосибирск: Наука, 1975, с. 64—106.
200. Фитоиндикационные методы в гляциологии. Под ред. Г. К. Тушинского. — Изд-во МГУ, 1971. — 160 с.
201. Флейшман Г. М. Сели. 2-е изд. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 310 с.
202. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. — М.: Наука, 1978. — 194 с.
203. Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. — М.: Наука, 1977. — 200 с.
204. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. 3-е изд. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 568 с.
205. Цуриков В. Л. Жидкая фаза в морских льдах. — М.: Наука, 1976. — 210 с.
206. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 222 с.
207. Черепанов Н. В. Классификация льдов природных водоемов. — Труды ААНИИ, 1976, т. 331, с. 77—99.
208. Чернова Л. П. Оледенение как фактор преобразования рельефа. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1976, вып. 27, с. 56—63.
209. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии/ Составитель И. С. Щукин. — М.: Советская энциклопедия, 1980. — 703 с.
210. Чижев А. Н. Образование внутриводного льда и формирование шугохода на горных реках. — Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 3—23.
211. Чижев А. Н. О механизме формирования заторов льда и их типизация. — Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 3—17.
212. Чижев О. П. Оледенение Северной полярной области. — М.: Наука, 1976. — 240 с.
213. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). — М.: Наука, 1978. — 202 с.
214. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Зап. Геогр. об-ва СССР, нов. серия, т. 16. М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1957. — 337 с.
215. Шульгин А. М. Снежный покров и его использование в сельском хозяйстве. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 84 с.
216. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. — Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1956. — 352 с.
217. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. — М.: Гидрометеиздат, 1960. — 190 с.
218. Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. — М.: Географгиз, 1947. — 60 с.
219. Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. — Труды ААНИИ, 1949, т. 11. — 262 с.
220. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 492 с.
221. Шумский П. А. Строение мерзлых пород. — В кн.: Материалы по лабор. иссл. мерзлых грунтов, 1957, № 3, с. 52—71.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

222. Шумский П. А. Подземные льды. — В кн.: Основы геокриологии (мерзловедения), ч. 1. Общая геокриология. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 274—327.
223. Шумский П. А. К теории движения и колебаний ледников. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1962, вып. 6, с. 31—41.
224. Шумский П. А. К методике определения скорости внутреннего питания ледников. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1964, вып. 9, с. 276—277.
225. Шумский П. А. Динамическая гляциология. Итоги науки. Гидрология суши, гляциология, 1968. — М.: ВИНТИ, 1969. — 172 с.
226. Шумский П. А., Красс М. С. Динамика и тепловой режим ледников. — М.: Наука, 1983. — 86 с.
227. Шумский П. А., Кренке А. Н. Современное оледенение Земли и его изменения. — Геофиз. бюлл., 1965, № 14, с. 128—158.
228. Шумский П. А., Цыкин Е. Н. К вопросу о гляциологической зональности. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1962, вып. 5, с. 29—34.
229. Щеглова О. П. К вопросу об энергии оледенения. — Изв. ВГО, 1952, т. 84 вып. 5, с. 503—505.
230. Щукин И. С. Общая геоморфология. — Изд-во МГУ, 1960, т. 1, 615 с.; 1964, т. 2, 564 с.; 1974, т. 3, 382 с.
231. Энциклопедический словарь географических терминов. — М.: Советская энциклопедия, 1968. — 437 с.
232. Agassiz L. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels, leur structure, leur progression et leur action physique sur le sol. — Paris, 1847. — 347 p.
233. Ahlmann H. W. The classification of glaciers by relative area distribution. — In: Vatnajökull. Scientific results of the Swedish-Icelandic investigations 1936—37—38. — Georg. Annal., 1940, v. 22, p. 191—205.
234. Ahlmann H. W. Glaciological research on the North Atlantic coasts. — Roy. Georg. Ser., N 1, London, 1948. — 83 p.
235. Ahlmann H. W. Glacier variations and climatic fluctuations. — New York, 1953.
236. Ambach W. Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationzone des Grönländischen inlandeises. — Kobenhavn, C. A. Reitzels forlag, 1963. — 311 S.
237. Armstrong T., Roberts B., Swithinbank Ch. Illustrated glossary of snow and ice/2nd ed. — Cambridge, 1973. — 60 p.
238. Bader H., Haefeli R. e. a. Der Schnee und seine Metamorphose. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrol., Zürich, 1939, Lfg. 3. — 79 S.
239. Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes. — New York, 1941. — 266 p.
240. Benson C., S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. — Folia geogr. danica, v. 9, 1961, p. 13—38.
241. Brooks C. E. P. Climate through the ages. London, 1926. — 439 p. Русск. пер.: Брукс К. Климаты прошлого. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1952. — 357 с.

242. Budd W. F. The dynamics of ice masses. — Melbourne, 1969. Русск. пер.: Бадд У. Ф. Динамика масс льда. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 235 с.
243. Charlesworth J. K. The Quaternary Era, with special reference to its glaciation. V. 2. London: E. Arnold, 1957. — 1700 p.
244. CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. — U. S. Geol. Soc. map and charts series, MC-34, 1981.
245. Dansgaard W., Johnsen S. T. e. a. Stable isotope glaciology. — Meddelelser om Grønland, 1973, Bd 197, N 2, København. — 53 p.
246. De Geer G. A. Geochronology of the last 12,000 years. — In: Intern. Geol. Congress, 11th Session Rep., 1912, v. 1, p. 241—253.
247. Denton G. A., Karlén W. Holocene climatic variations — their pattern and possible cause. — Quaternary Res., 1973, v. 3, N 2, p. 155—205.
248. Dobrowolski A. B. Historia naturalna lodu. — Warszawa, 1923. — 435 s.
249. Drygalski E. Das Eis der Antarktis und die subantarktischen Meere. Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903. Bd 1, H 4, 1921, S. 373—709.
250. Embleton C., King C. A. M. Glacial and periglacial geomorphology. — Edinburgh: E. Arnold, 1968. — 608 p.
251. Field W. O. Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. — Hanover, New Hampshire, 1975, v. 1, 698 p.; v. 2, 932 p.
252. Finsterwalder S. Die Theorie der Gletscherschwankungen. — Z. für Gletscherkunde, 1907—1908, Bd 2, S. 81—103.
253. Flint R. F. Glacial and Pleistocene geology. — New York, 1957. — 589 p. Русск. пер.: Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. — 575 с.
254. Flint R. F. Glacial and Quaternary geology. — New York e.a.: J. Wiley, 1971. — 892 p.
255. Fluctuations of glaciers: v. 1 (1959—1965), 1967; v. 2 (1965—1970), 1973; v. 3 (1970—1975), 1977. — Paris: UNESCO.
256. Föhn P. M. B. Snow transport over mountain crests. — J. Glaciol., 1980, v. 26, N 94, p. 469—480.
257. Fristrup B. The Greenland ice cap. — Washington Press, 1966. — 312 p.
258. Glen J. W. Experiments of the deformation of ice. — J. Glaciol., 1952, v. 2, N 11, p. 111—114.
259. Glen J. W., Paren J. G. The electrical properties of snow and ice. — J. Glaciol., 1975, v. 15, N 73, p. 15—37.
260. Hess H. Die Gletscher. — Braunschweig: Verlag von F. Vieweg u. S., 1904. — 426 S.
261. Higuchi K., Iozawa T. Atlas of perennial snow patches in Central Japan. — Nagoya, 1971. — 81 p.
262. Hoppe G. Glacial morphology and inland ice recession in Northern Sweden. — Geogr. Annal., 1959, v. 61, N 4, p. 193—212.
263. Hughes T., Denton G. H., Grosswald M. G. Was there a late-Würm Arctic Ice Sheet? — Nature, 1977, v. 266, N 5603, p. 596—602.
264. Ice shelf terminology. — J. Glaciol., 1954, v. 2, N 16, p. 436—437.



# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

265. Isyumov N. An approach to the prediction of snow loads. — Univ. Western Ontario. London, Canada, 1971. — 536 p.
266. Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — Vienna: Springer Verlag, 1948, Bd 1. — 403 S.
267. Kobayashi D. Studies of snow transport in low-level drifting snow. — Contrib. Institute Low Temperature Sci., 1972, Ser. A, N 24. — 58 p.
268. Kopp M. Conductivité électrique de la neige, au dourant continu. — Z. für Angewandte Math. und Phys., 1962, Bd 13, Fasc. 5, S. 431—441.
269. Kuroiwa D. Internal friction in ice. — Contrib. Institute Low Temperature Sci., 1964, Ser. A, N 18. — 62 p.
270. Lagally M. Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. — Ergebnisse der kosmischen Physik, 1933, Bd 2. — 94 S.
271. Lliboutry L. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. — Santiago de Chile, 1956. — 471 p.
272. Lliboutry L. Traité de Glaciologie. T. 1. — Masson, 1964. — 427 p.
273. Malmgren F. On the properties of sea-ice. — Uppsala, 1927. — 67 p. Русск. пер.: Мальмгрен Ф. О свойствах морского льда. — Л., 1930. — 60 с.
274. Mass-balance terms. — J. Glaciol., 1969, v. 8, N 52, p. 3—7.
275. Mayo L. R., Meier M. F., Tangborn W. V. A system to combine stratigraphic and annual mass-balance systems: a contribution to the International Hydrological Decade. — J. Glaciol., 1972, v. 11, N 61, p. 3—14.
276. Meier M. F. Proposed definitions for glacier mass budget terms. — J. Glaciol., 1962, v. 4, N 33, p. 252—266.
277. Mellor M. Properties of snow. CRREL, Cold regions science and engineering, Pt 3, Sect. A1. — Hanover, 1964. — 106 p.
278. Mellor M. Explosions and snow. CRREL, Cold regions science and engineering, Pt. 3, Sect. A3a. — Hanover, 1965. — 34 p.
279. Mellor M. Blowing snow. CRREL, Cold regions science and engineering, Pt 3, Sect. A3c, 1965. — 79 p.
280. Mellor M. Engineering properties of snow. — J. Glaciol., 1977, v. 19, N 81, p. 15—66.
281. Müller F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T., Canada. — J. Glaciol., 1962, v. 4, N 33.
282. Müller F., Calfisch T., Müller G. Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. — Zürich, 1976. — 174 S.
283. Müller F., Calfisch T., Müller G. Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. — Zürich, 1977. — 19 p.
284. Multilingual ice terminology. — Budapest, 1977. — 40 p.
285. Nakaya U. Snow crystals: natural and artificial. — Cambridge: Harward Univ. Press, 1954. — 510 p.
286. Nye J. F. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. — Proc. Roy. Soc., Ser. A, 1951, v. 207, N 1091, p. 554—572.
287. Nye J. F. A theory of wave formation on glaciers. — In: Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. N 47, Gentbrugge, 1958, p. 139—154.
288. Nye J. F. The response of glacier and ice-sheets to seasonal and climatic changes. — Proc. Roy. Soc., Ser. A, 1960, v. 256, N 1287, p. 559—584.

289. Nye J. F., Franc F. C. Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. — Symposium on Hydrology of Glaciers. Intern Assoc. Sci. Hydrol., 1973, Publ. N 95, p. 157—164.
290. Oerter H. Untersuchungen über den abfluss aus dem Vernagtferner unter besonderer Berücksichtigung des Schmelzwasserabflusses im Firnkörper. — München, Gesellschaft für Strahlen und Umweltforschung, 1981. — 133 S.
291. Paterson W. S. B. The physics of glaciers. — Oxford: Pergamon press, 1969. — 250 p. Русск. пер.: Патерсон У. Физика ледников. — М.: Мир, 1972. — 312 с.
292. Paterson W. S. B. The physics of glaciers/2nd ed. Oxford e.a.: — Pergamon Press, 1981. — 380 p.
293. Paulcke W. Eisbildungen. I. Der Schnee und seine Diagenese. — Z. für Gletscherkunde, 1934, Bd 21, H. 4—5, S. 259—281.
294. Paulcke W. Praktische Schnee- und Lawinenkunde. — Berlin, 1938. — 209 S.
295. Porter S. C. Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, U. S. A.: topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications. — J. Glaciol., 1977, v. 18, N 78, p. 101—116.
296. Price R. J. Glacial and fluvioglacial landforms. — London: Longman, 1973. — 242 p.
297. Radok U., Loewe F., Wishart E. R. Studies on drifting snow. — Univ. Melbourne. Met. Dep. Publ., 1970, N 13. — 129 p.
298. Rendu, l'Abbe. Theorie des glaciers de la Savoie. — Mémoires de l'Academic Savoie, 1841, v. 10. — 435 p.
299. Robin G. de Q. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. — J. Glaciol., 1955, v. 2, N 18, p. 523—533.
300. Röthlisberger H. Water pressure in intra- and subglacial channels. — J. Glaciol., 1972, v. 11, N 62, p. 177—203.
301. Russian-English dictionary of permafrost terms. — Techn. Mem., N 117. Ottawa, 1976. — 25 p.
302. Salm B. Snow forces. — J. Glaciol., 1977, v. 19, N 81, p. 67—100.
303. Saussure O. B. Voyages dans les Alpes. T. 1. Neuchatel, 1779, 638 p., t. 2, Geneve, 1796, 540 p.
304. Seligman G. Snow structure and ski fields. — London, 1936. — 555 p.
305. Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V-28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $16^6$  year scale. — Quat. Res., 1973, v. 3, N 1, p. 39—55.
306. Shimoda S. Running resistance of snow cars. — Rep. Niigata Univ., 1958, N 7. — 107 p.
307. Sverdrup H. U. The ablation on Isachsen's Plateau and on the Fourteenth of July glacier in relation to radiation and meteorological conditions. — Geogr. Annal., 1935, v. 17, p. 145—166.
308. The international classification for snow (with special reference to snow on the ground). — Ottawa, 1954.  
Русск. пер.: Международная классификация снега. — Материалы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, 1964, вып. 10, с. 254—265.
309. The last great ice sheets. — New York: Wiley-Interscience, 1981, — 477 p.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

310. Thomas R. H. The dynamics of marine ice sheets. — J. Glaciol., 1979, v. 24, N 90, p. 167—177.
311. T. E. A. The classification of glaciers. — J. Glaciol., 1957, v. 3, N 21, p. 2—8.
312. Troll C. Büsserschnee in der Hochgebirge der Erde. — Petermanns Geogr. Mitteilungen, 1942, Erg.-H. 240. — 103 S.
313. Weertman J. The theory of glacier sliding. — J. Glaciol., 1964, v. 5, N 39, p. 287—303.
314. Williams G. P. Evaporation from snow covers in Eastern Canada. — Nat. Res. Council. Res. Pap. 73, Ottawa, 1959. — 12 p.
315. Wright C. S., Priestley R. E. Glaciology. British (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910—1913. — London, 1922. — 552 p.
316. Yosida Z., Oura H. e. a Physical studies on deposited snow. Mechanical properties, sect. 4, pt. 3. — Contrib. Institute Low Temperature Sci., 1958, N 13, p. 55—100.

## ПЕРЕЧЕНЬ СПРАВОЧНЫХ ТАБЛИЦ

|                                                                                                                                                                  |         |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| Генетические классификации снежных лавин . . . . .                                                                                                               | 79,80   |
| Методы датирования ледникового льда . . . . .                                                                                                                    | 114     |
| Зоны льдообразования . . . . .                                                                                                                                   | 145     |
| Классификация морского льда по возрасту и подвижности . . . . .                                                                                                  | 169     |
| Структура и свойства модификаций льда . . . . .                                                                                                                  | 201     |
| Схема корреляции ледниковых, межледниковых и межстадиальных горизонтов четвертичной системы основных областей покровных оледенений северного полушария . . . . . | 213     |
| Условные знаки ледовых карт . . . . .                                                                                                                            | 220—223 |
| Баланс массы льда Северного Ледовитого океана . . . . .                                                                                                          | 226     |
| Международная морфологическая классификация лавин . . . . .                                                                                                      | 254     |
| Процессы метаморфизма снега . . . . .                                                                                                                            | 261     |
| Распространение на Земле основных видов льда . . . . .                                                                                                           | 348     |
| Распространение льда по широтам . . . . .                                                                                                                        | 348     |
| Шкала разрушенности льда . . . . .                                                                                                                               | 366     |
| Состав рассола в морском льду . . . . .                                                                                                                          | 367     |
| Основные свойства морского льда как функция его хлорности, солесности и температуры . . . . .                                                                    | 378     |
| Классификация снежников . . . . .                                                                                                                                | 409     |
| Площадь и масса ежегодно образующегося снежного покрова . . . . .                                                                                                | 416     |
| Скорость среднего влагооборота в ледниковых системах Арктики . . . . .                                                                                           | 422     |
| Крупнейшие горные ледники Советского Союза . . . . .                                                                                                             | 423     |
| Площадь современного оледенения земного шара . . . . .                                                                                                           | 424     |
| Площадь современного оледенения и количество ледников на территории СССР . . . . .                                                                               | 424     |
| Условные знаки стратиграфии снега . . . . .                                                                                                                      | 434     |
| Условные обозначения твердых осадков (атмосферного льда) . . . . .                                                                                               | 442—443 |
| Тройные точки воды в зависимости от давления и температуры . . . . .                                                                                             | 466     |
| Крупнейшие фьорды мира . . . . .                                                                                                                                 | 479     |

---

Публикуемые на вкладках фотографии любезно предоставлены В. Н. Аккуратовым, В. Р. Алексеевым, Б. И. Втюриным, М. Г. Гроссвальдом, Л. В. Десиковым, Л. Д. Долгушиным, С. А. Евтеевым, В. Ф. Захаровым, Э. Г. Коломыцем, Г. И. Коноваловой, М. М. Корейшей, В. М. Котляковым, К. С. Лосевым, В. Ф. Перовым, В. И. Рацеком, О. В. Рототаевой, К. П. Рототаевым, В. Л. Суходровским

## ПЕРЕЧЕНЬ СПРАВОЧНЫХ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

|                                                                                                                           |          |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|
| Антарктический ледниковый покров во время последнего ледникового максимума 17—21 тыс. л. н. . . . .                       | 44       |
| Диаграмма величин баланса массы ледника, осредненных по площади, и некоторые пояснения к методике вычислений баланса . .  | 51       |
| Осредненные гляциостатические изменения уровня Мирового океана за последние 130 тыс. лет . . . . .                        | 103      |
| Хронологический эталон периодизации голоцена . . . . .                                                                    | 105      |
| Ледниковые эры и крупнейшие ледниковые периоды в истории Земли . . . . .                                                  | 125      |
| Дрейф льда в Северном Ледовитом океане . . . . .                                                                          | 127      |
| Последний Евразийский ледниковый покров и связанные с ним ледниково-подпрудные озера . . . . .                            | 131      |
| Зоны льдообразования и строение поверхностного слоя стационарного ледника . . . . .                                       | 146      |
| Классификации подземных льдов . . . . .                                                                                   | 170, 171 |
| Классификация природных льдов . . . . .                                                                                   | 172      |
| Классификации альпийского и антарктического снега и фирна . .                                                             | 174      |
| Международная классификация снежинок . . . . .                                                                            | 175      |
| Классификация криогенных текстур . . . . .                                                                                | 186      |
| Фазовая диаграмма воды и поверхность «давление — удельный объем — температура» для разных модификаций льда и воды . . . . | 200, 201 |
| Генетические типы влекомых и отложенных морен . . . . .                                                                   | 204      |
| Ледосборные бассейны в Антарктиде . . . . .                                                                               | 230—231  |
| Распространение морских льдов в северном и южном полушариях .                                                             | 286      |
| Морфологическая классификация ледников . . . . .                                                                          | 288      |
| Морфолого-динамические типы ледниковых покровов . . . . .                                                                 | 289      |
| Магнитохронологическая шкала . . . . .                                                                                    | 319      |
| Панарктический и Кордильерско-Берингийский ледниковые покровы                                                             | 320—321  |
| Последний Патагонский ледниковый комплекс . . . . .                                                                       | 323      |
| Распространение многолетнемерзлых пород и подземных льдов в северном полушарии . . . . .                                  | 336      |
| Потенциальная абляция и потенциальный годовой баланс намороженного льда на территории СССР . . . . .                      | 342      |
| Последний Североамериканский ледниковый покров . . . . .                                                                  | 380      |
| Функциональная схема системы атмосфера — океан — суша — оледенение . . . . .                                              | 388      |
| Высота снеговой линии на разных широтах . . . . .                                                                         | 394      |

|                                                                                                     |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Районирование территории СССР по снеговым нагрузкам . . . .                                         | 395 |
| Снегомелиоративное районирование территории СССР . . . . .                                          | 413 |
| Распространение снежного покрова на земном шаре . . . . .                                           | 417 |
| Главные ледоразделы ледникового покрова Антарктиды и питание<br>его атмосферными осадками . . . . . | 420 |
| Современные условия существования оледенения Арктики . . . . .                                      | 421 |
| Тектонические структуры льда . . . . .                                                              | 446 |
| Некоторые петрографические структуры природных льдов . . . .                                        | 460 |
| Классификация шельфовых ледников по стадиям их деградации . .                                       | 486 |



## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                              |               |
|------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| От редактора . . . . .                                                       | 5             |
| О развитии гляциологии и становлении гляциологической терминологии . . . . . | 11            |
| Как пользоваться словарем . . . . .                                          | 31            |
| Список сокращений . . . . .                                                  | 32            |
| Физические величины. Символы и единицы . . . . .                             | 33            |
| <b>СЛОВАРЬ А — Я . . . . .</b>                                               | <b>35—499</b> |
| Алфавитная рубрикация словаря:                                               |               |
| А — М — на форзаце,                                                          |               |
| Н — Я — на нахзаце                                                           |               |
| Фото I. 1 — XVI. 28 помещены между страницами 160/161,                       |               |
| фото XVII. 29 — XXII. 60 — между страницами 352/353                          |               |
| Народные названия явлений, связанных со снегом и льдом . . .                 | 500           |
| Список использованной и рекомендуемой литературы . . . . .                   | 510           |
| Перечень справочных таблиц . . . . .                                         | 525           |
| Перечень справочных иллюстраций . . . . .                                    | 526           |

### ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

Редактор А. В. Котиковская. Художник В. А. Денисовский.  
Технический редактор М. И. Врайнина. Корректор Л. И. Хромова

ИБ № 1362

Сдано в набор 18.11.83. Подписано в печать 29.08.84. М-11342. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 1 и мелованная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 35 (в т. ч. 2 вкладки). Кр.-отт. 35,5. Уч.-изд. л. 51,67. Тираж 5600 экз. Индекс ГЛ-153. Заказ № 56. Цена 3 р. 10 к.

Гидрометеонадат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 2 головное предприятие ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 198052, г. Ленинград, Л-52, Измайловский проспект, 29.