АКАДЕМИЯ НАУК СССР

П. А. ШУМСКИЙ

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО ЛЕДОВЕДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ ИМ. В. А. ОБРУЧЕВА

П. А. ШУМСКИЙ

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО ЛЕДОВЕДЕНИЯ

ПЕТРОГРАФИЯ ПРЕСНОГО ЛЬДА КАК МЕТОД ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва—1955

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
П. Ф. ШВЕЦОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основные положения предлагаемой работы возникли во время гляциологических исследований в 1947—1948 гг., когда я впервые получил возможность всесторонне в течение года изучать наши северные ледники. Один из принятых методов работы — петрографическое изучение снега и льда — оказался особенно интересным по своим результатам, открывающим новые возможности в ледоведении. Подойдя к исследованию ледников как географ, я убедился, что дальнейшее движение вперед в этой области возможно только на основании углубления физической теории, — тогда сами собой приходят и географические обобщения, для которых совершенно недостаточно распространенных в гляциологии поверхностных морфологических описаний.

Опыт специальных гляциологических исследований в своеобразных условиях оледенения севера и северо-востока страны, а главное потребность найти решение насущных практических задач заставили меня остро ощутить неудовлетворительность состояния современного ледоведения. Для него характерен разрыв между отдельными составными частями, исследования в которых обычно ведутся представителями различных смежных дисциплин, с разными методами и односторонними целями, в связи с этим часто без достаточной глубины и широты, а значит, и без возможности надлежащим образом удовлетворять запросы практики. Такая раздробленность сложилась исторически вследствие того, что разные отрасли ледоведения возникали в рамках других смежных дисциплин как их части. В настоящее время нужды социалистического строительства настоятельно требуют создания научного синтеза всех гляциологических знаний — синтеза, который один только может правильно ориентировать на решение практических задач. Необходимейшей частью синтеза раздробленных гляциологических знаний, с нашей точки зрения, должно явиться структурное ледоведение — учение о строении природных льдов как результате процессов их формирования.

Отдельным вопросам структурного ледоведения было посвящено большое количество исследований, особенно за последнее

время, но до сих пор нет ни одной попытки систематически изложить достигнутые результаты и обрисовать их значение для ледоведения в целом. Принимаясь за выполнение трудной и ответственной задачи — подвести итог современным знаниям по структурному ледоведению, автор вместе с тем не имел намерения дать сводку имеющихся представлений, а попытался использовать наиболее ценное для создания цельной теории, основанной на двух основных идеях: генетической классификации ледяных пород и зональности процессов льдообразования.

В связи с этим работа не претендует на исчерпывающую полноту. Подход к структурному ледоведению с точки зрения изучения «вечных» льдов и общих проблем гляциологии привел к тому, что в работе не обсуждаются специально вопросы, связанные с исследованием соленых и рассольных льдов (что отражено в подзаголовке), и мало внимания уделяется особенностям структуры кратковременных ледяных образований, особым влияниям растительности на структуру снежного покрова и т. п. Не располагая данными по этим частным вопросам, автор вместе с тем не мог составить о них достаточно определенного мнения вследствие отсутствия посвященных им исследований с помощью методов структурной гляциологии. Быть может, настоящая работа поможет внедрению этих методов во все отрасли ледоведения.

Автор приносит глубокую благодарность своим помощникам по работе в области структурного ледоведения — Н. В. Черепанову и Б. И. Втюрину, а также членам-корреспондентам Академии наук СССР П. Ф. Швецову и С. В. Калеснику, просмотревшим книгу в рукописи и сделавшим ценные замечания.

Работа над рукописью была закончена в ноябре 1951 г., незначительные дополнения к ней сделаны в первой половине 1952 г. За истекшее время ряд затронутых в книге вопросов получил дальнейшую разработку, что, однако, не уменьшает значения изложенного в ней материала. Не имея возможности дополнять текст, автор вынужден был ограничиться лишь указаниями на наиболее существенные работы, появившиеся после окончания книги.

ВВЕДЕНИЕ

СТРУКТУРНОЕ ЛЕДОВЕДЕНИЕ

Наиболее разработанной частью ледоведения и в то же время единственной давно выделившейся в самостоятельную научную дисциплину является наука о ледниках, которую, по установившейся в Западной Европе традиции, называют г л я ц и о л о г и е й. Такая терминология этимологически неправильна, так как латино-греческое слово «гляциология» буквально значит «наука о льде», следовательно, о льде вообще, а не только о ледниках. На этом основании в последнее время появилась тенденция толковать этот термин шире, включив в число объектов изучения гляциологии все виды природного льда. Прежде для обозначения науки о льде вообще А. Б. Добровольским (Dobrowolski, 1923) был предложен термин «криология» (от греческого χρυος, что означает холод).

Дело, однако, не только в терминологии, а прежде всего в искусственном ограничении «науки о ледниках».

Ледник — это масса льда, образовавшаяся из твердых атмосферных осадков и обладающая самостоятельным движением. Этот последний признак — движение ледников — представлял главный предмет, интересовавший альпийскую гляциологию, которая с самого своего зарождения была тесно связана с теорией древних оледенений и служила для объяснения механизма геологической работы движущегося льда. Из природных ледяных образований ледники благодаря своему движению и большой массе заключенного в них вещества наиболее сложны и играют наиболее важную роль в жизни Земли в целом. Тем не менее это все же только одна из форм, теснейшим образом связанная с другими проявлениями процессов оледенения.

В настоящее время, когда в сферу научного исследования вошли образования, промежуточные между ледниками и сезонным снежным покровом в виде длительно существующих неподвижных скоплений снега и льда, переходы от ледников к сезонному ледяному покрову вод в виде шельфовых льдов,

«сиккусака» и паковых льдов, когда стали известны погребенные ледники, наледи и разнообразные ископаемые, а также современные подземные льды в толще мерзлых горных пород, — единство процессов оледенения и необходимость их изучения во взаимосвязи вряд ли могут вызывать сомнения. За исключением специального раздела, посвященного движению, как методы исследования, так в значительной мере и содержание учений о ледниках, о снежном покрове, о ледяном покрове вод и о подземных льдах имеют очень много общего. Эта общность основана на единстве вещественного состава и физико-химических свойств, а отсюда и на сходстве большинства внутренних процессов и процессов взаимодействия с атмосферой, гидросферой и земной корой. Углубление наших знаний неизбежно приводит к необходимости изучать оледенение земной поверхности во всем его многообразии в рамках единой науки — гляциологии, или ледоведения[1]. Таким образом, гляциология — это наука о природном льде во всех его разновидностях.

До революции ледоведение у нас в общем отставало от уровня развития его на Западе, что отчасти было связано с отдаленностью и низкими темпами освоения районов интенсивного оледенения в России. Тем не менее выдающиеся русские ученые внесли огромный вклад в ледоведение и явились основоположниками крупных его разделов. Достаточно упомянуть имена М. В. Ломоносова, впервые установившего понятие о холодном слое атмосферы — прообразе современной криосферы; П. А. Кропоткина, в сочинении о ледниковом периоде разрешившего для своего времени не только проблему древнего оледенения, но и проблему движения ледников; А. И. Воейкова, положившего начало изучению снежного покрова; Б. П. Вейнберга, крупнейшего специалиста по физике льда и основоположника современных количественных теорий течения ледников.

После Великой Октябрьской революции первенство во многих областях ледоведения перешло к советским ученым. Ими созданы, в сущности, две науки — мерзлотоведение с механикой мерзлых грунтов (М. И. Сумгин, Н. А. Цытович) и учение о морских льдах Арктики и ледовых прогнозах, появившиеся в связи с потребностями освоения области «вечной» мерзлоты и Северного морского пути. Большие успехи достигнуты также в области изучения физических свойств льда, теплового и водного баланса снеготаяния, режима ледников и регионального ледниковедения. Акад. В. И. Вернадский значительно расширил и углу-

[1] Требование расширения задач гляциологии особенно отчетливо было сформулировано К. К. Марковым (1946, стр. 127): «Формы образования льда на поверхности Земли разнообразны, и все они подлежат компетенции гляциологии, соответственным образом понимаемой и расширенной».

бил представления о криосфере, об ее соотношении с областями охлаждения и положении среди геосфер, о роли воды и льда в строении и истории Земли и этим заложил основы для научного синтеза всех гляциологических знаний.

Круг вопросов, подлежащих ведению гляциологии, очень широк. Гляциология близко соприкасается с метеорологией, гидрологией и мерзлотоведением. Границы этих дисциплин до сих пор не определены; практически лед в атмосфере и снежный покров изучались метеорологами и климатологами, лед в гидросфере — гидрологами, подземные льды — мерзлотоведами. Такое положение зачастую вредит делу вследствие отсутствия надлежащей методики исследования и недостаточной осведомленности о достижениях в смежных областях знания.

В области ледоведения тесно переплетаются интересы и компетенции наук физических, географических и геологических. Если выделить региональную и историческую части, то остающуюся теоретическую гляциологию все же нельзя считать просто частью геофизики, так как общая теория явлений оледенения также непосредственно связана с географией и геологией.

Теоретическое ледоведение состоит из трех частей:

1) физической, изучающей внутренние процессы, физические свойства и строение льда;

2) гидро-метеорологической, рассматривающей взаимодействие льдов с атмосферой и гидросферой;

3) геолого-геоморфологической, исследующей взаимодействие льда с земной корой.

Две последние с равным правом могут рассматриваться и как отделы соответственно гидро-метеорологии и физической геологии, или геоморфологии. При изучении природных льдов в большинстве случаев преобладало одно из последних направлений, первое же играло роль второстепенного придатка. В частности, ледники долгое время представляли интерес преимущественно как объект, с одной стороны, гидро-метеорологический (источник гидроэнергии и воды для орошения), а с другой — геолого-геоморфологический (в связи с проблемами древнего оледенения). Однако совершенно очевидно, что успешное развитие этих отраслей ледоведения возможно только на базе первого, узлового, — изучения внутренних процессов, строения и свойств льда.

Физическое ледоведение в свою очередь можно подразделить на следующие разделы:

1) механику льда, изучающую упругие, пластические и прочностные свойства льда, распределение напряжений и движение в естественных ледяных телах;

2) теплофизику льда, исследующую термические, калорические и радиационные свойства льда, распределение и превращение фаз в естественных ледяных телах;

3) структурное ледоведение, рассматривающее строение льда.

Соотношение составных частей ледоведения схематически изображено на фиг. 1.

Строение льда как объект изучения структурного ледоведения следует понимать в широком смысле слова, начиная от так называемой тонкой структуры кристаллов, т. е. строения пространственной решетки льда, включая структуру и текстуру в петрографическом смысле, и до структур тектонических.

Учение о структуре пространственной решетки льда является частью кристаллографии и служит основой для понимания физических свойств льда как минерального вида или, вернее, группы минеральных видов. Задача собственно физического исследования льда заключается в том, чтобы установить константы, характеризующие твердые фазы воды вообще; индивидуальные особенности изучаемого в физической лаборатории образца учитываются при этом лишь как неизбежное зло, в той или иной мере влияющее на получаемый результат.

Однако чистый лед как кристаллическое вещество — абстракция. Свойства существующих в природе ледяных тел в значительной степени обусловлены присутствием в них других веществ и строением льда как агрегата кристаллов той или иной формы, размера и взаимной ориентировки, а эти особенности в свою очередь зависят от способа образования данного ледяного тела. Поэтому для познания природных льдов физическое исследование тонкой структуры и констант льда-минерала является лишь началом, необходимой предпосылкой, главное же заключается в структурно-генетическом изучении льда как горной породы.

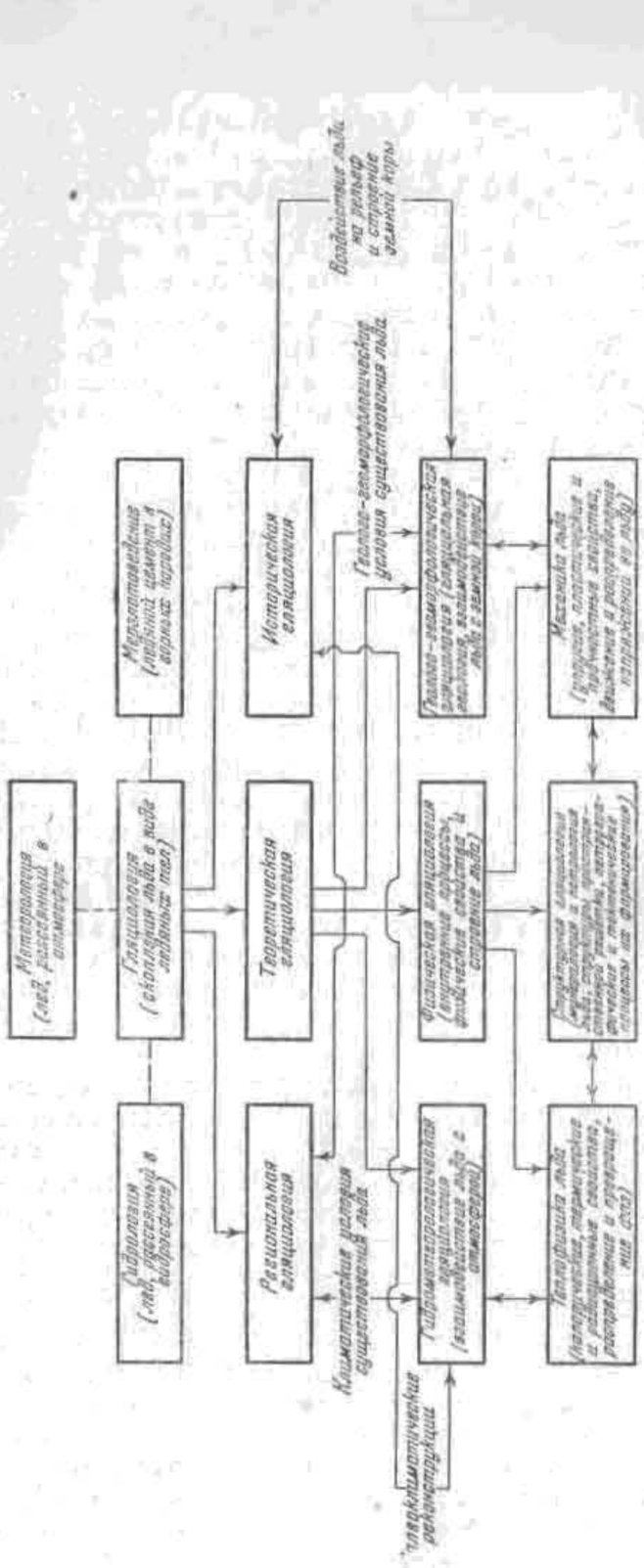
Структурное ледоведение — это преимущественно петрология льда, т. е. наука о ледяных горных породах и законах их образования.

Для зарождения структурного ледоведения были необходимы два условия.

Во-первых, необходимо было признание скоплений льда горной породой. Теоретически это положение совершенно очевидно. Оно было высказано Г. Ф. Линком еще на заре формирования геологии и петрографии и впоследствии многократно повторялось [1]. По словам А. Н. Заварицкого (см. Головков, 1936, стр. 5), всеми петрографами признается, что ледяные массы в арктических областях и на более низких широтах являются настоящими горными породами.

Во-вторых, в самой петрографии прежде должно было сформироваться структурное направление. До тех пор пока

[1] См. стр. 83.



Фиг. 1. Схема разделения гляциологии и соотношение ее со смежными дисциплинами.

петрография занималась почти исключительно химическим и минералогическим составом горных пород, ей нечего было делать со льдом — мономинеральной породой простейшего химического состава. Обычная задача петрографа — диагностика минеральных видов и изучение их соотношения в породе — здесь практически не существует, а обусловленные примесями различия химического состава дают лишь самые общие указания о происхождении исходного материала. Настоящее генетическое исследование льдов, расшифровывающее механизм и условия их образования, стало возможно главным образом на базе структурно-петрографических признаков.

Генетическое значение структуры горных пород было подчеркнуто Д. Дана еще в 1836 г., и с тех пор производились отдельные структурные исследования. Однако значение структурной петрологии как самостоятельной отрасли, изучающей те свойства горных пород, которые имеют пространственное — скалярное или векторное — выражение, и противостоящей отрасли, занимающейся вещественным составом, было полностью осознано лишь в 30-х годах нашего столетия, после появления работ Б. Зандера (Sander, 1930) и В. Шмидта (Schmidt, 1932), методы которых созданы на базе универсального метода крупнейшего русского кристаллографа Е. С. Федорова. Только с того времени, когда была создана методика подобных работ, могли появиться точные структурно-петрографические исследования льдов.

Б. Зандер (Sander, 1935) был также первым, указавшим на перспективы применения средств очерченной им структурной петрологии к решению гляциологических задач.

Таковы теоретические предпосылки возникновения структурного ледоведения.

Но дело, конечно, не только в теоретических предпосылках. Структурное ледоведение, элементарные зачатки которого появились с середины прошлого века, почти одновременно с остальными отраслями гляциологии, могло бы развиваться и самостоятельно, если бы этому не препятствовали необычные практические трудности — трудности доставки из поля в лабораторию и лабораторного исследования породы, требующей сохранения устойчивой отрицательной температуры.

С другой стороны, структурно-генетическое изучение, естественно, представляет наибольший интерес в применении к длительно существующим скоплениям льда, тогда как сфера человеческой деятельности долгое время ограничивалась областями развития сезонных ледяных образований: ледяного покрова вод и снежного покрова суши. Без мощного двигателя развития науки — запросов практической жизни — отвлеченная теория не могла преодолеть всех этих трудностей.

В результате, несмотря на всеобщее принципиальное признание правомерности петрографического подхода к изучению льда, познания о льде как о горной породе долгое время обогащались не столько фактами, сколько умозрениями — вместо петрографического исследования проводились аналогии между льдом и другими горными породами и с этой точки зрения создавались классификации льдов.

В последнее время положение изменилось. С одной стороны, более высокие требования к изучению физических свойств сезонных ледяных образований — снежного покрова в целях борьбы с лавинами, зимней эксплуатации путей сообщения и аэродромов, ледяного покрова вод в целях использования его для ледовых переправ, навигации во льдах и т. д. — сделали необходимой увязку физических исследований со структурными данными. С другой стороны, — и это главное, — возникло всеобщее движение за практическое освоение прежде мало интересовавших человечество пространств: области «вечной» мерзлоты с ее ископаемыми льдами, полярных областей и высокогорных районов с ледяным и фирновым покровами.

Это ознаменовало собой новый этап в развитии науки о природных льдах — этап появления новых данных, полученных с помощью точных физических и петрографических методов.

В настоящее время структурно-петрографические данные о льдах еще очень неполны, — наоборот, можно утверждать, что в этой области мы имеем едва начинающий заполняться пробел в ледоведении. Тем не менее попытка обобщения и систематизации накопленного материала, предпринятая в предлагаемой работе, с нашей точки зрения, является настоятельной необходимостью.

РОЛЬ ЛЬДА В СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Специфические физические свойства обыкновенного льда ставят его в особое положение в ряду минералов. Из всех широко распространенных породообразующих минералов лед является самым л е г к и м и самым н и з к о т е м п е р а т у р н ы м, причем и по удельному весу и по температуре плавления он отличается очень резко, выходя далеко за пределы ряда остальных минералов. Этими основными отличиями обусловлены закономерности распространения льда на Земле.

Как известно, главные химические элементы и их соединения распределены на нашей планете зонально: более тяжелые — в глубине, более легкие — на поверхности. Положение о том, что причина такого распределения заключается в действии всемирного тяготения, как отмечает А. Е. Ферсман (1934, стр. 292), одинаково приемлемо для любой космогонической гипотезы, так как оно может быть первичным или же возникнуть вторично в

результате миграции в поздние стадии космической и геологической истории.

В соответствии с этим законом вода во всех агрегатных состояниях составляет не менее 8% веса верхних слоев земной коры и 75% веса биосферы [в понимании В. И. Вернадского (1933, стр. 24) от тропосферы до коры выветривания включительно]. Аномалия H_2O, заключающаяся в том, что вода при замерзании расширяется и обыкновенный лед, оказывающийся легче воды, плавает в ней, имеет совершенно исключительное значение, так как под предохраняющим от промерзания покровом льда создается возможность существования жидкой воды и органической жизни в условиях холодного климата. Таким образом, вследствие своего веса лед является самым поверхностным из широко распространенных минералов, притом не только твердых, но и жидких.

Однако закон удельных весов объясняет зональное распределение только первых 28 элементов периодической системы, остальные же, менее распространенные, часто распределены прямо противоположно этому принципу. Поэтому большой интерес представляют взгляды В. Гольдшмидта и Г. Таммана, объясняющие современное распределение вещества Земли совокупным действием силы тяжести и процесса постепенного охлаждения многофазной системы с последующей миграцией элементов. Оставаясь на почве строгих фактов и не предрешая значимости той или иной космогонической гипотезы, следует все же отметить положение льда среди минералов также в порядке термической последовательности разделения вещества Земли.

В. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1923, 1932), рассматривая Землю как единое, первоначально газообразное, физико-химическое тело, различает четыре температурные ступени геохимической дифференциации:

1) разделение на газовую и три жидкие фазы (железный, сульфидный и силикатный расплавы);

2) фракционная кристаллизация силикатных магм;

3) кристаллизация из водных растворов;

4) процессы, протекающие при участии организмов.

Как правильно указал С. Г. Пархоменко в 1942 г., в этой последовательности льдообразование, исключающее деятельность организмов[1], должно быть выделено в качестве следую-

[1] Льдообразование исключает жизнедеятельность организмов не в том смысле, что существование организмов во льду невозможно,—как известно, при наличии минеральных или органических примесей во льду и на льду способны обитать и развиваться не только низшие, но и некоторые высшие организмы. Однако для жизнедеятельности организма совершенно необходимо, чтобы внутри него вода сохранялась в жидкой фазе. Льдообразование в живом существе ведет к отмиранию

щей, пятой ступени[1]. Таким образом, лед является самым последним и самым поверхностным минералом не только по удельному весу, но и в отношении порядка температурной последовательности разделения вещества Земли.

Положение льда в температурной последовательности геохимического разделения вещества вместе со своеобразием его структуры определяют собой его «чистоту», простоту его химического состава. По общей закономерности геохимической дифференциации способность к образованию твердых растворов с изоморфным замещением разнородных атомов уменьшается при понижении температуры, поэтому геохимическое разделение вещества на каждой следующей термической ступени становится все более полным. Дальше всего разделение заходит при кристаллизации воды, когда растворенные в ней вещества выталкиваются кристаллической решеткой и могут входить в лед только в качестве механических примесей.

Итак, лед представляет крайний член определенного ряда минералов, подчиняющегося общим закономерностям гравитационной, термической и химической дифференциации вещества Земли. Он отличается тем, что является самым легким и низкотемпературным, а поэтому самым поверхностным и одним из наиболее простых по химическому составу минералом, способным образовывать крупные массы мономинеральной горной породы.

Субъективно же, с точки зрения человека, главную особенность льда можно видеть в том, что в термической последовательности он представляет последнюю ступень минералообразования, расположенную за ступенью образования органогенных минералов. Процессы органической жизни, непременным условием которых является наличие жидкой воды, расположены между ступенями льдообразования и образования всех остальных, высокотемпературных минералов. Лед представляет собой среду, наиболее чуждую органической жизни, в случае значительного скопления совершенно нарушающую обычный, нормальный ход всех процессов в биосфере.

Как последняя в термической последовательности ступень геохимического разделения, ступень льдообразования отличается от родственных ей предшествующих ступеней кристаллиза-

и смерти, а приобретенная в процессе эволюции способность к существованию во льду у приспособившихся к такому местообитанию организмов основана на внутреннем противодействии замерзанию воды.

[1] Л. В. Пустовалов (1940) рассматривает льдообразование как последний этап осадочной дифференциации. С нашей точки зрения замерзание воды нельзя рассматривать как образование осадочной породы, в отношении же температурной последовательности и исключительного влияния на все земные процессы льдообразование, безусловно, должно быть выделено в самостоятельную ступень геохимической дифференциации, следующую после ступени осадочной дифференциации.

ции из магм и водных растворов тем, что она захватила сравнительно небольшую часть вещества Земли. Объем льда на Земле — более 20 млн. км³ — составляет примерно 1,7% всего объема воды на земной поверхности, не считая вод литосферы. Тем не менее, как указывает А. Б. Добровольский (Dobrowolski, 1923), лед—все же наиболее распространенная из твердых составных частей земной поверхности и атмосферы. Одними только ледниками покрыто около 16 млн. км² поверхности суши, в том числе целиком материк Антарктиды, площадь которого больше Европы. Это составляет 3,1% всей земной поверхности и 10,8% суши. Примерно столько же занимает «вечная» мерзлота, содержащая лед в виде ледяного цемента и разнообразных ледяных тел; из этой площади почти 10,8 млн. км² приходится на Советский Союз, что составляет около 48% его территории. Учитывая сезонный снежный и ледяной покровы, можно считать, что постоянно от 30 до 50% (а часть года и больше половины) поверхности всей суши земного шара занято льдом. Заморозки, кратковременное замерзание рек, выпадение града на низменностях изредка наблюдаются и в тропиках, даже под экватором (Вернадский, 1933, стр. 33). К этому надо добавить громадные площади приполярных морей и океанов, в течение круглого года или части его покрытые ледяным покровом. Площадь распространения морских льдов равна 37,7 млн. км², что составляет 7,3% земной поверхности, или 11,8% поверхности мирового океана. Если же учесть также площадь распространения айсбергов, то вся площадь с дрейфующими льдами составит 72,6 млн. км², что равно 14,2% всей земной поверхности, или 22,9% поверхности мирового океана. Наконец, в атмосфере всегда на большей или меньшей высоте содержатся взвешенные ледяные частицы.

Таким образом, везде на Земле имеется лед — если не на самой поверхности, то по крайней мере вверху, в воздухе. Лед образует настоящую земную оболочку, — как назвал ее А. Б. Добровольский (1923, стр. 11)—криосферу. Она расположена между зоной высоких температур верхней стратосферы и ионосферы и зоной высоких температур земной коры. Практически ледяные кристаллы в сколько-нибудь значительных количествах имеются только в тропосфере, верхняя граница которой расположена на высоте 8—17 км над уровнем моря [1]. Общая мощность криосферы достигает, таким образом, около десятка километров, но бóльшая часть ее представляет зону мелких ледяных частиц, рассеянных в атмосфере.

Границы криосферы меняют свое положение в течение года, а в областях развития «вечной» мерзлоты криосфера ежегодно

[1] Перламутровые облака на высотах порядка 25 км в стратосфере, повидимому, состоят из капелек жидкой воды (Weickmann, 1949, стр. 39).

разделяется на подземную и атмосферную части теплой земной поверхностью и нижними слоями воздуха. В земную кору криосфера местами проникает до глубины 600 м.

В отличие от всех остальных высокотемпературных минералов, лед, образующий прерывистую оболочку в пограничной зоне атмосферы, гидросферы и литосферы, мало где находит термодинамические условия, отвечающие его устойчивому состоянию. Только в мерзлой зоне литосферы он может быть законсервирован на геологически длительное время, если не подвергается воздействию подземных вод. В атмосфере при устойчивой отрицательной температуре лед испытывает постоянные изменения условий насыщения воздуха водяными парами, а на земной поверхности лед, как правило, подвергается и термическим воздействиям. Областей постоянной температуры ниже точки плавления льда на земной поверхности в нормальном состоянии при современной интенсивности солнечной радиации не существует даже у полюсов; эти области создаются только самим льдом, если возникают условия, благоприятные для его накопления, несмотря на периодическое таяние в первые стадии накопления.

Таким образом, равновесие в криосфере гораздо менее устойчиво, процессы льдообразования чаще сменяются противоположными по направлению процессами, чем на более высокотемпературных ступенях минералообразования — кристаллизации из водных растворов и тем более из магм. Если для изменения направления магматических процессов необходимы крупные перемещения масс в земной коре, то процессы последующих температурных ступеней минералообразования становятся все более зависимыми от подвижного энергетического баланса земной поверхности, ее климата.

Это обусловливает последнюю существенную особенность льда как минерала, вследствие которой он упорно фактически исключается из числа объектов изучения минералогов и петрографов, — его эфемерность, изменчивость в земных условиях. Благодаря этой особенности слагаемые льдом горные породы обычно являются в большей или меньшей степени метаморфическими.

Все описанные особенности льда вкратце были отмечены А. Б. Добровольским (Dobrowolski, 1931).

Обыкновенный лед существует в криосфере в следующих формах:

1) в виде минерала, рассеянного в атмосфере и гидросфере,

2) в виде минерала, входящего в состав полиминеральных горных пород в мерзлых горизонтах земной коры, и, наконец,

3) в виде более или менее крупных скоплений — мономинеральных ледяных горных пород на земной поверхности, в земной коре или в гидросфере.

Предметом нашего дальнейшего изучения будет только лед как горная порода. Ледяной цемент в мерзлых породах должен изучаться петрологией мерзлых горных пород — мерзлотоведением. Это смежная область, с которой ледоведение соприкасается при изучении процессов формирования ледяных тел в земной коре.

Что касается льда в состоянии рассеяния в гидросфере и особенно в атмосфере, то он нас будет интересовать больше, но лишь с определенной точки зрения. Зарождающийся в воде и в воздухе лед может сохраняться во взвешенном состоянии только благодаря движению вмещающей среды. Это состояние неустойчиво, и после достижения определенных размеров ледяные частицы неизбежно выносятся силой тяжести на границу раздела менее плотной и более плотной, чем лед, среды: из воздуха — вниз, из воды — вверх, где эти частицы и образуют скопления. Лед, рассеянный в атмосфере и гидросфере, будет рассматриваться в дальнейшем преимущественно как материал, из которого образуются ледяные горные породы.

Прежде чем приступить к изучению ледяных горных пород, необходимо ознакомиться с основными данными по минералогии и кристаллографии льда.

Часть I

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ ЛЬДА

Глава I

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЛЬДА

Льдом называют все твердые фазы воды независимо от их кристаллического или аморфного строения. В этом смысле лед обозначает группу минералов, тогда как в более узком, петрографическом, смысле под льдом понимают сплошную, лишенную пор породу, в отличие от снега, инея и подобных им образований.

С химической точки зрения воду обычно относят к окислам. Однако, как подчеркнул В. И. Вернадский, она и морфологически, и по химическим свойствам и роли в земных химических процессах резко отлична от всех окислов. Ее скорее следует относить к гидридам (вместе с аммиаком, сероводородом и т. д.), отличающимся в условиях биосферы легкостью фазовых превращений и исключительной химической активностью.

Природная вода всегда содержит дейтерий — тяжелый изотоп водорода H^2, или D, но в очень малой концентрации, в среднем $1H^2 : 6500H^1$ (Фрицман, 1935; Dorsey, 1940). Физические свойства «тяжелой воды» и «тяжелого» льда отличны от обыкновенных: удельный вес D_2O в жидком состоянии составляет 1,11 г/см³, температура замерзания $+3{,}8°$ С, упругость паров меньше, чем у H_2O. При нормальной концентрации влияние примеси D_2O на свойства воды ничтожно. Еще меньшее влияние оказывает тяжелый изотоп кислорода O^{18}, повидимому, дающий температуру замерзания H_2O^{18} — $0{,}1° \pm 0{,}05°$ С, и пока совсем не определимо влияние изотопов H^3 (тритрия) и O^{17}.

По данным Р. В. Тейс (1940 и др.), твердая фаза воды, повидимому, в общем несколько отличается от жидкой по изотопному составу: она обогащена дейтерием и обеднена тяжелым изотопом кислорода.

Со стороны химического состава среди природных льдов нельзя выделить разные минеральные виды. Это можно видеть из единственной существующей химико-минералогической классификации льдов, принадлежащей В. И. Вернадскому (1933),

который делит природные льды на три класса (по содержанию солей): пресные (с минерализацией меньше 1 г/л), соленые (1—50 г/л) и рассольные (более 50 г/л), и на подклассы—по газовому составу, указывая на вероятность принадлежности льдов к пяти подклассам, содержащим в различных (пока не известных) количествах азот, кислород и углекислый газ. Дальнейшее подразделение в этой классификации проводится уже по признакам местонахождения льда в разрезе планеты (метеорные, наземные и подземные льды) и по форме нахождения льда (облака, покров стоячих или текучих вод, снежный покров, глетчерный, пещерный лед и т. п.), т. е., как выражается сам Вернадский, на основании «обыденных, выработанных жизнью понятий», которые, по существу, не имеют отношения к минералогической классификации.

Если принять во внимание, что соли и газы во льду не образуют изоморфных смесей, а всегда представляют включения, то станет очевидным, что и признаки для выделения классов и подклассов в классификации Вернадского не могут иметь того значения, какое они имеют при классификации изоморфных смесей кристаллических минералов, так как здесь нельзя говорить о концентрации разнородных молекул. Наличие же включений (в том случае, когда они имеют первичное происхождение, расположены внутри кристаллов минерала и меняют свойства или облик последнего) дает основание только для выделения разновидностей, а не минеральных видов. Следовательно, в отношении химического состава льды принадлежат к одному минеральному виду.

Пресные, соленые и рассольные льды представляют различные минеральные разновидности, так как при замерзании достаточно соленых вод соли располагаются закономерно в виде прослоек внутри кристаллов льда, придавая им пластинчатое строение и значительно меняя их свойства. Химический состав солей и газов не имеет отношения к характеристике пресного льда как минерала и должен рассматриваться лишь в качестве дополнительного петрографического признака.

Значительно сложнее становится картина, если принимать во внимание так называемую тонкую структуру льда. Как известно, механически твердое аморфное вещество и различные полиморфные модификации его в кристаллическом состоянии могут очень резко отличаться по своим свойствам и представляют собой разные минералы.

Лед всегда служил прообразом кристаллического вещества, что отразилось в самом его названии: у древних греков слово кристалл (κρυσταλλος от χρυος—холод и στελλυσθαι — застывать, т. е. «застывший на холоду») обозначало лед, а также горный хрусталь, считавшийся окаменевшим льдом.

И действительно, аморфного льда в природе, повидимому, не существует. Ледяное стекло без всяких следов кристаллической структуры было получено только при конденсации водяного пара, переохлажденного до температуры ниже — 120° С (Burton a. Oliver, 1935; König, 1944). Эта форма льда неустойчива и при нагревании до —70°С расстекловывается. Ввиду этого все данные о существовании аморфного льда при более высоких температурах сомнительны. Г. Бейлби (Beilby, 1921, стр. 195), указавший, что при быстром замораживании мелких капель воды при —12°С они оставались бесструктурными и только после легкого нажима стальным инструментом сразу раскристаллизовывались, повидимому принимал переохлажденные жидкие капли за аморфный лед. Естественные твердые продукты быстрого замерзания переохлажденной воды в атмосфере и на поверхности твердых предметов (ледяная крупа, ледяной дождь, град, твердый налет, гололед) только кажутся бесструктурно-мутными или стекловатыми, в действительности же они обладают кристаллической структурой.

Таким образом, аморфный лед можно получить искусственно — при температуре ниже возможной на земной поверхности и в атмосфере, но он вряд ли может возникнуть в природе, а тем более длительно существовать в условиях выше температуры расстеклования, которая для льда настолько низка, что имеет место главным образом в верхних слоях тропосферы, а на земной поверхности бывает лишь в виде исключения.

Кристаллический лед может давать разные полиморфные модификации, отличающиеся друг от друга строением пространственной решетки и физическими свойствами. В настоящее время более или менее определенно установлено существование восьми кристаллических модификаций льда, каждая из которых имеет свою область устойчивости; кроме того, в разное время делались указания на существование еще нескольких форм, — проблематичных или отвергнутых в процессе дальнейших исследований.

Из числа определенно установленных модификаций одна — обыкновенный лед, или лед I,— существует при нормальных условиях, другая — при температурах ниже —70°С и шесть остальных — при давлениях от 2 до 50 тыс. ат.

Низкотемпературная модификация была получена путем конденсации водяного пара в вакууме при температуре около —80°С (König, 1944). Структура его оказалась кубической, подобной структуре алмаза, с такими же расстояниями между атомами кислорода, как у обыкновенного льда при той же температуре (2,75 Å). При нагревании его выше —70° этот лед переходит в обыкновенную гексагональную форму, что было подтверждено микрофотометрически. Такой же лед был получен в присутствии

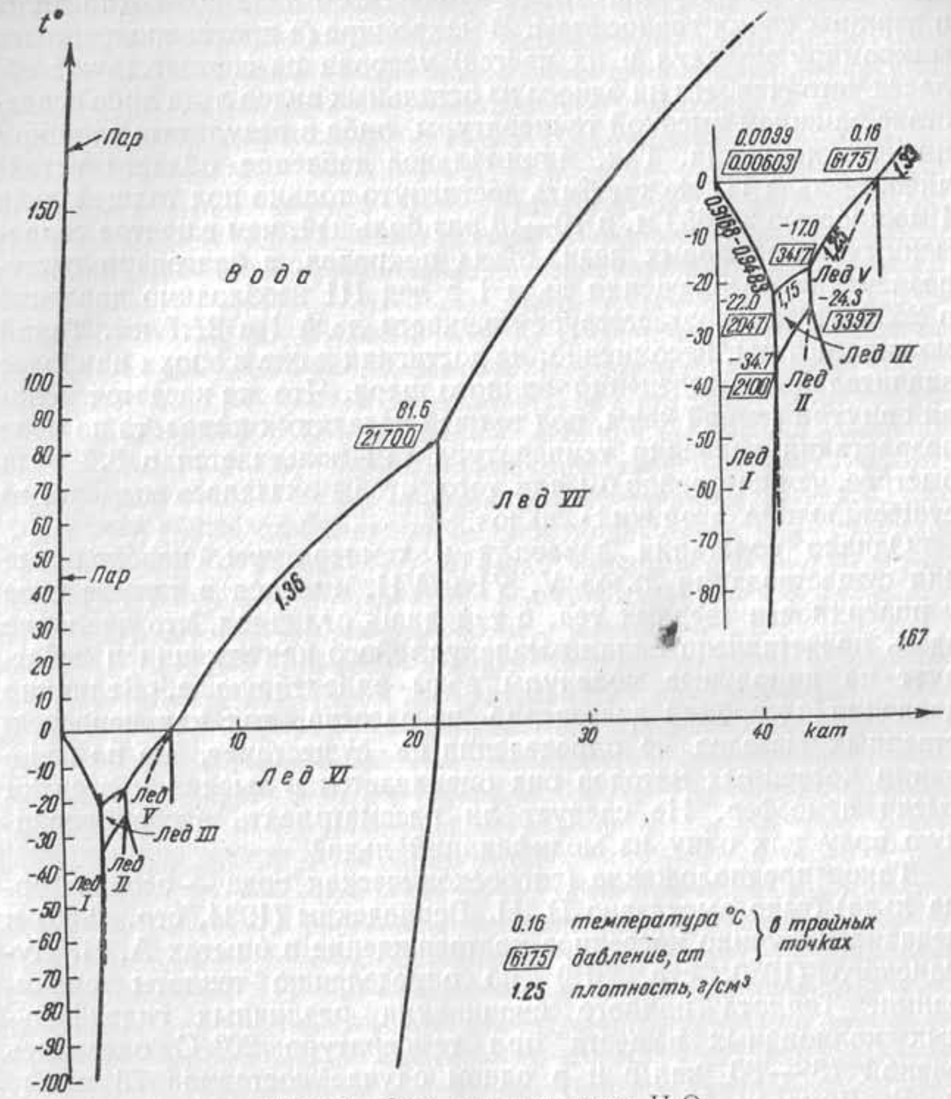
паров органических веществ при температуре около —70°, причем при нагревании выше —70° он также переходил в обыкновенный лед (Rau, 1944). Значительно раньше образование якобы низкотемпературной кубической модификации льда из водного раствора алкоголя наблюдали Г. Барендрехт (Barendrecht, 1896) и Ф. Валлеран (Wallérant, 1908), но П. Н. Чирвинский (1912), опираясь на исследования Д. И. Менделеева (1865), показал, что это были кристаллы гидрата $C_2H_5(OH) + 3H_2O$, а не льда.

Из модификаций льда, соответствующих высоким давлениям, льды II и III были открыты Г. Тамманом (Tammann, 1900), а льды IV—VII — П. Бриджменом (Bridgeman, 1912, 1935, 1937, 1946). Лед IV Бриджмена был открыт в 1935 г., и его не следует смешивать с неустойчивой формой, существование которой под названием льда IV — неустойчивого подвида льда I — утверждалось Г. Тамманом с 1900 г., но в конце концов было отвергнуто П. Бриджменом.

Признаками, позволяющими судить о переходе одной модификации в другую в камере высокого давления, являются только внезапные нарушения плавного хода изменений давления и температуры, вызываемые изменениями объема и выделением или поглощением скрытой теплоты при фазовых превращениях. Поэтому сведения о льдах высокого давления в основном сводятся к термическим и калорическим их свойствам. Наиболее интересные термические свойства приведены на фазовой диаграмме (фиг. 2), из которой видно, что в равновесии с водой могут находиться пять устойчивых модификаций льда, причем температура равновесия снижается с ростом давления только у льда I, а у остальных льдов она повышается. При известных условиях давления лед V может существовать до температуры +0,16°C, лед VI — до температуры +81,6°C, а лед VII — до +200°C, — это так называемые «горячие» льды. Плотность льдов высокого давления больше, чем у воды под тем же давлением, т. е. соотношение между плотностями жидкой и твердой фаз у этих льдов такое, какое свойственно большинству веществ.

Соседние модификации льда обладают значительным гистерезисом превращения: каждая модификация в отсутствии соседней может длительное время существовать, не превращаясь в нее, как то следовало бы по фазовой диаграмме. Так, при температуре —130°C лед I устойчив до давления около 3000 кг/см², а лед III — до нулевого давления (Tammann, 1922). Благодаря этому имеется возможность вынимать льды II и III из камер высокого давления и некоторое время сохранять их при очень низких температурах. Г. Тамман воспользовался этим свойством для макроскопического исследования таких модификаций, а Р. Мак-Фарлан (Mc Farlan, 1936) получил с них рентгенограммы.

Рентгенограммы модификаций льда высокого давления слишком сложны и не вполне поддаются расшифровке. Структуры



Фиг. 2. Фазовая диаграмма H_2O.

льдов II и III, по заключению Мак-Фарлана, представляют собой нарушенные и более компактные структуры льда I. Высокая плотность льда VII (1,67 г/см³ при температуре 20°C и давлении 48 400 ат) свидетельствует о том, что структура его приближается к структуре плотнейшей укладки шаров (атомов) (Owston a. Lonsdale, 1948).

Судя по термическим свойствам описанных девяти видов льда — аморфного и восьми кристаллических, в обычных

условиях земной поверхности может существовать только один из них, а именно лед I, или обыкновенный лед, существование же низкотемпературного льда кубического вида возможно лишь в верхних слоях тропосферы. В макромире (в противоположность микромиру молекул и их частей) условия не соответствуют области устойчивости ни одного из остальных видов льда либо вследствие слишком высокой температуры, либо в результате слишком низкого давления. Так, минимальное давление области устойчивости льда III может быть достигнуто только под толщей льда I мощностью 22 680 м, в 10—15 раз большей, чем в центре современных материковых ледниковых покровов, а благодаря гистерезису для превращения льда I в лед III необходимо давление в 2500 ат, что соответствует мощности льда I в 27,7 км. Такой мощности льды, несомненно, не достигали даже в эпохи наиболее значительных оледенений земного шара. Что же касается условий внутри земной коры, под толщей неледяных пород, то по мере возрастания давления температура там повышается в 3,5 раза быстрее, чем следовало бы для того, чтобы оказалось возможным существование «горячих» льдов.

Однако сочетания давления и температуры, необходимые для существования льдов V, VI и VII, имеются в тонком слое у поверхности твердых тел, с тем лишь отличием, что давление здесь представлено силами молекулярного притяжения и действует на дипольные молекулы воды ориентирующе. Величина давления адсорбции достоверно неизвестна, так как непосредственных методов ее определения не существует, но на основании косвенных методов она оценивается в тысячи и десятки тысяч атмосфер. Не следует ли рассматривать адсорбированную воду как одну из модификаций льда?

Такое предположение (гигроскопическая вода — особая форма льда) было высказано В. И. Вернадским (1934, стр. 260) и недавно получило косвенное подтверждение в опытах А. В. Думанского (1950, стр. 319) по определению теплоты смачивания. Теплота полного смачивания различных гидрофильных коллоидных веществ при температуре 20° С оказалась равной 78 — 80 кал/г и в одном случае составила 73 кал/г. А. В. Думанский округляет результат до 80 кал/г и отмечает совпадение его со скрытой теплотой плавления обыкновенного льда. Однако скрытая теплота плавления льда I резко меняется с изменением температуры; если проэкстраполировать ее до температуры 20°С (что, конечно, допускается условно только для пояснения, так как перегрев льда невозможен), то она составила бы примерно 102 кал/г. Зато скрытая теплота плавления льда VI при температуре 20°С и давлении 8710 ат равна 76,45 кал/г, а суммарная скрытая теплота, выделяющаяся при превращении воды в лед VI, а затем в лед VII при 20°С и давлении

21 530 ат составляет 79,74 кал/г, что как раз соответствует величине, полученной А. В. Думанским.

Следовательно, мономолекулярный слой адсорбированной воды, как и предполагал В. И. Вернадский, повидимому, представляет собой лед VII. Во время смачивания твердой поверхности вода замерзает при положительной температуре, превращаясь в лед VII и выделяя скрытую теплоту замерзания, которую в этом случае называют теплотой адсорбции, или смачивания. Как известно, вообще связанная «вода» по физическим свойствам сильно отличается от воды, в частности тем, что первая обладает значительно меньшей способностью растворения и теплоемкостью, меньшей упругостью пара и большей плотностью. По определению А. Раковского и П. Полянского (1931, стр. 15), плотность связанной «воды» крахмала достигает 1,28—2,45 г/см³. Повидимому, не только ближайший к твердой поверхности, но и последующие слои молекул связанной «воды» представляют собой твердое тело — модификации льда высокого давления или их квазикристаллические аналоги. Лишь внешняя, менее прочно связанная часть сорбированного слоя подвижна и действительно представляет собой воду. У крахмала общая мощность слоя связанной «воды», еще обладающей модулем сдвига, по определению Б. В. Дерягина, достигает 8 μ.

Рентгенометрически установить структуры пленок связанной «воды», повидимому, очень трудно, так как структура должна меняться по мере удаления от связывающей поверхности. Н. Калькмейер и Д. Фейведжи (Kalkmeyer a. Favejee, 1933, стр. 602) в результате рентгенометрического исследования пришли к выводу, что водная пленка крахмала имеет структуру, представляющую собой несколько нарушенную структуру обыкновенного льда, что согласуется с данными Мак-Фарлана о структуре льдов II и III. Однако в литературе, насколько известно, нет указаний на подтверждение этого результата позднейшими исследованиями. Повидимому, решение вопроса о строении сорбированных пленок возможно электронографическим методом. А пока этот вопрос не решен, можно схематически представлять себе пленку связанной «воды» на поверхности твердого тела состоящей из мономолекулярного слоя льда VII и прилегающих к нему слоев льда VI, а при достаточно низкой температуре, может быть, и льдов V и III или их квазикристаллических аналогов, а во внешней части — из ориентированной воды. По мере понижения температуры слой пленочной воды должен уменьшаться за счет замерзания с обеих сторон: снаружи вода будет превращаться в лед I, а изнутри—в модификации высокого давления или соответствующие им квазикристаллические формы. Не замерзает та часть сорбированного слоя, которая удерживается изнутри силами, бо́льшими сил водородной связи в пространст-

венной решетке льда I, или, другими словами, та часть, которая находится под молекулярным давлением, превышающим давление равновесия между водой и льдом при данной температуре.

Таким образом, полиморфные модификации льда, соответствующие высоким давлениям, вероятно, существуют в природе в виде тонких пленок и играют существенную роль в дисперсных минеральных системах с большой удельной поверхностью — в почвах и осадочных горных породах. Что касается остальных форм льда, существование которых предполагалось различными исследователями, то история этого вопроса вкратце такова.

Г. Тамман считал, что льды I—VI представляют собой не отдельные виды, а кристаллические группы с рядом неустойчивых форм, причем в группе льда I, по его мнению, их имеется четыре, может быть даже семь и в группе льда III — две. Большинство из них, по Тамману, возникает случайно, по неустановленным причинам, и через некоторое время превращается в устойчивую для данных условий форму. Только лед IV Таммана при повторных опытах получался у него более закономерно — в трех случаях из семи. Это несколько более плотная разность льда I, образующаяся при медленном замерзании воды. Другими исследователями возникновение подобных форм не наблюдалось, впрочем, за двумя исключениями. Д. Кокс в 1904 г. и А. Н. Шоу в 1924 г. при давлении ниже 1 ат получили лед, который был плотнее воды и медленно опускался на дно. Однако Н. Дорси (Dorsey, 1940, стр. 396) полагает, что эти данные ошибочны.

По Н. Я. Селякову (1936, 1937), при кристаллизации льда из воды, переохлажденной ниже — 5°, образуется устойчивая модификация льда тригонально-пирамидального или ромбоэдрического вида симметрии с иной кристаллографической постоянной, которую он назвал β-льдом в отличие от обыкновенного льда, или α-льда. Однако позднейшие исследования (Owston a. Lonsdale, 1948) не подтвердили мнения Н. Я. Селякова, причем имеются убедительные доводы в пользу того, что это мнение является результатом неправильного истолкования рентгенограмм.

Существует также немало указаний на встречавшиеся среди естественных ледяных образований — инея, ледяной мглы и снежинок — кристаллы прямоугольной формы; в некоторых коллекциях приведены их фотографии (Dobrowolski, 1923; Bentley a. Humphreys, 1931). Ряд исследователей (Г. Шумахер, Г. Гейниц, А. Норденшельд, Е. Шмидт, Брам) сделали на этом основании выводы о существовании льда тетрагональной и ромбической систем. Однако один внешний вид (без точного гониометрического или структурного исследования) не может служить доказательством полиморфизма, так как прямоугольные, на первый взгляд, формы кристаллов могут получаться и в гексагональной системе, например, у сростков гексагональных столбчатых кристаллов или у гексагональных дипирамид с аномальным развитием граней. Последующие же рентгенометрические исследования ни разу не обнаружили подобных модификаций.

Наконец, можно усматривать указание на существование в обычных условиях модификации льда низших кристаллографических систем в нередко наблюдающейся оптической двуосности льда. М. П. Головков (1936, стр. 31), наблюдавший у кристаллов льда Карского моря угол оптических осей до 20°, оставляет открытым вопрос, является ли причиной двуосности деформация или полиморфизм. В ископаемых льдах автору настоящей работы приходилось измерять углы оптических осей ледяных кристаллов до 47°, однако колебания в углах оптических осей от нуля до указанной величины и наличие закономерной связи между степенью деформации, которой подвергался лед, и величиной угла оптических осей свидетельствуют о механических причинах этого явления.

Таким образом, существование других форм льда в той же термодинамической области, что и обыкновенный лед, не доказано и по мере увеличения количества точных структурных исследований становится все менее вероятным.

Резюмируя, можно сделать вывод, что твердая фаза обыкновенной воды образует группу из девяти форм: одной аморфной и восьми кристаллических, одинакового химического состава, отличающихся друг от друга своей структурой и физическими свойствами. Из них аморфный лед может возникать и существовать только в условиях крайне низкой температуры, не встречающейся в естественных условиях. Остальные формы, вероятно, существуют в природе и представляют собой группу минералов. Бóльшая часть их может встречаться лишь в небольших количествах в верхних слоях тропосферы или в виде молекулярных пленок в верхних горизонтах земной коры, и только обыкновенный лед представляет собой весьма распространенный минерал, способный существовать в виде крупных масс — ледяных горных пород. Примеси в обыкновенном льду дают основание различать разновидности этого минерала, к числу которых можно относить пресные, соленые и рассольные льды.

В заключение необходимо отметить, что обыкновенный лед является не единственным твердым минералом, существующим только при температуре 0° и ниже. Кроме него, столь же низкой температурой плавления обладают некоторые кристаллогидраты — сравнительно неустойчивые соединения, содержащие кристаллизационную воду ($NaCl \cdot 2H_2O$, $MgCl_2 \cdot 12\ H_2O$, $MgCl_2 \cdot 8H_2O$ и др.). С. Г. Пархоменко (1938) называет всю эту группу минералов криофильными (хладолюбивыми).

В последующем изложении подо льдом без дальнейшего уточнения будет подразумеваться обыкновенный лед.

условиях земной поверхности может существовать только один из них, а именно лед I, или обыкновенный лед, существование же низкотемпературного льда кубического вида возможно лишь в верхних слоях тропосферы. В макромире (в противоположность микромиру молекул и их частей) условия не соответствуют области устойчивости ни одного из остальных видов льда либо вследствие слишком высокой температуры, либо в результате слишком низкого давления. Так, минимальное давление области устойчивости льда III может быть достигнуто только под толщей льда I мощностью 22 680 м, в 10—15 раз большей, чем в центре современных материковых ледниковых покровов, а благодаря гистерезису для превращения льда I в лед III необходимо давление в 2500 ат, что соответствует мощности льда I в 27,7 км. Такой мощности льды, несомненно, не достигали даже в эпохи наиболее значительных оледенений земного шара. Что же касается условий внутри земной коры, под толщей неледяных пород, то по мере возрастания давления температура там повышается в 3,5 раза быстрее, чем следовало бы для того, чтобы оказалось возможным существование «горячих» льдов.

Однако сочетания давления и температуры, необходимые для существования льдов V, VI и VII, имеются в тонком слое у поверхности твердых тел, с тем лишь отличием, что давление здесь представлено силами молекулярного притяжения и действует на дипольные молекулы воды ориентирующе. Величина давления адсорбции достоверно неизвестна, так как непосредственных методов ее определения не существует, но на основании косвенных методов она оценивается в тысячи и десятки тысяч атмосфер. Не следует ли рассматривать адсорбированную воду как одну из модификаций льда?

Такое предположение (гигроскопическая вода — особая форма льда) было высказано В. И. Вернадским (1934, стр. 260) и недавно получило косвенное подтверждение в опытах А. В. Думанского (1950, стр. 319) по определению теплоты смачивания. Теплота полного смачивания различных гидрофильных коллоидных веществ при температуре 20° С оказалась равной 78 — 80 кал/г и в одном случае составила 73 кал/г. А. В. Думанский округляет результат до 80 кал/г и отмечает совпадение его со скрытой теплотой плавления обыкновенного льда. Однако скрытая теплота плавления льда I резко меняется с изменением температуры; если проэкстраполировать ее до температуры 20°С (что, конечно, допускается условно только для пояснения, так как перегрев льда невозможен), то она составила бы примерно 102 кал/г. Зато скрытая теплота плавления льда VI при температуре 20°С и давлении 8710 ат равна 76,45 кал/г, а суммарная скрытая теплота, выделяющаяся при превращении воды в лед VI, а затем в лед VII при 20°С и давлении

21 530 ат составляет 79,74 кал/г, что как раз соответствует величине, полученной А. В. Думанским.

Следовательно, мономолекулярный слой адсорбированной воды, как и предполагал В. И. Вернадский, повидимому, представляет собой лед VII. Во время смачивания твердой поверхности вода замерзает при положительной температуре, превращаясь в лед VII и выделяя скрытую теплоту замерзания, которую в этом случае называют теплотой адсорбции, или смачивания. Как известно, вообще связанная «вода» по физическим свойствам сильно отличается от воды, в частности тем, что первая обладает значительно меньшей способностью растворения и теплоемкостью, меньшей упругостью пара и большей плотностью. По определению А. Раковского и П. Полянского (1931, стр. 15), плотность связанной «воды» крахмала достигает 1,28—2,45 г/см³. Повидимому, не только ближайший к твердой поверхности, но и последующие слои молекул связанной «воды» представляют собой твердое тело — модификации льда высокого давления или их квазикристаллические аналоги. Лишь внешняя, менее прочно связанная часть сорбированного слоя подвижна и действительно представляет собой воду. У крахмала общая мощность слоя связанной «воды», еще обладающей модулем сдвига, по определению Б. В. Дерягина, достигает 8 μ.

Рентгенометрически установить структуры пленок связанной «воды», повидимому, очень трудно, так как структура должна меняться по мере удаления от связывающей поверхности. Н. Калькмейер и Д. Фейведжи (Kalkmeyer a. Favejee, 1933, стр. 602) в результате рентгенометрического исследования пришли к выводу, что водная пленка крахмала имеет структуру, представляющую собой несколько нарушенную структуру обыкновенного льда, что согласуется с данными Мак-Фарлана о структуре льдов II и III. Однако в литературе, насколько известно, нет указаний на подтверждение этого результата позднейшими исследованиями. Повидимому, решение вопроса о строении сорбированных пленок возможно электронографическим методом. А пока этот вопрос не решен, можно схематически представлять себе пленку связанной «воды» на поверхности твердого тела состоящей из мономолекулярного слоя льда VII и прилегающих к нему слоев льда VI, а при достаточно низкой температуре, может быть, и льдов V и III или их квазикристаллических аналогов, а во внешней части — из ориентированной воды. По мере понижения температуры слой пленочной воды должен уменьшаться за счет замерзания с обеих сторон: снаружи вода будет превращаться в лед I, а изнутри—в модификации высокого давления или соответствующие им квазикристаллические формы. Не замерзает та часть сорбированного слоя, которая удерживается изнутри силами, бо́льшими сил водородной связи в пространст-

венной решетке льда I, или, другими словами, та часть, которая находится под молекулярным давлением, превышающим давление равновесия между водой и льдом при данной температуре.

Таким образом, полиморфные модификации льда, соответствующие высоким давлениям, вероятно, существуют в природе в виде тонких пленок и играют существенную роль в дисперсных минеральных системах с большой удельной поверхностью — в почвах и осадочных горных породах. Что касается остальных форм льда, существование которых предполагалось различными исследователями, то история этого вопроса вкратце такова.

Г. Тамман считал, что льды I—VI представляют собой не отдельные виды, а кристаллические группы с рядом неустойчивых форм, причем в группе льда I, по его мнению, их имеется четыре, может быть даже семь и в группе льда III — две. Большинство из них, по Тамману, возникает случайно, по неустановленным причинам, и через некоторое время превращается в устойчивую для данных условий форму. Только лед IV Таммана при повторных опытах получался у него более закономерно — в трех случаях из семи. Это несколько более плотная разность льда I, образующаяся при медленном замерзании воды. Другими исследователями возникновение подобных форм не наблюдалось, впрочем, за двумя исключениями. Д. Кокс в 1904 г. и А. Н. Шоу в 1924 г. при давлении ниже 1 ат получили лед, который был плотнее воды и медленно опускался на дно. Однако Н. Дорси (Dorsey, 1940, стр. 396) полагает, что эти данные ошибочны.

По Н. Я. Селякову (1936, 1937), при кристаллизации льда из воды, переохлажденной ниже — 5°, образуется устойчивая модификация льда тригонально-пирамидального или ромбоэдрического вида симметрии с иной кристаллографической постоянной, которую он назвал β-льдом в отличие от обыкновенного льда, или α-льда. Однако позднейшие исследования (Owston a. Lonsdale, 1948) не подтвердили мнения Н. Я. Селякова, причем имеются убедительные доводы в пользу того, что это мнение является результатом неправильного истолкования рентгенограмм.

Существует также немало указаний на встречавшиеся среди естественных ледяных образований — инея, ледяной мглы и снежинок — кристаллы прямоугольной формы; в некоторых коллекциях приведены их фотографии (Dobrowolski, 1923; Bentley a. Humphreys, 1931). Ряд исследователей (Г. Шумахер, Г. Гейниц, А. Норденшельд, Е. Шмидт, Брам) сделали на этом основании выводы о существовании льда тетрагональной и ромбической систем. Однако один внешний вид (без точного гониометрического или структурного исследования) не может служить доказательством полиморфизма, так как прямоугольные, на первый взгляд, формы кристаллов могут получаться и в гексагональной системе, например, у сростков гексагональных столбчатых кристаллов или у гексагональных дипирамид с аномальным развитием граней. Последующие же рентгенометрические исследования ни разу не обнаружили подобных модификаций.

Наконец, можно усматривать указание на существование в обычных условиях модификации льда низших кристаллографических систем в нередко наблюдающейся оптической двуосности льда. М. П. Головков (1936, стр. 31), наблюдавший у кристаллов льда Карского моря угол оптических осей до 20°, оставляет открытым вопрос, является ли причиной двуосности деформация или полиморфизм. В ископаемых льдах автору настоящей работы приходилось измерять углы оптических осей ледяных кристаллов до 47°, однако колебания в углах оптических осей от нуля до указанной величины и наличие закономерной связи между степенью деформации, которой подвергался лед, и величиной угла оптических осей свидетельствуют о механических причинах этого явления.

Таким образом, существование других форм льда в той же термодинамической области, что и обыкновенный лед, не доказано и по мере увеличения количества точных структурных исследований становится все менее вероятным.

Резюмируя, можно сделать вывод, что твердая фаза обыкновенной воды образует группу из девяти форм: одной аморфной и восьми кристаллических, одинакового химического состава, отличающихся друг от друга своей структурой и физическими свойствами. Из них аморфный лед может возникать и существовать только в условиях крайне низкой температуры, не встречающейся в естественных условиях. Остальные формы, вероятно, существуют в природе и представляют собой группу минералов. Бóльшая часть их может встречаться лишь в небольших количествах в верхних слоях тропосферы или в виде молекулярных пленок в верхних горизонтах земной коры, и только обыкновенный лед представляет собой весьма распространенный минерал, способный существовать в виде крупных масс — ледяных горных пород. Примеси в обыкновенном льду дают основание различать разновидности этого минерала, к числу которых можно относить пресные, соленые и рассольные льды.

В заключение необходимо отметить, что обыкновенный лед является не единственным твердым минералом, существующим только при температуре 0° и ниже. Кроме него, столь же низкой температурой плавления обладают некоторые кристаллогидраты — сравнительно неустойчивые соединения, содержащие кристаллизационную воду ($NaCl \cdot 2H_2O$, $MgCl_2 \cdot 12\ H_2O$, $MgCl_2 \cdot 8H_2O$ и др.). С. Г. Пархоменко (1938) называет всю эту группу минералов криофильными (хладолюбивыми).

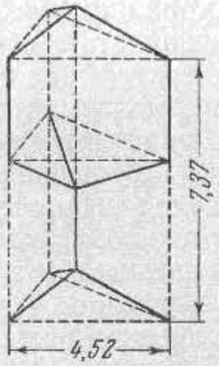
В последующем изложении подо льдом без дальнейшего уточнения будет подразумеваться обыкновенный лед.

Глава II

СТРУКТУРА И ГОНИОМЕТРИЧЕСКАЯ СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ ОБЫКНОВЕННОГО ЛЬДА

Свойства льда, как и всех кристаллических веществ, определяются, кроме химического состава, геометрией пространственной решетки и характером связи, удерживающей в равновесии составляющие пространственную решетку структурные единицы.

Вопрос о тонкой структуре обыкновенного льда окончательно еще не разрешен [1]. Рентгеноструктурный анализ дает возможность определенно установить только положение атомов кислорода в пространственной решетке льда. Атомы водорода рассеивают рентгеновские лучи слишком слабо, и о положении их в настоящее время судят преимущественно по косвенным данным. Имеются основания полагать, что положение атомов водорода при температурах выше примерно —70°С непрерывно меняется, так что и с помощью более чувствительных средств, какие дает, например, облучение нейтронами, может быть зафиксирована только средняя структура, определяемая положением атомов кислорода.

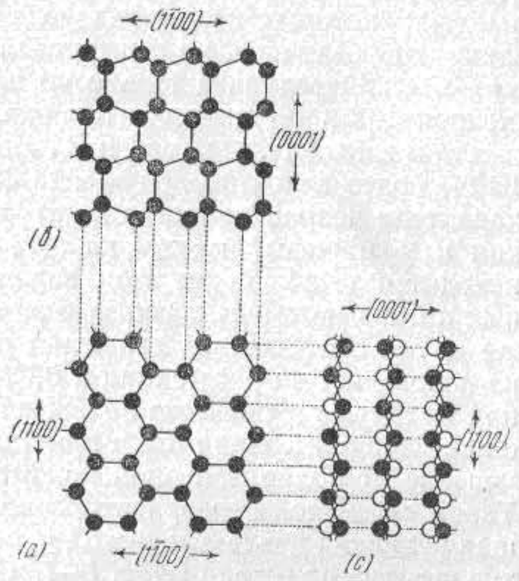


Фиг. 3. Элементарная ячейка пространственной решетки льда.

Элементарная ячейка этой средней структуры льда (т. е. многогранник, из которого можно получить пространственную решетку путем параллельных переносов его вдоль ребер на равные длинам ребер расстояния) состоит из четырех атомов кислорода. В изображенной на фиг. 3 элементарной ячейке льда шесть угловых атомов принадлежат каждый шести соседним ячейкам; три атома на ребрах — каждый трем ячейкам, два крайних осевых — каждый двум ячейкам и средний атом — только данной ячейке. Следовательно, общее количество атомов в ячейке $\frac{6}{6}+\frac{3}{3}+\frac{2}{2}+1=4$. В целом решетка атомов кислорода изображена на фиг. 4.

[1] Обзор первых исследований, начавшихся с 1917 г., был дан А. Б. Добровольским (1933), Э. Х. Фрицманом (1935) и В. Я. Альтбергом (1940, стр. 228), результаты новейших работ подытожены П. Оустоном и К. Лонсдейл (1948).

Координационное число каждого атома в этой структуре равно четырем, т. е. каждый атом окружен на равных расстояниях (2,76 Å) четырьмя другими, расположенными по углам правильного тетраэдра, центром которого является данный атом. Наиболее точно размеры элементарной ячейки были определены Э. Мегоу в 1934 г.; после поправок для приведения к истинным единицам системы CGS они равны: при температуре 0°С $a=4{,}5226$ Å, $c=7{,}3670$ Å и при температуре — 66°С $a=4{,}5176$ Å, $c=7{,}353$ Å (Owston a. Lonsdale, 1948). Отсюда кристаллографическая постоянная льда при 0°С $\frac{c}{a}=1{,}6223$.



Фиг. 4. Пространственная решетка льда.

Узел решетки имеет дигексагонально-дипирамидальную ($L_6\ 6L^2\ 7PC$) симметрию; таким образом, решетка принадлежит к гексагональной сингонии.

В. Барнес полагал, что структура льда ионная, так что характер связи между ионами в кристалле не отличается от связи атомов (ионов) в молекуле. У льда, по Барнесу, нельзя выделить отдельные молекулы, — молекулу представляет собой целый кристалл. Водородные ядра Барнес, как и В. Брэгг, помещал в середине промежутка, разделяющего ионы кислорода. Это не согласуется с данными абсорбции инфракрасной части спектров и рáмановских спектров водяного пара, воды и льда, которые очень мало отличаются друг от друга. Вода и водяной пар, несомненно, имеют молекулярную структуру, причем расстояние OH у водяного пара составляет 0,958 Å. По данным сравнения спектров, расстояние OH во льду должно быть порядка 0,99—1,05 Å вместо 1,38 Å, как то требуется согласно гипотезе Барнеса-Брэгга. Таким образом, каждый атом водорода расположен ближе к одному из кислородных атомов, и структура льда не ионная, а молекулярная.

Но для получения молекулярной структуры, соответствующей рентгенографическим данным, элементарная ячейка льда должна быть слишком сложной: 12 молекул — в случае полярной структуры и не менее 96 молекул — в случае неполярной, что невероятно. Другие возможности представляются в допущении статической или динамической неправильности структуры. Первое допущение сделано Д. Берналом и Р. Фаулером в 1933 г., в модели которых атомы водорода в соседних молекулах льда занимают различное, но фиксированное положение. Таким образом, лед кристалличен только по положению своих молекул, но стеклоподобен по их ориентировке.

По мнению П. Оустона и К. Лонсдейл (Owston a. Lonsdale, 1948), более вероятно допущение Л. Паулинга о динамическом характере неправильности структуры льда. В модели Паулинга, как и у Барнеса, между каждой парой кислородных атомов находится только один атом водорода; но положение водородных атомов может изменяться благодаря вращению молекул или же путем собственного движения атомов на расстояние 0,78 Å из положения на расстоянии в 0,99 Å от кислородного атома одной молекулы в такое же положение в составе другой связанной с ней молекулы. При этом в кристалле постоянно происходит изменение от поляризованной конфигурации к неполяризованной. Такой свободной переориентировкой молекул объясняется большая величина диэлектрической проницаемости льда при температурах выше примерно 200°К (—73°С), близкая к диэлектрической проницаемости воды. При охлаждении льда до очень низкой температуры молекулы задерживаются в одном из многих возможных положений, что не предполагает возникновения определенной конфигурации без хаотической ориентировки молекул.

Новейшая техника рентгеноструктурного анализа дает возможность исследовать не только взаимное расположение атомов, но и их термические вибрации. При длительной экспозиции на лауэграмме наряду с четкими изолированными точками появляются расплывчатые пятна и полосы, интенсивность которых заметно зависит от температуры. Для льда такая картина значительно сложнее, чем та, которая соответствовала бы простым упругим колебаниям, и, повидимому, происходит от групповых движений атомов кислорода и водорода или от групповых переориентировок молекул. Особенно интенсивны движения вдоль главной кристаллографической оси [0001], что указывает на относительную слабость атомных связей в этом направлении.

Следы колебаний исчезают лишь при очень низких температурах и видимы еще при —73°С. Средняя амплитуда термических вибраций атомов близ 0°С достигает почти 0,5 Å. Несмотря на это, кристаллы естественного льда относительно совершенны и, по данным П. Оустона и К. Лонсдейл (там же), не обнаруживают

мозаичности [1]. При таянии на рентгенограмме характерная для льда структурная картина резко сменяется кольцом диффракции воды.

Поскольку структура льда в основных чертах выяснена непосредственными исследованиями, вопрос о гониометрической симметрии кристаллов льда имеет менее существенное значение. По статистическому закону О. Бравэ, на кристаллах чаще всего развиваются грани, соответствующие сеткам пространственной решетки с наибольшей ретикулярной плотностью, т. е. наиболее густо усеянные атомами, что обычно связано с наименьшей скоростью роста этих граней. Как известно, строение пространственной решетки не полностью определяет гониометрическую симметрию кристаллов; в случае гексагональной сингонии решетки кристаллы могут принадлежать как к гексагональной системе, так и к тригональной, так как в этой сингонии возможны оба комплекса граней. Поэтому вопрос о гониометрической симметрии кристаллов обыкновенного льда должен решаться эмпирически, независимо от структурных исследований.

Как отметил М. П. Головков (см. Вейнберг и др., 1940, стр. 264), изучение симметрии кристаллов льда связано почти со всей историей развития минералогии и кристаллографии. Рисунки, описания и приближенные измерения углов ледяных кристаллов, дающие возможность установить их принадлежность к гексагональной (тригональной) системе, появляются еще в XVI и XVII вв. (О. Магнус — 1555 г., И. Кеплер — 1611 г., Р. Декарт — 1637 г., Р. Гук — 1665 г., и др.). Однако вследствие редкости сплошных (не скелетных) правильно ограненных кристаллов льда и почти полной невозможности их сохранения точных гониометрических измерений, которые удовлетворительно решали бы этот вопрос, нет и до настоящего времени. Большинство исследователей основывалось на внешнем виде кристаллов, полостей в них, внутренних и внешних фигур коррозии, удара и давления и — лишь в редких случаях на грубых измерениях. При этом метеорологи, располагавшие большим фактическим материалом, часто ограничивались описаниями, не делая из них кристаллографических выводов и не обращая внимания на существенные детали. Многие исследователи не шли дальше установления принадлежности кристаллов льда к гексагональной системе, не разграничивая, повидимому, гексагональную и тригональную системы.

---

[1] Наблюдения автора, проведенные в поляризованном свете, напротив, свидетельствуют о широком распространении среди естественных льдов мозаичной структуры, возникающей, повидимому, при наличии внешних препятствий росту кристаллов.

Уточнения этого определения шли по линиям различения гексагональной и тригональной систем и, с другой стороны, выделения гемиморфных форм. Случаи отнесения льда к собственно гексагональной системе, известные с конца XVIII и начала XIX вв. (И. Шейхцер — 1706 г., В. Скорсби — 1820 г., и др.), повторяются до самого последнего времени, несмотря на то, что давно установленное и очень часто встречающееся неодинаковое развитие граней на первый взгляд шестиугольных форм определенно указывает на тригональную симметрию, что отмечено, в частности, русским исследователем Р. Пренделем еще в 1890 г. Не меньшее значение имеет факт широкого развития у ледяных кристаллов гемиморфизма — различия формы противоположных концов, известный с 1823 г. и подтвержденный большим количеством наблюдений (Д. Смитсон — 1823 г., А. Э. Норденшельд — 1861 г., русский поручик Корсаков — 1862 г., П. А. Секки — 1876 г., Г. Гельман — 1893 г.). В последнее десятилетие был доказан также гемиморфизм медленно растущих кристаллов в перистых облаках путем микрофотографирования с самолета на месте их образования (Weickmann, 1949)[1].

Таким образом, среди кристаллов льда широко распространены кристаллы, обладающие как гексагональной, так и тригональной симметрией, как с одинаковой формой обоих концов по главной оси, так и гемиморфные. В таких случаях, как известно, определяющими являются признаки низшей симметрии, поскольку гексагональная форма может быть результатом случайного одинакового развития двух тригональных, а отсутствие гемиморфизма — следствием срастания по базисной плоскости и результатом других причин. Не учитывая этого и основываясь большей частью на случайных, недостаточных данных, многие исследователи давали следующие, не согласующиеся между собой и с фактами, определения вида симметрии кристаллов льда:

1) тригонально-трапецоэдрический ($L^3 3L^2$) (Н. Флеров, 1934 г.);

2) ромбоэдрический (L_6^3) (Э. Д. Кларк, 1822 г.; Д. Брюстер, 1834 г.; Г. Шлагинтвайт, 1854 г.; Г. А. Кенготт, 1886 г.);

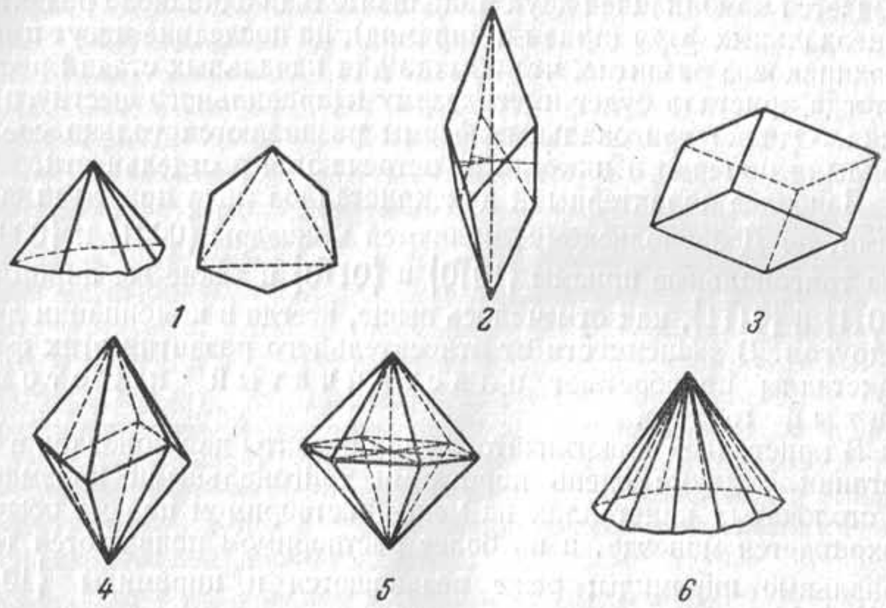
[1] Известно, что гемиморфизм кристаллов связан с полярностью, т. е. с различием свойств в противоположных направлениях. Полярность главной оси кристаллов льда, помимо гемиморфизма и характера их нарастания, повидимому, подтверждается различной скоростью испарения противоположных концов (Dobrowolski, 1923, стр. 143; Adams, 1930). Другие исследователи отрицают полярность ввиду отсутствия у льда пьезо- и пироэлектрического эффекта, в ответ на что сторонники первой точки зрения указывают на возможность того, что испытывавшиеся на пьезо- и пироэффект кристаллы были двойниками по (0001). Возможно, что такая противоречивость результатов связана с отсутствием у льда при температурах выше —73°С установившейся структуры (см. выше гипотезу Л. Паулинга).

3) дитригонально-скаленоэдрический ($L_6^3 3L^2 3PC$) (Г. Абих, 1869 г.)[1];

4) дигексагонально-пирамидальный ($L^6 6P$) (Ф. Ринне, 1917 г.; А. К. Болдырев, 1928 г.; Г. Бадер, 1939 г.; Г. Вайкман, 1949 г.);

5) гексагонально-дипирамидальный ($L^6 PC$) (А. Таттон, 1922 г.) (фиг. 5)[2].

Три первые не считаются с гемиморфизмом ледяных кристаллов, четвертое — с их тригональной симметрией, а пятое — ни с тем, ни с другим. Исследователи, учитывавшие обе эти характерные черты кристаллов льда (с различной степенью уверенности в них), очень близко подошли к правильному определению вида их симметрии (Ропер — 1859 г., Г. Норденшельд — 1893 г., О. Мюгге — 1895—1918 гг., К. Гинце — 1904 г.). Последний, завершающий, и уже сам собою напрашивающийся шаг был



Фиг. 5. Общие формы видов кристаллографической симметрии, предполагавшихся у обыкновенного льда.

1—дитригональная пирамида и ее основание—дитригон; *2*—тригональный трапецоэдр; *3* — ромбоэдр; *4* — дитригональный скаленоэдр; *5* — гексагональная дипирамида; *6*—дигексагональная пирамида.

[1] Перечисленным определениям соответствует мнение Л. Спенсера (Encyclopedia Britannica, 1910 — 1929), относящего кристаллы льда к этой группе видов симметрии.

[2] Н. Н. Стулов (1949) отнес изученные им кристаллы льда к дигексагонально-дипирамидальному виду симметрии ($L^6 6 L^2 7PC$), но отметил, что неравномерное развитие граней «гексагональной дипирамиды», может быть, указывает на принадлежность их к одному из видов симметрии тригональной системы.

сделан только А. Б. Добровольским (1902—1933) и П. Г Гротом (1906), причем А. Б. Добровольский (Dobrowolsky, 1923, стр. 121—185; 1933) подкрепил свое мнение громадным количеством фактических данных (см. также Вейнберг, 1940, стр. 264—279). Речь идет о сделанном им выборе из двух удовлетворяющих требованиям гемиморфизма видов симметрии тригональной системы—тригонально-пирамидального (L^3) и дитригонально-пирамидального (L^33P)—в пользу последнего (симметрия первого явно слишком бедна для кристаллов льда, всегда отчетливо обнаруживающих три плоскости симметрии вдоль главной оси).

Следовательно, кристаллы льда принадлежат к дитригонально-пирамидальному виду симметрии тригональной системы, элементами симметрии которого являются тройная полярная ось и три плоскости симметрии. Правильный шестиугольный вид свободно растущих кристаллов создается комбинацией двух приблизительно одинаково развитых тригональных форм (призм и пирамид), но последние могут иметь неодинаковое развитие, что обычно для начальных стадий роста, и тогда кристалл будет иметь форму неправильного шестиугольника. Однако тригональные формы развиваются только соединенными попарно и никогда не встречаются в отдельности.

Наиболее характерными для кристаллов льда простыми формами, по Добровольскому, являются моноэдры $\{0001\}$ и $\{000\bar{1}\}$, две тригональные призмы $\{10\bar{1}0\}$ и $\{01\bar{1}0\}$ и такие же пирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$, как отмечалось выше, всегда в комбинации друг с другом. В зависимости от относительного развития этих форм кристаллы приобретают пластинчатый или столбчатый габитус.

В кристаллах пластинчатого типа развиты два моноэдра в сочетании с двумя очень короткими тригональными призмами. В столбчатых кристаллах на менее растворимом полюсе обычно сохраняется моноэдр, а на более растворимом появляются тригональные пирамиды; реже развиваются и пирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$ на менее растворимом полюсе.

Двойникование в кристаллах льда имеет место только по базисной плоскости (0001). Двойники срастания часто встречаются среди сублимационных кристаллов столбчатого габитуса, причем составляющие их индивиды могут быть определены лишь благодаря гемиморфизму, так как оптически они остаются однородными. Наблюдения над гемиморфными водяными сумками вокруг воздушных включений в ледниковом льду привели Г. Бадера (Bader, 1950) к мнению о наличии среди кристаллов льда также полисинтетических двойников по (0001); однако эти данные еще требуют проверки.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОБЫКНОВЕННОГО ЛЬДА

Тонкая структура льда определяет собой не только его кристаллографическую форму, но и ряд физических свойств. Из их числа мы вкратце остановимся на основных термодинамических и механических свойствах, необходимых для понимания процессов формирования петрографических структур, и на оптических свойствах, используемых при исследовании структуры льда[1].

Водородная связь, обусловливающая сцепление молекул льда, очень слаба и полностью устанавливается лишь при очень низкой температуре. Поэтому лед — вещество нестойкое, легко разрушающееся, хотя вместе с тем геометрический тип его структуры весьма стабилен, что проявляется в малой сжимаемости и необходимости применения очень высокого всестороннего давления для перестройки структуры. Нестойкость льда при тепловом воздействии сказывается в низкой температуре равновесия льда с водой и паром, а при внешнем механическом воздействии — в текучести и малой прочности льда.

Температуры плавления и возгонки. Из широко распространенных веществ лед имеет самые низкие после атмосферных газов температуры плавления и возгонки (фиг. 6). Температура плавления чистого льда, соприкасающегося с насыщенной воздухом водой под всесторонним давлением в 1 нормальную атмосферу, равна 0°C, или 273,16° K. При этом непосредственное влияние давления снижает температуру плавления на 0,0075°C, а влияние растворенного воздуха снижает ее на 0,0024°C. Таким образом, тройная точка, в которой система лед — вода — водяной пар находится в равновесии, соответствует

---

[1] Почти все основные данные о физических свойствах льда содержатся в сводках Б. П. Вейнберга (1940) и Н. Дорси (Dorsey, 1940).

температуре + 0,0099°С. Давление в этой точке не может быть доведено до нуля, но равно давлению водяного пара при данной температуре — 0,00603 ат или 4,58 мм рт. ст. (понижение температуры плавления за счет этого давления составляет всего 0,000045°С).

Как известно, равновесие между разными фазами вещества является динамическим: оно обозначает не отсутствие перехода вещества из одного состояния в другое, а только равную скорость переходов в обоих взаимно противоположных направлениях.

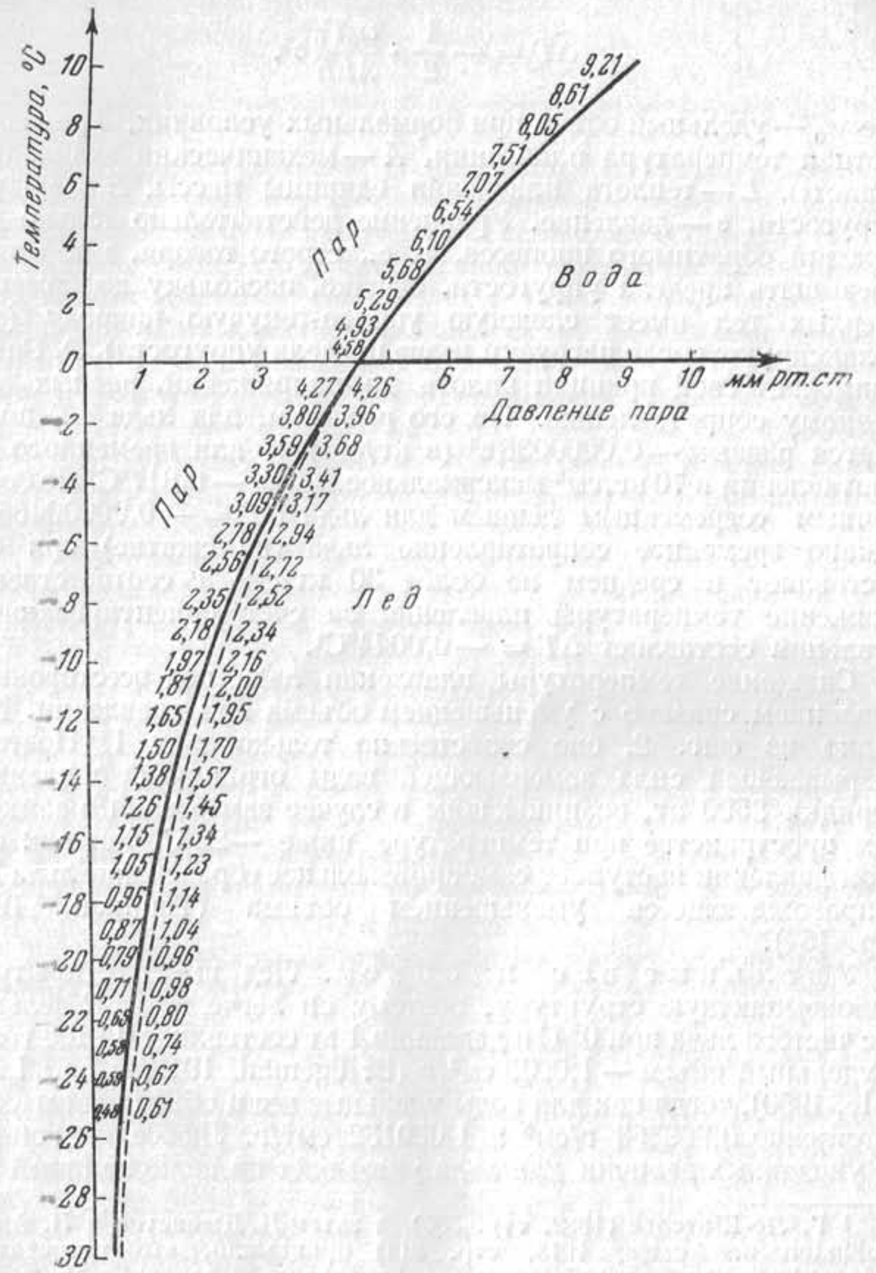
Интенсивность перехода молекул из одной фазы вещества в соприкасающуюся с ней другую фазу возрастает по мере увеличения энергии колебания атомов, т. е. температуры. Поэтому при низких температурах давление насыщенного пара ничтожно: при — 70°С оно равно 0,002 мм, а при — 110°С составляет 0,000001 мм рт. ст. В то же время давление пара, насыщенного по отношению ко льду $e_л$, меньше, чем давление пара, насыщенного по отношению к переохлажденной воде $e_в$ при равной температуре. Абсолютная разница между величинами давления при —12. —13° достигает 0,2 мм, а затем вновь начинает уменьшаться, тогда как относительное различие равномерно увеличивается: при — 10° недосыщение по отношению к воде насыщенного по отношению ко льду пара $\left(\frac{e_в - e_л}{e_в}\right)$ равно 9%, а при —40° составляет 33%.

Влияние давления. Под влиянием всестороннего давления температура плавления льда снижается, как теоретически предсказал Д. Томсон в 1849 г. и экспериментально подтвердил В. Томсон (Кельвин) в 1850 г. Величина снижения определяется уравнением Клапейрона — Клаузиуса — Томсона

$$\frac{dT}{dp} = \frac{A\Delta V}{L}$$

(T — абсолютная температура, p — давление, A — термический эквивалент работы, ΔV — изменение удельного объема при фазовом превращении, L — скрытая теплота превращения) и составляет $\frac{dT}{dp} = -0{,}00752°$ С/атм при 0°С. В более поздней работе сам Д. Томсон (D. Thomson, 1861) признал, что это снижение температуры плавления является следствием только всестороннего давления и не касается давления ориентированного, одностороннего.

Для случая ориентированного давления или напряжения любого другого вида Д. Гиббс в 1877 г. и Э. Рикке (Riecke, 1894) показали, что независимо от эффекта Томсона



Фиг. 6. Давление насыщающих паров льда I и воды при атмосферном давлении. (Пунктиром показана кривая равновесия пара и переохлажденной воды.)

за счет увеличения потенциальной энергии температура плавления любого деформированного тела снижается на величину

$$\Delta T = -\frac{1}{2} \cdot \frac{\omega_0 T_0}{ALE} \sigma^2,$$

где ω_0 — удельный объем при нормальных условиях, T_0 — абсолютная температура плавления, A — механический эквивалент теплоты, L — теплота плавления единицы массы, E — модуль упругости, σ — давление. Уравнение действительно только для условий обратимого процесса, т. е., строго говоря, σ не может превышать предела упругости. Однако, поскольку деформация твердых тел имеет сложную упруго-текучую природу (они релаксируют после нагрузки выше предела упругости), Э. Рикке применяет свой принцип вплоть до напряжений, равных временному сопротивлению. По его расчетам, для льда ΔT получается равным $-0{,}0000036\,\sigma^2$ (в кг/см²) и для временного сопротивления в 70 кг/см² максимальное $\Delta T = -0{,}017$°C. По более точным современным данным для льда $\Delta T = -0{,}00000485\,\sigma^2$, однако временное сопротивление льда (на сжатие) при 0°C составляет в среднем не более 30 кг/см² и соответственно снижение температуры плавления за счет ориентированного давления составляет $\Delta T = -0{,}0044$°C[1].

Снижение температуры плавления льда под всесторонним давлением связано с уменьшением объема при плавлении. Как видно из фиг. 2, оно свойственно только льду I. Поэтому разрывающая сила замерзающей воды ограничена давлением порядка 2500 ат, возникающим в случае замерзания в замкнутом пространстве при температуре ниже —22°C, так как при этом давлении наступает самопроизвольное образование льда III, сопровождающееся уменьшением объема (Tamman, 1922, стр. 154).

Удельные вес и объем. Лед имеет «открытую», малокомпактную структуру, поэтому он легче воды. Удельный вес чистого льда при 0° C и давлении 1 ат составляет 0,9168 г/см³, а удельный объем — 1,0908 см³/г (Bridgeman, 1912, и др.; Lonsdale, 1950), тогда как для воды удельные вес и объем равны соответственно 0,999863 г/см³ и 1,000132 см³/г. Любое отклонение от указанных величин для льда указывает на наличие примесей.

[1] Г. Ле-Шателье (1882, стр. 335), а затем Д. Джонстон и Л. Адамс (Johnston a. Adams, 1913, стр. 214) принимали, что температура плавления льда под действием ориентированного давления снижается в 12 раз больше, чем под всесторонним давлением, т. е. на 0,091°/ат; однако это положение, повидимому, ошибочно. Попытки теоретически вывести влияние ориентированного напряжения на изменение точки плавления делали также Пойнтинг (1881 г.), Оствальд (1902 г.) и П. Ниггли (1915 г.), но Г. Тамман (1922 г.) доказал их ошибочность.

Вместе с тем при плавлении льда в большом количестве поглощается скрытая теплота, которая, как известно, затрачивается на увеличение межатомных расстояний. И действительно, среднее расстояние между атомами кислорода в воде (3,0 Å) (Morgan a. Warren, 1938, стр. 666) больше, чем во льду (2,76 Å). Как может это совмещаться с увеличением плотности при плавлении?

Вода обладает высокой степенью структурности с аналогичным льду тетраэдрическим расположением молекул, представляющих собой диполи с зарядами в вершинах тетраэдра. Но, как мы видели, уже во льду при высокой температуре движения атомов или переориентировка молекул ведут к постепенной аморфизации, подготовляющей плавление. В воде слабая водородная связь между молекулами постоянно нарушается и восстанавливается; благодаря этому координационное число в структуре воды в среднем больше четырех, вероятно 4,5 (Rodebush, 1949, стр. 269), чем и объясняется ее бóльшая по сравнению со льдом плотность, несмотря на бóльшие, чем у льда, межатомные расстояния.

Теплоемкость и теплопроводность. Теплоемкость льда при постоянном давлении C_p и ее зависимость от температуры t (°C) выражаются формулой

$$C_p = 0{,}5057 + 0{,}001863\,t \text{ кал/г °C}.$$

По другим, повидимому, менее точным, определениям теплоемкость льда колеблется в довольно широких пределах и меняется в зависимости от изменения температуры не линейно. Характер зависимости теплоемкости льда и воды от температуры при постоянном давлении в 1 ат, по измерениям Ф. Симона (см. Dorsey, стр. 480), показан на фиг. 6.

Теплопроводность k льда в зависимости от температуры t по шкале Цельсия выражается формулой (Вейнберг, 1940, стр. 163):

$$k = 0{,}0053\,(1 + 0{,}0015\,t) \text{ кал/см² сек° C}.$$

Имеются указания на несколько бóльшую теплопроводность $k_\parallel$ по направлению главной кристаллографической оси [0001], чем $k_\perp$ перпендикулярно к ней. Количественные данные об этом были получены Д. Форбсом в 1874 г. и П. Странео в 1897 г. По Форбсу, отношение $k_\parallel : k_\perp$ равно 22 : 21, но абсолютная величина k у него более чем в 2 раза меньше истинной. В определениях Странео $k_\parallel$ получалось то больше, то меньше $k_\perp$ (Dobrowolski, 1923, стр. 41):

$$k_\parallel = 0{,}0050 - 0{,}0052; \quad k_\perp = 0{,}0051.$$

Некоторые исследователи (Trouton, 1910; Barrat a. Nettleton, 1929) считают возможным принимать по этим данным отношение

$$k_{\parallel} : k_{\perp} = 21{,}9 : 21.$$

Теплосодержание. Известно, что абсолютное значение внутренней энергии тела, как и других его характеристических (т. е. однозначно определяющих состояние системы) термодинамических функций, неопределимо, — можно определять лишь изменение внутренней энергии при переходе из одного состояния в другое. За условное нулевое положение для этой цели удобно принимать нуль абсолютной шкалы температуры. Внутренняя энергия, измеряемая от 0° К, U_0 для твердых и жидких тел, у которых различием между теплоемкостью при постоянном объеме и теплоемкостью при постоянном давлении можно пренебречь, практически равна теплосодержанию или энтальпии χ_0, т. е. количеству теплоты, которое необходимо затратить на приведение тела к данному состоянию посредством обратимого изобарического процесса:

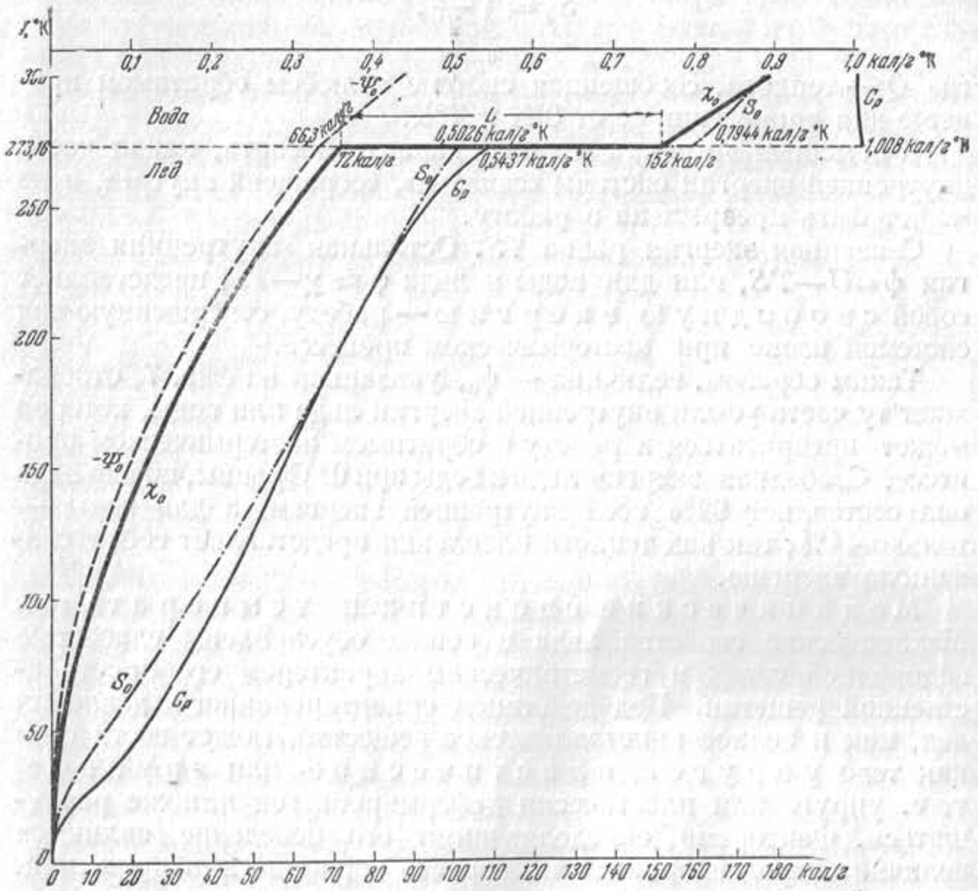
$$\chi_0 = \int_0^T C_p \, dT.$$

Следовательно, для льда и воды при давлении в 1 ат теплосодержание и внутренняя энергия, измеряемые от 0° К, практически равны, так как работа, затрачиваемая на преодоление внешнего давления при нагревании и расширении, составляющая различие между этими функциями, ничтожна.

На фиг. 7 показано изменение теплосодержания льда и воды при давлении 1 ат в температурном интервале 0—300° К. При 0° С лед обладает запасом тепла около 72 кал/г, тогда как запас тепла воды при той же температуре составляет 152 кал/г. Разница в 80 кал/г (точнее, 79,69 кал/г) составляет скрытую теплоту плавления L, которая затрачивается на разрушение пространственной решетки льда с увеличением расстояния между атомами кислорода от 2,76 до 3,0 Å. Таким образом, измеряемая от 0° К внутренняя энергия воды при давлении 1 ат и температуре 0° С более чем вдвое превышает внутреннюю энергию льда при тех же условиях. Теплосодержание водяного пара при тех же условиях составляет около 767 кал/г — в 5 раз больше теплосодержания воды и в 16,5 раза больше теплосодержания льда.

Скрытая теплота фазовых превращений. Скрытая теплота испарения воды при 0° С составляет 597 кал/г, а при более низких температурах увеличивается на 0,00537 кал/г на каждый градус отрицательной температуры. По закону сохранения энергии скрытая теплота возгонки льда

должна быть равна сумме скрытой теплоты плавления и испарения, т. е. 677 кал/г при 0° С — в 8,5 раза больше теплоты плавления. Экспериментальные определения показали, что при медленной возгонке получаются близкие к указанным величины,



Фиг. 7. Калорические свойства и тепловая энергия льда при давлении в 1 ат.

C_p — теплоемкость при постоянном давлении, кал/г°К;
L — скрытая теплота плавления, кал/г,
S_0 — энтропия, кал/г°К,
χ_0 — энтальпия, кал/г,
ψ_0 — свободная внутренняя энергия, кал/г
} от 0°К.

но при быстрой возгонке теплота возгонки лишь на 1,6% превышает теплоту испарения. Повидимому, образующийся при возгонке пар является полимерным, и дальнейший распад сложных молекул с поглощением остального тепла происходит уже в воздухе.

Энтропия и свободная энергия. На фиг. 7 показана также энтропия S_0 льда и воды, измеряемая

от 0° К, — характеристическая функция, остающаяся неизменной при обратимом адиабатическом процессе и возрастающая при необратимом. Энтропия

$$S_0 = \int_0^T \frac{dQ}{T},$$

где Q — теплота, сообщенная системе в любом обратимом процессе для приведения ее от 0°К к Т°К.

С помощью энтропии можно охарактеризовать, какая часть внутренней энергии системы «связана», «обращена внутрь», и не может быть превращена в работу.

Связанная энергия равна TS. Остальная внутренняя энергия $\psi = U - TS$, или для воды и льда $\psi \approx \chi - TS$, представляет собой свободную энергию — работу, совершенную над системой извне при изотермическом процессе.

Таким образом, величина — ψ_0, указанная на фиг. 7, отображает ту часть убыли внутренней энергии льда или воды, которая может превратиться в работу в обратимом изотермическом процессе. Свободная энергия льда и воды при 0° С равны, но для льда она составляет 92% всей внутренней энергии, а для воды — только 44%, так как теплота плавления представляет собою связанную энергию.

Механические свойства и температура. Механические свойства льда в общем обусловлены слабостью водородной связи и геометрическим характером его пространственной решетки. Под действием ориентированного давления лед, как и всякое кристаллическое вещество, может вести себя как тело упругое, пластическое или хрупкое, т. е. упруго или пластически деформироваться или же разрушаться. Факторами, определяющими его поведение, являются величина и род напряжения, скорость нарастания напряжения, температура и, может быть, в небольшой степени — предшествующие деформации. Действие большинства этих факторов таково, что оно или способствует проявлению упругих и хрупких свойств, исключая пластические, или же, наоборот, расширяет область пластических деформаций за счет упругих и хрупких.

Характеризуя механические свойства льда, необходимо принимать во внимание, что, как правило, лед находится в природе при температурах, весьма близких к точке плавления. Для правильного сравнения влияния температуры на свойства льда и других веществ следует сравнивать их приведенные температуры $\frac{T}{\theta}$, где θ — температура плавления данного вещества в абсолютной шкале. При таком сравнении оказывается,

что лед на земной поверхности обычно находится в температурных условиях, соответствующих условиям горячей обработки металлов и условиям, в которых находится большинство других минералов на значительной глубине в земной коре. Например, температура плавления ортоклаза равна 1170—1200° С, следовательно, ортоклаз на земной поверхности находится в таких же условиях, как лед при температуре —220° С.

Чем ниже температура, тем более затрудняется перегруппировка атомов в пространственной решетке льда, тем прочнее становится решетка и тем сильнее проявляются упругие и хрупкие свойства льда. Наоборот, при высокой температуре лед становится все более пластичным. Хрупкая твердость льда при близких к 0° С температурах равна 1,5 (по шкале Мооса),

при — 15°	2 — 3
» — 30°	3 — 4
» — 40°	4
» — 78,5 достигает	6—твердости ортоклаза

(Koch u. Wegener, 1930; Teichert, 1939); в абсолютных цифрах это соответствует громадному увеличению твердости. Отчетливо выраженного предела упругости у льда при температуре 0° С и постоянной нагрузке не существует или, во всяком случае, при сопротивлении сдвигу он не превышает 0,1 кг/см² (Шульман, 1948; Perutz, 1950), тогда как при низких температурах упругая часть деформации значительно возрастает. Однако и при 0° С сдвиг достигает ощутимой скорости только при напряжениях около 1 кг/см², так что в первом приближении лед можно рассматривать как пластическое вещество с пределом упругости порядка 1 кг/см² (Perutz, 1950).

Время релаксации льда при 0°С в 1,5 раза меньше, чем при —5° С (Weinberg, 1938). Вязкость льда при понижении температуры от —1 до —20°С увеличивается приблизительно линейно, по А. Р. Шульману (1948) — в 3 раза, а по Ф. Хепплеру (Höppler, 1941) [1] — в 1000 раз. Особенно быстро уменьшается вязкость льда при приближении к 0° С благодаря большому облегчению внутренних скольжений и возможности частичного плавления. Сопротивление льда раздавливанию в температурном интервале от 0° до —30° С увеличивается в среднем в 2,6 раза (Вейнберг, 1940, стр. 202).

Релаксация напряжений. В значительной степени характер деформации льда зависит также от скорости нарастания напряжения. По Д. Максвеллу, любая

[1] Данные А. Р. Шульмана, полученные методом растяжения, повидимому, более надежны, чем у Хёпплера, применявшего консистометр.

деформация состоит из взаимно перекрывающихся упругой и пластической частей, причем величина деформации зависит одновременно и от нагрузки в данный момент, как у идеально упругих тел, и от интеграла изменения нагрузки по времени, как у текучих тел. Если на тело действует кратковременная и быстро растущая сила, то даже при большой ее величине деформация будет упругой, а в случае превышения временного сопротивления наступит разрушение, почти минуя пластическую стадию. Наоборот, в случае возрастающей длительной нагрузки предел упругости сильно уменьшается, упругая деформация перекрывается остаточной, и, чем дольше действует нагрузка, тем бо́льшая доля деформации превращается из упругой в остаточную. Поэтому для того чтобы удерживать тело в деформированном состоянии, со временем нужна все меньшая сила. Это явление названо Д. Максвеллом расслаблением или р е л а к с а ц и е й. Время, которое требуется для уменьшения необходимого при данной деформации напряжения до его e-части ($e = 2{,}718$ —основание натуральных логарифмов), или время релаксации, служит мерой для оценки относительной роли упругой и пластической частей деформации. Следовательно, большое время релаксации — признак преимущественно упругой реакции, а малое — пластической.

Время релаксации льда колеблется в пределах от 8 до 90 мин. (Weinberg, 1938; Донченко и Шульман, 1949), в зависимости также от направления деформации. Таким образом, соотношение упругой и пластической частей деформации может изменяться более чем в 11 раз.

А н и з о т р о п и я м е х а н и ч е с к и х с в о й с т в. Все механические свойства льда резко анизотропны. В пространственной решетке льда перпендикулярно к главной оси расположены плоскости с наибольшей ретикулярной плотностью и наиболее удаленные друг от друга. Нарушение в базисной плоскости (0001) вызывает разрыв только двух атомных связей на одну элементарную ячейку, притом связей, перпендикулярных к этой плоскости, тогда как нарушение по любой плоскости, перпендикулярной к (0001), требует разрыва по меньшей мере четырех связей на одну ячейку, причем это связи, наклонные к плоскостям нарушений, так что связываемые ими атомы в проекции находятся ближе друг к другу, чем атомы, разделяемые базисной плоскостью (Owston a. Londsdale, 1948).Об относительной слабости сцепления в направлении главной оси [0001] свидетельствуют также больший температурный коэффициент линейного расширения ($29 \cdot 10^{-6}$ на градус по главной оси и $17 \cdot 10^{-6}$ перпендикулярно к ней в интервале от 0° до —66° С, как следует из данных о размерах элементарной ячейки льда) и отмеченная выше бо́льшая интенсивность движения атомов вдоль главной оси.

Благодаря этому уже задолго до рентгенометрического исследования, — по реакции льда на ориентированные напряжения,— Д. Мак-Коннелл (Mc Connel, 1891) представлял внутреннюю структуру кристаллов льда как совокупность многочисленных, очень тонких, прочных, но гибких пластинок, ориентированных в базисной плоскости, подобно колоде карт, смазанных незасохшим клеем. Промежутки между этими элементарными пластинками (плоскостями наиболее густого расположения атомов) являются п л о с к о с т я м и о с л а б л е н и я, слабо сцепленными между собой.

Ослабление проявляется различным образом. По правилу Бравэ, базисная плоскость льда должна представлять собой плоскость спайности, однако в действительности спайностью лед не обладает вследствие не полностью установившейся и, следовательно, легко восстанавливающейся связи молекул при существующих на земной поверхности температурах. Зато ослабление базисных плоскостей отчетливо проявляется в механических свойствах, в расположении газообразных и солевых включений и в распространении по этим плоскостям внутреннего таяния — «ледяных цветов» — при поглощении тепловой энергии и смутных, расплывчатых водных пленок при сжатии льда в направлении главной оси (Tyndall, 1858).

Из механических свойств анизотропия, насколько известно, меньше всего касается свойств упругих, в значительно большей мере — свойств прочностных и особенно резко проявляется в пластических свойствах.

П л о с к о с т и с к о л ь ж е н и я и п о в е д е н и е м о н о к р и с т а л л о в. Базисная плоскость в кристаллах льда является единственной хорошо выраженной плоскостью скольжения. Величина критического касательного напряжения, при котором начинается скольжение, для льда неизвестна, но ввиду очень малого предела упругости поликристаллического льда (не более 0,1 кг/см² при 0° С) она должна быть ничтожной, по крайней мере при высоких температурах.

Как известно, напряжение предела упругости z отличается от критического касательного напряжения τ в зависимости от угла φ между направлением z и плоскостью скольжения, а также от угла ψ между проекцией направления z на плоскость скольжения и ближайшим направлением скольжения:

$$\tau = z \sin \varphi \cos \psi.$$

Направления скольжения в кристаллах льда не определялись. По аналогии с металлами гексагональной сингонии надо полагать, что направлениями скольжения во льду являются диагонали гексагональной призмы $[\bar{2}\bar{1}10]$, $[1\bar{1}20]$, $[12\bar{1}0]$. О. Мюгге

(Mügge, 1895, 1899, 1900) считает, что базисная плоскость льда представляет собой плоскость т р а н с л я ц и и, отличающейся от простого скольжения тем, что в этом случае движение происходит приблизительно одинаково легко в любом направлении этой плоскости; это делает возможными упруго-пластический изгиб элементарных пластинок, сопровождающийся различным относительным смещением их частей, и вращение вокруг главной оси. Возможность всех этих видов пластической деформации вплоть до полного извлечения ограниченных базисными плоскостями частей из кристаллов льда была доказана опытами О. Мюгге.

Величина критического нормального напряжения ρ, необходимого для разрыва кристалла по базисной плоскости, у льда несравненно больше критического касательного напряжения, при котором начинается скольжение. Напряжение временного сопротивления льда Z достигается при условии $\rho = Z \sin^2 \varphi$, где φ — угол между Z и плоскостью раскола. Кристалл ведет себя как тело только упругое, пока напряжения в нем не достигают критической величины. Если достигается критическое касательное напряжение τ, то лед деформируется пластически, без нарушения сплошности; если же одновременно или впоследствии в процессе пластической деформации достигается критическое нормальное напряжение ρ, то лед реагирует уже как хрупкое тело и раскалывается.

Из сказанного видно, каким образом проявление упругих, пластических и хрупких свойств льда зависит от направления приложения силы и от ее величины. Сила, вызывающая с д в и г или скалывание, может действовать в трех главных взаимно перпендикулярных направлениях:

1) плоскость сдвига совпадает с базисной плоскостью — происходит только трансляция; деформация — пластическая;

2) сдвигающее усилие действует в направлении главной оси перпендикулярно к базисной плоскости — элементарные пластинки кристалла изгибаются, а после превышения критической величины напряжения ломаются; деформация — упруго-пластическая, сменяющаяся затем разрушением;

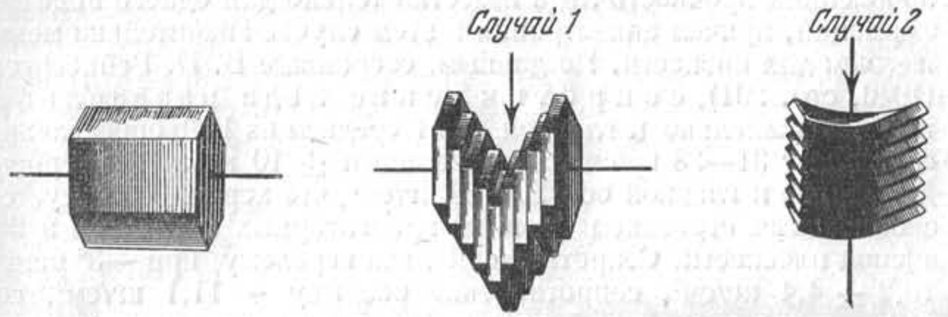
3) сила действует в базисной плоскости, но плоскость сдвига перпендикулярна к ней, — жесткие в продольном направлении элементарные пластинки допускают только незначительную упругую деформацию, которая при очень большом возрастании напряжения сменяется разрушением.

Такое поведение льда было доказано опытами Д. Мак-Конеля и О. Мюгге (см. фиг. 8).

В случае растяжения реакция льда остается в общем такой же, с тем различием, что касательное напряжение максимально и достигает половины z при наклоне базисной плоскости $\varphi = 45°$

к направлению растягивающего усилия. В случае линейного сжатия отличие от растяжения заключается только в том, что разрушение (раздавливание) достигается за счет напряжения поперечного растяжения кристалла, возникающего в результате продольного сжатия.

Если лед деформируется более или менее перпендикулярно к главной оси (случай 1), то незначительные упругие напряжения интенсивно релаксируют, а при деформациях параллельно к главной оси (случай 2) релаксация выражена слабее (Филиппова и Шульман, 1949). В первом случае время релаксации близко к нижнему пределу (8—10 мин.), а во втором оно достигает 90 мин.



Фиг. 8. Схема опытов О. Мюгге по деформированию льда.

Как показали опыты О. Мюгге, наблюдения Г. Гесса, А. Вегенера и др., упруго-пластический изгиб ледяных кристаллов при медленно возрастающей небольшой нагрузке может достигать значительной величины. Искривленные таким образом кристаллы после освобождения из-под нагрузки не обнаруживают заметного упругого последействия благодаря релаксации напряжений. По мнению А. Р. Шульмана (1948), во льду действуют также остаточные нерелаксирующие напряжения.

В я з к о с т ь. Анизотропия вязкости льда достигает очень большой величины. Согласно определениям С. К. Ханиной и А. Р. Шульмана (1940), коэффициент вязкости льда при действии силы перпендикулярно к главной оси (случай 1) составляет от 10^{10} до 10^{11} пуаз, а при действии силы параллельно к главной оси (случай 2) составляет 10^{14} — 10^{15} пуаз, в тысячу раз больше. В третьем из описанных случаев пластическая деформация вообще отсутствует.

У льда, подвергающегося пластической деформации, повидимому, не наблюдается характерного для металлов явления упрочнения — повышения предела упругости в процессе течения. Д. Бейлби (Beilby, 1921) объяснял это различие тем, что на плоскостях скольжения у всех веществ происходит плавление очень

поверхностям. После одного из опытов над сжатием льда, при котором кристалл льда размером около 1 см под давлением перпендикулярно к главной оси, с одной стороны, испытал деформацию, а с другой, — нет, указанные исследователи наблюдали поворот направления погасания в разных частях кристалла до 20°.

В оптически двуосных ледяных кристаллах с главной кристаллографической осью или с перпендикуляром к базисной плоскости совпадает острая биссектриса. Если двуосность вызвана сжатием кристаллов перпендикулярно к главной оси, то плоскость оптических осей у льда, как и у всех оптически положительных веществ, располагается в направлении давления (у оптически отрицательных кристаллов она располагается перпендикулярно к этому направлению) (Klocke, 1879, стр. 280).

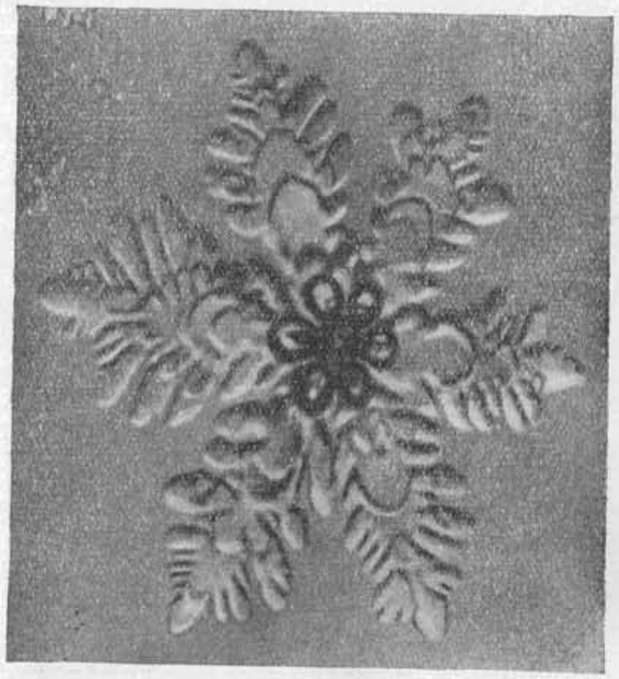
Видимый угол оптических осей кристаллов природного льда, подвергавшихся деформации в естественных условиях, часто достигает 10—20°, а иногда приближается к 50°. Однако наблюдения автора за освобожденными от внешней нагрузки образцами подобных льдов показали, что сколько-нибудь значительного уменьшения угла оптических осей у них не происходит в течение периода до двух и даже до четырех лет. Отсутствие релаксации столь сильных внутренних напряжений в течение длительного времени, конечно, невозможно. Вместе с тем разнообразие величины углов оптических осей соседних кристаллов, с одной стороны, а с другой, — закономерная связь между степенью развития двуосности и интенсивностью деформации, которой подвергался лед, лишают всяких оснований предположения о существовании двуосных полиморфных модификаций льда.

Решение этого вопроса было достигнуто экспериментальным путем. Оказалось, что сохранение монокристальности при изгибе с последующей довольно быстрой релаксацией и исчезновением двуосности после устранения нагрузки (при температурах в пределах —5° ÷ —12°) имеет место только в тех случаях, когда изгибы вызывают расхождение оптических осей не свыше 7—8°. При дальнейшем деформировании изогнутая часть кристалла без видимых нарушений сплошности распадается на ряд блоков с более или менее близкой друг к другу ориентировкой, достигая, таким образом, устойчивого равновесия, сохраняющегося и после освобождения от нагрузки. Вместе с тем ряд новообразовавшихся одноосных кристаллических блоков, или полигонов, попадая одновременно в поле зрения микроскопа, дает тот же эффект, что и единый оптически двуосный изогнутый кристалл. Также и на лауэграмме результат полигонизации, как и изгиба, проявляется в астеризме.

Таким образом, истинная оптическая двуосность льда в интервале температур от нуля до —12°, повидимому, никогда не

превышает 7 — 8°; в случае бóльших углов оптических осей мы имеем дело с псевдодвуосностью, связанной с сильной деформацией и распадом кристаллов.

«Ледяные цветы». Интересной особенностью льда, связанной с его прозрачностью и низкой температурой плавления, является его способность к внутреннему плавлению за счет

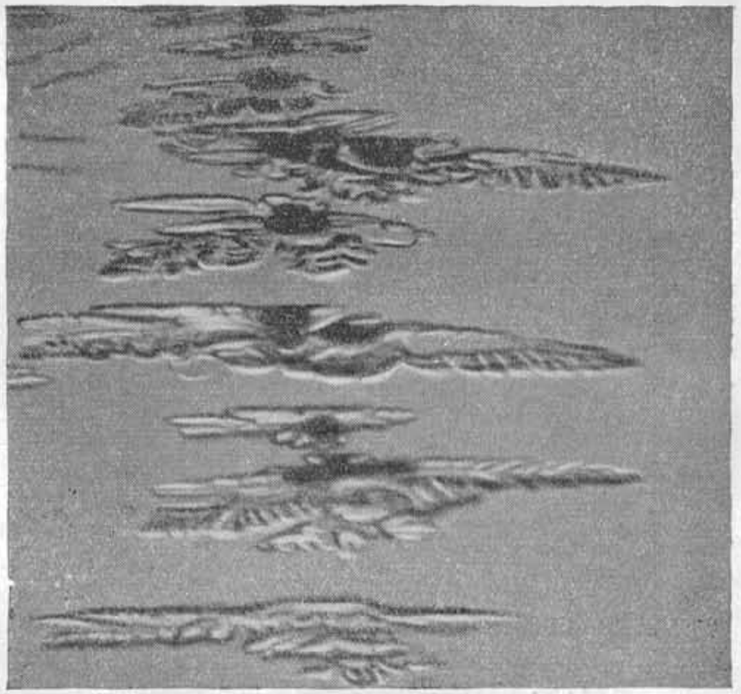


Фиг. 9. Разросшийся «ледяной цветок».
(Фото из H. Schoentjes, 1905)

поглощаемой лучистой энергии, которое аналогично образованию поверхностных фигур травления у других минералов и у самого льда. Правда, центрами таяния, повидимому, служат мелкие инородные включения, но поведение самого льда при этом весьма характерно.

Внутри облучаемого кристалла через некоторое время появляются небольшие плоские диски из воды, при продолжении таяния разрастающиеся в подобие цветов с шестью лепестками — своеобразные «отрицательные кристаллы», названные «ледяными цветами», или «цветами Тиндалля», по имени исследователя, впервые описавшего их (Tyndall, 1858; Schoentjes, 1905; Dobrowolski, 1931, стр. 337). В центре разросшегося «цветка» появляется темный диск—пустота, насыщенная водяным паром, образующаяся вследствие уменьшения объема при таянии; темной она

кажется в случае полного внутреннего отражения лучей света на ее границах. Появление центральной пустоты часто сопровождается внятным треском. Сильно разросшиеся «ледяные цветы» достигают в диаметре 1—1,5 см; лепестки их вторично ветвятся, как у звездчатых снежинок, и даже центральная пустота может давать шесть лепестков-отростков (фиг. 9).

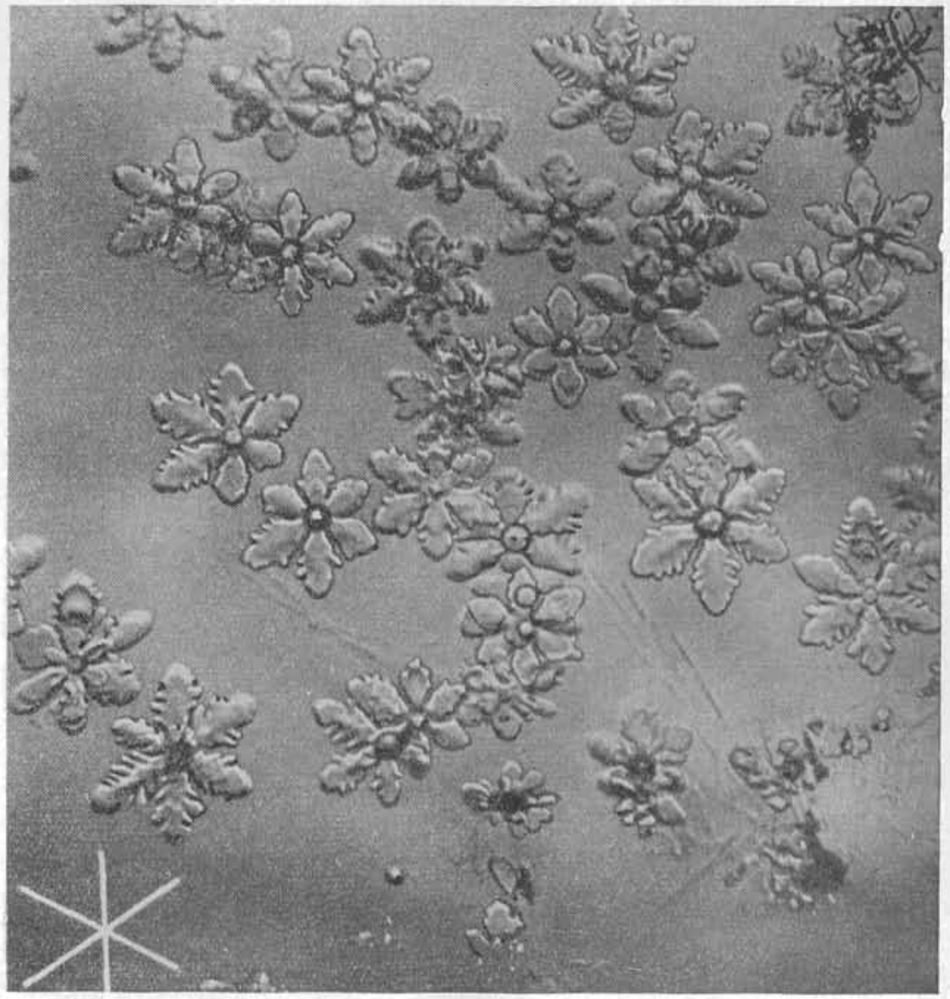


Фиг. 10. «Ледяные цветы» (вид сбоку).
(Фото из H. Schoentjes, 1905)

«Цветы» всегда расположены параллельно друг другу в базисных плоскостях, а лепестки — в направлении побочных кристаллографических осей, как это можно видеть из взаимной параллельности соответствующих лепестков у всех «цветов» одного кристалла (фиг. 10, 11). Возникновение фигур плавления указывает на анизотропию скоростей внутреннего таяния, распространяющегося только по одной из плоскостей в кристалле, с большей скоростью в определенных направлениях этой плокости.

«Штриховка Фореля». Другим проявлением анизотропных свойств льда, но уже во внешней форме кристаллов,

является так называемая «штриховка Фореля»[1]. Она представляет собой очень тонкую прямолинейную ребристость на поверхности ледяных кристаллов, расположенную по линиям сечения



Фиг. 11. «Ледяные цветы» в одном кристалле.
(Фото из H. Schoentjes, 1905)

поверхности базисной плоскостью. Для возникновения «штриховки Фореля» необходимо слабое таяние, сопровождающееся немедленным испарением талой воды. В случае стока талой воды

[1] Название было дано Э. Гагенбах-Бишофом (Hagenbach-Bischoff, 1882) по имени исследователя, впервые снявшего с нее оттиски на воск. Еще раньше «штриховка Фореля» была зарисована Л. Агассизом (Agassiz, 1847).

по поверхности образуется глубоко врезанная, извилистая и разветвленная система бороздок, направление которых обусловлено не структурой кристалла, а силой тяжести. Следует отметить, что настоящая «штриховка Фореля» вдоль базисных плоскостей — явление сравнительно редкое. Специально исследовавший ее Р. Эмден (Emden, 1890) вообще отрицает связь штриховки со структурой, так как, согласно его наблюдениям, она может иметь любое направление по отношению к кристаллографическим осям и бывает хорошо видна также при отсутствии испарения (например, в ледяных пещерах с влажностью воздуха 100%).

Некоторые исследователи полагали, что «штриховка Фореля» встречается только у зерен ледникового льда, и склонны были считать ее проявленными испарением следами внутренних скольжений по базисной плоскости. Однако, как подчеркнул Р. Эмден, штриховка наблюдается у кристаллов льда любого происхождения. Лучше всего пластинчатое строение и обусловленная им ребристость бывают видны в результате кристаллизации из воды, богатой растворимыми примесями, которые располагаются тогда через более или менее равные промежутки в виде тончайших прослоек и линзочек по базисным плоскостям кристаллов.

Глава IV

ЗАРОЖДЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА

Тройная точка пара, воды и обыкновенного льда и расходящиеся от нее линии кипения, плавления и возгонки на фазовой диаграмме соответствуют состоянию равновесия трех или соответственно двух фаз H_2O. При переходе вещества через эти границы его состояние теряет устойчивость и появляется возможность перехода в другое агрегатное состояние, устойчивое в данных условиях. Но возможность фазового превращения, создаваемая термодинамическими условиями равновесия, тотчас реализуется только в тех случаях, когда превращение идет в сторону образования жидкой фазы из твердой и газообразной фазы из жидкой или же в обратном направлении — только на границе раздела уже существующих фаз. Перегрев кристалла теоретически может происходить только в процессе плавления, а экспериментально вообще не наблюдается, так как на поверхности немедленно возникает бесконечно большое количество центров плавления. Следовательно, плавление строго обусловлено изменением термодинамических условий. Точно так же обратное превращение, заключающееся в переходе от неупорядоченного к упорядоченному расположению молекул, на границе готовой кристаллической фазы вынуждается термодинамическими условиями и потому носит название *вынужденной кристаллизации*.

Значительно труднее происходит зарождение новых кристаллов, или *самопроизвольная кристаллизация*. В отсутствии готовых кристаллов расплав может существовать в переохлажденном состоянии, а раствор и пар — в пересыщенном, не кристаллизуясь. Кристаллизация из этого метастабильного состояния никогда не наступает одновременно во всей массе, но начинается из немногих центров, количество которых ничтожно мало по сравнению с числом молекул в данном объеме. У воды этот односторонний гистерезис превращения выражен особенно ярко.

На поверхности раздела двух фаз всегда имеется свободная энергия, которая задерживает образование одной фазы внутри другой. По геометрическим причинам чем меньше объем, тем больше удельная поверхность и, следовательно, тем больше доля поверхностной энергии в общей энергии тела. Начиная с размера в 2 μ и меньше влияние поверхностного натяжения, повышающего давление внутри кристалла, сказывается в заметном понижении температуры плавления или в увеличении давления пара, с которым кристалл находится в равновесии (Tammann, 1922, стр. 209). Для капли жидкости влияние поверхностного натяжения на давление пара выражается уравнением В. Томсона:

$$\delta = \ln \frac{p_r}{p_\infty} = \frac{2V}{kT} \cdot \frac{\sigma}{r},$$

где δ — пересыщение, измеряемое логарифмом отношения давлений p пара, находящегося в равновесии с каплей радиуса r и с плоской поверхностью ($r = \infty$);

σ — удельная поверхностная энергия, или поверхностное натяжение (для воды при 0°С —7,71 мг/мм, при —3°С—7,84 мг/мм);

V — объем молекулы;

k — постоянная Больцмана (увеличение средней кинетической энергии на одну степень свободы одноатомной молекулы газа при повышении температуры на 1°К);

T — температура в °К.

По отношению к воде это уравнение справедливо только для капель радиусом до 10^{-7} см, состоящих из 133 молекул, так как при меньшем размере становится заметной доля каждой молекулы в энтропии капли, и последнюю уже нельзя рассматривать как принадлежащую к жидкой фазе. Кривая энтропии воды в функции объема дает минимум при радиусе в 10^{-7} см, который соответствует переходу от жидкой капли к группе молекул (Rodebush, 1949, стр. 269).

Жидкая капля указанного или большего размера всегда будет неустойчивой: если пар по отношению к ней недосыщен, она испарится, если же капля находится в равновесии с паром, для чего требуется громадное пересыщение по отношению к плоской водной поверхности, то капля будет расти, так как увеличение радиуса делает пар пересыщенным по отношению к ней.

То же уравнение применимо и для кристалла, с тем лишь отличием, что линейный параметр, соответствующий радиусу, может увеличиваться только прерывными ступенями, отвечающими прибавлению слоев толщиной в одну элементарную ячейку, а величина поверхностного натяжения должна быть взята как средняя для всех простых форм кристалла.

Следовательно, чем меньше кристалл, тем ниже температура его равновесия с расплавом и тем больше давление его равно-

весия с паром. Поэтому для данных условий переохлаждения или пересыщения всегда существует критический размер, раз достигнув которого, кристалл будет расти.

Для начала самопроизвольной кристаллизации переохлажденного расплава или пересыщенного пара в них должны образоваться устойчивые в данных условиях зародыши — кристаллики критического размера. Но одни термодинамические условия равновесия не могли дать объяснения их возникновения, основания которого были найдены в законах вероятности статистической физики.

Согласно кинетической теории материи, все параметры состояния системы флюктуируют в каждой данной ее точке около средних значений, отвечающих максимуму энтропии. Величина флюктуаций подчиняется закону распределения Максвелла, поэтому в отдельных точках системы флюктуации время от времени могут достигать большой величины. Флюктуации могут оставаться в пределах одного агрегатного состояния (гомофазные флюктуации) или же сопровождаться переходом небольшого объема тела в другое агрегатное состояние (по терминологии Я. И. Френкеля — гетерофазные флюктуации) (Френкель, 1939, стр. 952).

Вероятность превращения участка исходной фазы в зародыш новой, термодинамически более устойчивой фазы определяется величиной работы его образования. Эта работа затрачивается на преодоление сил поверхностного натяжения, т. е. на создание свободной поверхностной энергии зародыша, и на преодоление сопротивления окружающей среды, если при превращении происходит изменение объема (Н. Н. Сирота, 1948, стр. 1309). Впрочем, при кристаллизации льда из воды второй фактор имеет существенное значение только тогда, когда процесс происходит в замкнутом пространстве, так как в остальных случаях сопротивлением среды, определяемым ее упругими свойствами, можно пренебречь.

Как показал М. Фольмер, работа A образования объемного зародыша кристалла равна одной трети его поверхностной энергии:

$$A = \frac{1}{3} F\sigma = \frac{1}{3} \Sigma F_i \sigma_i,$$

где F — величина поверхности;

σ — поверхностное натяжение.

Вероятность W образования равновесного объемного зародыша выражается формулой вида

$$W = Ce^{-\frac{A}{kT}}$$

(C — константа вещества), т. е. W является показательной функцией работы образования зародыша и после известного предела очень быстро возрастает с изменением последней [1].

Таким образом, для образования кристаллического зародыша необходимо преодоление энергетического барьера, быстро возрастающего при увеличении размера равновесного зародыша.

В случае сосуществования двух фаз для роста каждого нового слоя кристалла толщиной в одну элементарную ячейку пространственной решетки требуется возникновение первого устойчивого участка, который можно рассматривать как «двухмерный зародыш».

Вероятность образования двухмерного плоскостного зародыша выражается аналогичной формулой, в которую входит работа образования:

$$A_1 = \frac{1}{2} L\chi,$$

где L — периметр, χ — периферийная энергия.

Вероятности возникновения двух- и трехмерных зародышей критического размера изменяются в зависимости от величины переохлаждения (пересыщения) неодинаково. Вследствие этого для каждого вещества непосредственно ниже кривых плавления и возгонки на фазовой диаграмме существуют более или менее обширные области метастабильного состояния, в котором самопроизвольная кристаллизация без влияния инородных предметов практически невозможна, и внесение готовых центров вызывает или (теоретически) существенно ускоряет кристаллизацию. При еще большем переохлаждении (пересыщении) вероятность образования зародышей критического размера резко возрастает и наступает самопроизвольная кристаллизация, которая уже не может быть ускорена внесением затравки.

Отмеченные общие положения теории фазовых переходов в одинаковой степени относятся к кристаллизации из расплава и раствора и к кристаллизации из пара или сублимации [2]. Однако между этими процессами имеется и существенное различие.

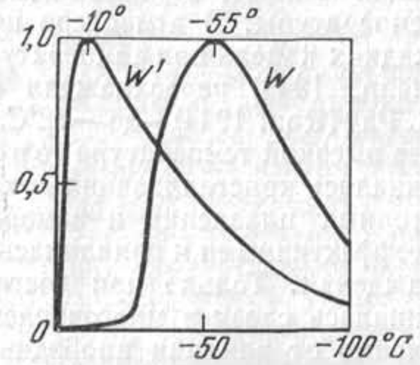
Сначала рассмотрим особенности замерзания воды.

---

[1] Точнее см. M. Volmer (1939), Я. И. Френкель (1945), Н. Н. Сирота (1948, стр. 1309).

[2] Термин сублимация, как и возгонка, по существу, обозначает переход из твердого состояния в парообразное и в физике употребляется в этом смысле. Однако А. Вегенер стал применять его в противоположном значении — как кристаллизацию из пара, и такое понимание получило права гражданства в метеорологии. За отсутствием другого термина мы будем пользоваться термином сублимация в узком смысле

Одновременно с увеличением вероятности кристаллизации при переохлаждении возрастает также вязкость расплава, затрудняющая необходимую для кристаллизации перегруппировку молекул. Вещества, расплавы которых при переохлаждении достигают значительной вязкости, вместо того чтобы кристаллизоваться, переходят в твердое аморфное состояние — стекло. У менее вязких жидкостей этому способствует большая скорость охлаждения, в результате которой кристаллизация не успевает происходить, несмотря на возникновение некоторого количества кристаллических зародышей. Способность вещества к кристаллизации определяется величиной вязкости у нижней границы переохлажденного метастабильного состояния.



Фиг. 12. Температурная зависимость вероятности самопроизвольного образования объемных W и плоскостных W' зародышей кристаллов льда в переохлажденной воде.

Как уже упоминалось выше (стр. 20—21), лед—один из наиболее типичных кристаллоидов. Однако причиной этого (в отличие, например, от металлов, также не существующих в аморфном состоянии) является не отсутствие способности к переохлаждению, а только чрезвычайно малая вязкость воды. При нормальном давлении и температуре 0°С вода имеет вязкость, равную всего 17,9 миллипуазы, при температуре — 10°С—26 миллипуаз и при —20°С она столь же подвижна, как и при положительной температуре.

Температурная зависимость вероятности самопроизвольного образования объемных (W) и плоскостных (W') зародышей кристаллов льда в переохлажденной воде была вычислена по формулам Я. И. Френкеля [1] Л. Г. Качуриным (1951,а) на основании определенных им величин удельной поверхностной энергии на границе лед — вода ($\sigma = 9$ эрг/см^2) и константы C ($C = e^{33,1}$ см$^{-3}$ сек$^{-1}$) (фиг. 12). По расчетам Л. Г. Качурина

для обозначения процесса, противоположного возгонке. В более широком смысле под сублимацией подразумевается весь процесс перегонки льда с одного места в другое через парообразное состояние, т. е. возгонка, миграция пара и кристаллизация его, так же как под дестилляцией имеется в виду перегонка воды через парообразное состояние (испарение, миграция пара и конденсация).

[1] См. сноску 1 на стр. 58.

область метастабильного состояния для воды охватывает интервал температур от нуля до —55°С. Эксперименты дают еще бо́льшую величину интервала в область низких температур.

Вопреки мнению таких исследователей, как Г. Тамман и В. Я. Альтберг, при предохранении от внесения ядер кристаллизации со стороны, самопроизвольная кристаллизация воды не может происходить при весьма низких температурах. Определенно установлено, что вода в значительных объемах не замерзает при переохлаждении до —33°С (Meyer u. Pfaff, 1935). Мелкие капли, в которых возможность попадания ядер кристаллизации меньше, переохлаждаются до значительно более низкой температуры. В атмосфере неоднократно наблюдалось наличие жидких капель при температурах до —40°С. Г. Вайкман (Weickmann, 1949) переохлаждал мелкие капли воды до —50°С, а В. Pay (Rau, 1944)—до—72°С. Во время опытов Pay уже при более высокой температуре то в одной, то в другой точке капли начиналась кристаллизация вокруг инородных ядер, но после повторных плавлений и замораживаний эти ядра становились неэффективными и появлялась возможность дальнейшего переохлаждения. Только при достижении—72°С кристаллизация начиналась сразу в многочисленных точках по всей капле, независимо от влияния инородных ядер. Повидимому, эта температура и является границей переохлажденного метастабильного состояния воды.

Таким образом, самопроизвольная объемная кристаллизация воды возможна только при очень сильном переохлаждении. Если фактически в природе для кристаллизации в большинстве случаев достаточно сравнительно небольшого переохлаждения, то это всегда результат влияния инородных твердых тел, способствующих образованию зародышей. В присутствии затравки в виде кристалла данного вещества или вещества, изоморфного ему, расплав можно немного переохладить только в процессе кристаллизации. Но опыт показывает, что гетероморфные твердые тела также способствуют кристаллизации воды. Эффективность их в качестве центров кристаллизации различна, поэтому и переохлаждение, которое должно быть достигнуто для начала кристаллизации, может быть различным.

Роль инородных частиц в образовании зародышей кристаллов льда объясняет ряд явлений, не объяснимых с другой точки зрения. К их числу принадлежат такие, как отсутствие влияния длительности охлаждения на возможность замерзания и чрезвычайно малое количество центров кристаллизации. Для объяснения последнего привлекались предположения о влиянии особых полимерных или анизотропных молекул, остатков кристаллов, участков с аномально низкими скоростями молекул, их более густой упаковкой, правильным расположением и т.п. В действительности,

повидимому, количество центров кристаллизации соответствует числу эффективных в данных условиях инородных ядер. Поэтому для каждой пробы воды существует определенная отрицательная температура, выше которой она не будет замерзать и ниже которой не может остаться незамерзшей. Согласно исследованиям Н. Дорси (Dorsey, 1938), в большом объеме наиболее загрязненная болотная вода имела температуру замерзания—3,3°С, а температура замерзания самой чистой дестиллированной в вакууме воды из хромсодержащего раствора составляла —21,1°С. По той же причине фильтрация, центрифугирование и изоляция от стенок сосуда другой жидкостью способствуют возможности переохлаждения.

Механизм действия инородных гетероморфных ядер до сих пор не вполне ясен. Влияние таких ядер представляют то как чисто механическое задерживание термических движений молекул, то как базис для отложения молекул, то, наконец, решающую роль отводят сорбированному слою на поверхности частиц. Лучше других, повидимому, согласуется с фактами гипотеза Н. Дорси (Dorsey, 1948), заключающаяся в том, что кристаллизация расплава начинается во внешней, слабо удерживаемой части сорбированного слоя выпуклых участков поверхности, где молекулы обладают достаточной свободой, чтобы взаимно ориентироваться под влиянием ударов свободных молекул жидкости, сотрясений или других причин.

Поэтому эффективными в качестве центров кристаллизации являются лишь участки поверхности в пределах определенного интервала кривизны. Дисперсные взвешенные частицы могут оказаться достаточно эффективными лишь при низкой температуре вследствие чрезмерно большой кривизны поверхности и слабости адсорбционных сил, тогда как в крупных телах центрами кристаллизации являются лишь шероховатые участки поверхности, обладающие достаточно большой кривизной и подвергающиеся боковым ударам свободных молекул жидкости. Зародившись на внешней границе сорбированного слоя, кристаллическая решетка льда разрастается по поверхности инородного ядра, образуя сложный зародыш, способный к дальнейшему росту, если он достиг критического размера.

САМОПРОИЗВОЛЬНАЯ СУБЛИМАЦИЯ

Совершенно иначе обстоит дело с самопроизвольной кристаллизацией льда из пара. Еще Оствальдом было сформулировано так называемое п р а в и л о с т у п е н е й, гласящее, что если из ставшего неустойчивым состояния вещество может перейти в другие агрегатные состояния различной степени устойчивости, то сначала появляются менее устойчивые и лишь затем более устой-

чивые формы. Согласно этому правилу, пересыщенный водяной пар при отрицательных температурах должен сначала конденсироваться в капли переохлажденной воды, которая затем уже будет кристаллизоваться.

Тем не менее в метеорологии получила широкое распространение гипотеза самопроизвольной сублимации, выдвинутая А. Вегенером (1911 г.) и развитая В. Финдайзеном (1938—1940 гг.). Так как давление паров, насыщенных по отношению ко льду, при отрицательных температурах ниже давления паров, насыщенных по отношению к воде, то в присутствии ядер сублимации водяной пар, в соответствии с этой теорией, кристаллизуется в лед, не достигая возможности конденсироваться в переохлажденные капли.

Предполагалось, что центрами самопроизвольной кристаллизации водяного пара в атмосфере являются мельчайшие субмикроскопические частицы кварца, якобы изоморфного льду, источник которых, однако, оставался неизвестным. Так как было статистически установлено, что облака из водяных капель в среднем, как правило, переохлаждаются до —12°С, а затем замерзают и превращаются в ледяные облака, то считали, что ядра сублимации становятся эффективными при температуре —12°С; последняя получила название сублимационной температуры. Сравнительно редко наблюдавшиеся случаи переохлаждения водяных облаков до —30 и —40°С, как и широко распространенное в атмосфере явление пересыщения паров по отношению ко льду А. Вегенер объяснял отсутствием ядер сублимации.

Только в последнее время была установлена несостоятельность гипотезы Вегенера — Финдайзена, которой, повидимому, все еще придерживаются многие исследователи. Начало пересмотра этой гипотезы было положено Л. Крастановым (Krastanow, 1940, 1941), который впервые количественно учел влияние инородных ядер определенных размеров и свойств поверхности на вероятность образования зародышей атмосферного льда.

Главное обстоятельство, упускавшееся из виду сторонниками гипотезы самопроизвольной сублимации, заключается в различии величины энергетических барьеров при образовании кристаллических зародышей из пара и из жидкости. До сих пор не существует способа измерения поверхностного натяжения твердых тел, однако, по М. Фольмеру, эту величину можно приближенно оценить следующим образом. Свободная поверхностная энергия на границе кристалла с паром должна быть больше поверхностной энергии на границе его с жидкостью примерно во столько раз, во сколько раз скрытая теплота возгонки больше теплоты плавления. Для льда это различие достигает 8,5 раза (см. стр. 41). Точно так же поверхностная энергия на границе инородного твердого ядра кристаллизации с паром должна быть значительно

больше, чем на границе его с водой. Благодаря этому вероятность самопроизвольной кристаллизации льда из переохлажденных капель больше, чем непосредственно из пара. На основании своих расчетов Л. Крастанов пришел к выводу, что самопроизвольная сублимация возможна только при очень низких температурах, а, как правило, кристаллы льда в атмосфере зарождаются путем замерзания мелких водяных капель.

Дальнейший решающий шаг в критике теории самопроизвольной сублимации льда сделан Г. Вайкманом (Weickmann, 1949). По его расчетам, в случае отсутствия инородных ядер линия самопроизвольной сублимации льда на диаграмме давления паров — температуры лежит ниже линии самопроизвольной конденсации водяных капель в интервале температур от нуля до —70°С. Следовательно, при охлаждении водяных паров в воздухе они будут превращаться непосредственно в кристаллики льда только в том случае, если достаточное пересыщение будет достигнуто при температуре ниже —70°С, представляющей собой «тройную точку самопроизвольного зарождения» (там же); при более высоких температурах сначала будет происходить конденсация пара в капли воды, а затем, — при охлаждении до —70°С, — их замерзание. Г. Вайкман отмечает, что найденная им тройная точка самопроизвольного зарождения хорошо согласуется с вышеприведенными экспериментальными данными В. Рау о температуре самопроизвольного замерзания воды (—72°С).

В присутствии изоморфных льду ядер сублимации точка пересечения линий сублимации и конденсации смещается от —70°С в сторону более высоких температур. Это смещение тем больше, чем больше радиус частиц, служащих центрами кристаллизации; радиусу в 10^{-6} см соответствует температура около —15°С, а бесконечно большому радиусу, т. е. плоской поверхности, — температура в 0°С. Следовательно, в условиях, близких к нулю отрицательных температур, сублимация, по существу, может происходить только вынужденно, — на поверхности достаточно крупных кристаллов изоморфных льду веществ; чем мельче кристалл, тем ниже должна быть температура.

Анализируя особенности структуры льда, Г. Вайкман приходит к следующему заключению: эта структура настолько своеобразна, что изоморфных льду веществ вообще не существует. В частности, мнение об изоморфизме льда и кварца или тридимита опровергается отсутствием затравочного действия гладких поверхностей этих веществ на переохлажденную воду; замерзание воды в кварцевых сосудах происходит нисколько не легче, чем в любых других сосудах, и притом только благодаря шероховатости стенок. На неизоморфных твердых частицах зарождение кристаллической решетки льда требует

затраты дополнительной работы, уменьшающей вероятность самопроизвольной сублимации и делающей ее возможной лишь при более низких температурах.

Таким образом, самопроизвольная сублимация льда в атмосфере вообще не имеет места или происходит лишь в условиях крайне редко встречающихся очень низких температур. В процессе охлаждения водяных паров всегда сначала достигается возможность конденсации жидких капель, а затем уже происходит их замерзание. Ядра конденсации после появления воды начинают действовать в качестве ядер кристаллизации; поэтому при низких температурах переходное жидкое состояние весьма недолговечно, тогда как при температурах выше пределов эффективности данных частиц в качестве центров замерзания переохлажденные жидкие капли существуют длительное время.

Этот теоретический вывод Г. Вайкман подтвердил экспериментально, показав, что при температуре —40°С в отсутствии ядер кристаллизации происходит только конденсация водяных капель, а при наличии ядер кристаллизации образование льда из пара начинается лишь после достижения насыщения по отношению к воде, очевидно, путем замерзания сконденсировавшихся капелек. Правда, в отдельных редких случаях льдообразование начинается уже в области пересыщения по отношению ко льду, но это объясняется капиллярной конденсацией: твердые частицы с неровной поверхностью, как и гигроскопические частицы, способны конденсировать влагу в углублениях поверхности, начиная с относительной влажности около 70%.

Ядрами конденсации водяного пара в атмосфере являются твердые, жидкие и газообразные вещества (в числе газообразных, например, озон). Из них ядрами замерзания сконденсированных капель могут служить только твердые частицы, причем действие их совершенно различно, в зависимости от того, принадлежат ли они к числу растворимых или нерастворимых в воде веществ. У нерастворимых частиц степень эффективности в качестве центров замерзания при той или иной отрицательной температуре определяется только их размерами; при оптимальном размере они могут быть эффективны, начиная с температур, близких к 0°С. В противоположность этому широко распространенные солевые ядра, которые происходят из брызг морской воды, в результате испарения превратившихся в сильно концентрированные капельки и кристаллики, в процессе конденсации при температуре выше эвтектической растворяются и снижают температуру кристаллизации воды. Замерзание капель, возникших на солевых ядрах, происходит от действия присутствующих тут же нерастворимых ядер лишь после конденсации такого количества воды, которое в достаточной степени уменьшит концентрацию раствора.

Способность к переохлаждению дестиллированной воды с обычными ядрами замерзания составляет в среднем —10°, —15°, а присутствие солей дополнительно снижает температуру самопроизвольного замерзания в соответствии с концентрацией, так же как понизилась бы температура вынужденного замерзания дестиллированной воды от 0°С. В результате капли, сконденсированные в атмосфере на солевых ядрах (преимущественно NaCl), замерзают при температурах —30°, —35°С; ниже этих температур водяные облака представляют редкое исключение.

Независимо от Г. Вайкмана, несколько иным путем к выводу о вероятном отсутствии самопроизвольной сублимации в атмосфере пришел также Л. Г. Качурин (1951а и б) [1].

[1] Само собою разумеется, что отсутствие самспроизвольной сублимации, т. е. зарождения новых кристаллов непосредственно из водяного пара, нисколько не исключает постоянно идущего в атмосфере процесса вынужденной сублимации—роста уже существующих кристаллов льда за счет кристаллизации водяного пара. Сформированные таким образом кристаллы льда вполне уместно называть сублимационными.

Глава V

РОСТ И ФОРМА КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА

Рост кристаллика, достигшего критического размера, в известной степени напоминает процесс зарождения новой фазы. Первая молекула каждого нового слоя пространственной решетки на данной грани кристалла связана с ним только с одной стороны, тогда как последующие рядом с нею — уже с двух, а потом и с трех сторон. Чем прочнее связана молекула, тем меньше ее свободная энергия и тем меньшее пересыщение требуется для ее устойчивого присоединения к пространственной решетке кристалла. Поэтому для нарастания нового слоя на данной грани кристалла необходимо образование первого устойчивого участка — двухмерного зародыша, требующего достаточно большого общего пересыщения или соответствующей флюктуации, а затем уже этот слой беспрепятственно растет при наличии хотя бы небольшого пересыщения.

Если степень пересыщения или переохлаждения невелика, то скорость образования двухмерных зародышей в результате отдельных флюктуаций по сравнению со скоростью их роста невелика. Тогда нарастание всего молекулярного слоя успеет закончиться до появления зародыша следующего слоя, и кристалл во время роста сохранит правильные плоские грани. Поэтому медленный рост кристаллов всегда бывает сплошным.

Кристалл, находящийся в равновесии со своим расплавом или паром, должен принять форму, соответствующую минимуму свободной энергии при данном объеме (принцип М. Кюри) (Curie, 1885, стр. 145). Для капли жидкости такой формой будет шар, а для кристалла, согласно теореме Г. В. Вульфа (1895),— более или менее близкий к шару многогранник с постоянным отношением расстояния граней от центра к величине поверхностного натяжения данных граней. Каждая грань занимает в нем участок, обратно пропорциональный четвертой степени индекса данной грани, так что практически равновесная форма кристалла должна состоять из небольшого количества граней с малыми

индексами, соединенных закругленными участками (Л. Д. Ландау, 1950, стр. 44). Однако различие в равновесном насыщении или температуре для разных граней кристалла ничтожно (для кристалла в несколько кубических сантиметров — порядка 10^{-6}), так что малейшая неравномерность условий в окружающей среде нарушает равновесную форму. В равновесии с однородной средой может находиться кристалл любой формы, но это равновесие неустойчиво, и при многократных колебаниях температуры или насыщения форма приблизится к указанной выше равновесной.

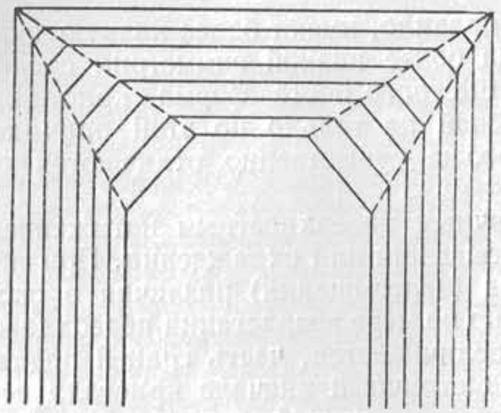
Реальные кристаллы, как правило, имеют более низкую симметрию, чем идеальные, из-за более низкой симметрии среды. Но в случае более или менее быстрого роста форма кристалла будет отличаться от равновесной не только по этой причине. Формы роста кристаллов вообще существенно отличаются от форм равновесия.

Для роста граней с различным поверхностным натяжением требуется разная величина насыщения или охлаждения. При малых степенях переохлаждения (пересыщения) различия в скорости роста граней почти нет, но по мере возрастания переохлаждения это различие быстро увеличивается, часть граней подавляется, и приблизительно изометричный вначале кристалл все более отклоняется от формы, соответствующей минимуму энергии.

Как правило, чем больше удельная поверхностная энергия грани, или, другими словами, чем меньше ее ретикулярная плотность, тем больше скорость ее роста при равном пересыщении (переохлаждении). Объясняется это, повидимому, тем, что меньшая ретикулярная плотность связана с меньшим расстоянием между плоскими сетками пространственной решетки кристалла и, следовательно, с большей прочностью связи молекул в перпендикулярном к ним направлении. Поэтому образование двухмерных зародышей на этих гранях наиболее облегчено, и рост их происходит быстрее. Нетрудно видеть, что в многограннике с тупыми углами быстрее растущие (перпендикулярно к своей плоскости) грани будут уменьшаться в размерах и исчезать, так как пути роста ребер между ними сходятся (фиг. 13). В результате растущий кристалл оказывается ограниченным гранями с наименьшей скоростью роста — наименьшим поверхностным натяжением — наибольшей ретикулярной плотностью (закон Бравэ).

У льда базисная плоскость (0001) обладает значительно большей ретикулярной плотностью, чем все другие грани, следовательно, скорость роста базисной плоскости в направлении главной оси должна быть меньше, чем у граней призмы в направлении побочных осей, в результате чего во время роста

должны развиваться пластинчатые кристаллы, сплюснутые по главной оси и ограниченные базисными плоскостями. И действительно, пластинчатая форма является нормальной, количественно резко преобладающей формой свободно растущих кристаллов льда. Как будет показано ниже, в результате асимметрии условий окружающей среды эта форма может нарушаться вплоть до образования игольчатых кристаллов, однако тип роста при этом остается неизменным, так как такие иглы вытянуты в базисной плоскости, а не по главной оси.



Фиг. 13. Исчезновение быстрее растущих граней кристалла.

Тем не менее тип роста по побочным осям, в условиях симметричной внешней среды дающий пластинчатую форму кристаллов, характерен только для температурного интервала от 0 до —15, —20°С. При более низких температурах кристаллизации указанный тип роста сменяется преимущественным ростом по главной оси, ведущим к образованию призматических, столбчатых кристаллов.

А. Б. Добровольский (1923, стр. 162—173) высказывает основанное на общих исследованиях Ф. Бёдана (1818 г.) предположение, что причиной столбчатого и игольчатого роста атмосферных ледяных кристаллов являются примеси каких-либо непостоянных газов в воздухе. Это ничем не подтвержденное предположение не учитывает наличия закономерной связи формы кристаллов с температурой; эта связь была известна А. Б. Добровольскому по наблюдениям Ф. Гейма (1914 г.), но затемнена противоречащими данными В. Бентли и только недавно установлена более определенно (Weickmann, 1949). Вместе с тем удовлетворительного теоретического объяснения влияния температуры на тип роста кристаллов до сих пор также не существует. Положение не изменилось и после появления работы Г. Вайкмана (Weickmann, 1949), пытающегося объяснить пластинчатый рост миграцией молекул с базисных плоскостей на грани призмы. Вайкман только передвигает проблему, не объясняя причин именно такой миграции молекул и роста граней, и притом исходит из ошибочного мнения Л. Крастанова

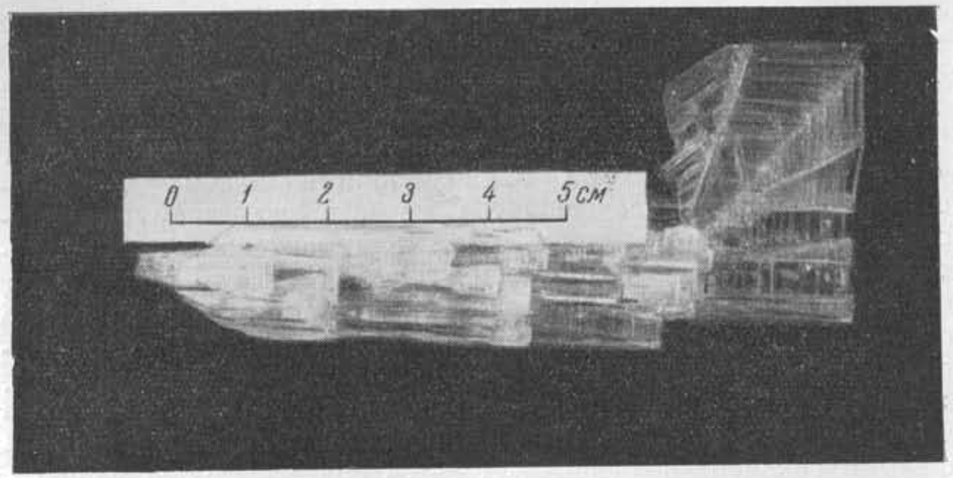
(Krastanow, 1940) о более благоприятных условиях образования двухмерных зародышей на базисной плоскости, противоречащего закону Бравэ.

Поверхность свободно растущего кристалла никогда не бывает поверхностью равного пересыщения или переохлаждения, которые, как правило, на углах и ребрах бывают выше, чем в середине граней. Чем больше пересыщение и быстрее рост кристалла, тем больше вещества он поглощает из своего окружения за единицу времени и тем больший градиент концентрации он создает вокруг себя. То же происходит и с кристаллом в переохлажденном расплаве, с тем лишь различием, что вместо истощения запаса вещества в своем окружении кристалл истощает «запас холода», выделяя теплоту кристаллизации и уменьшая степень переохлаждения. Следовательно, вокруг растущего кристалла образуется область пониженной концентрации или пониженного переохлаждения. Скорость роста будет определяться скоростью притока вещества в паре или скоростью отвода теплоты кристаллизации в расплаве, которые в свою очередь зависят от градиента концентрации или температуры. Ясно, что любой выступ на поверхности кристалла будет находиться в более благоприятных для роста условиях, так как повышенный градиент поддерживает здесь более высокую концентрацию или переохлаждение.

Несмотря на это, грани кристалла могут расти, оставаясь плоскими, благодаря течению вещества по поверхности кристалла. Согласно предположению М. Фольмера (1921 г.), подтвержденному работами ряда исследователей, на поверхности растущего кристалла имеется тонкий (менее 0,01 мм) слой, значительно более концентрированный, чем окружающий пар или раствор. В этом слое происходит диффузия, или миграция молекул, уравновешивающая различия в питании разных частей поверхности. Поверхностное течение пропорционально притоку вещества из окружения и достигает 7% притока. В последнее время было установлено и зафиксировано на кинопленку, что рост кристаллов сопровождается образованием уступов, движущихся по поверхности, большей частью от углов к середине граней. На уступе происходит поглощение движущегося по грани — навстречу ему — поверхностного слоя, отстраивающего новый слой пространственной решетки кристалла, а с тыльной стороны уступа диффундирующий слой на поверхности воссоздается снова (Thomson, 1948, стр. 409).

Тем не менее после достижения критического пересыщения различие в интенсивности питания выступов и средних частей граней уже не может компенсироваться перераспределением вещества по поверхности. Ребра и вершины начинают расти быстрее граней, и сплошной рост сменяется скелетным (Leh-

mann, 1888). Для скелетного роста характерно исчезновение плоских кристаллографических элементов, сменяющихся круглыми поверхностями. Возникшие на месте ребер быстро растущие лучи теряют всякие следы кристаллографических углов и приобретают форму параболоидов, тем более заостренных, чем больше пересыщение (Papapetrou, 1935, стр. 89).



Фиг. 14. Скелетный сублимационный кристалл льда, удлиненный по главной оси.

(Фото Н. В. Черепанова)

После вырастания главных лучей на расстояние, обеспечивающее достаточное пересыщение не только на остриях, но и между лучами, снова начинает проявляться анизотропия скоростей роста: поверхность лучей близ острия становится волнистой, и благодаря усиленному питанию гребни волн развиваются в боковые лучи. В дальнейшем таким же образом могут возникать боковые лучи второго и более высоких порядков, и простой скелетный рост переходит в дендритовый.

В центральной части скелетного кристалла во время его роста пересыщение может упасть ниже критического. Тогда круглые формы теряют устойчивость, случайно отставшие при росте лучи испаряются или отшнуровываются в узких местах у основания, и вместе с тем появляется тенденция к росту в ширину с развитием плоских граней. Так, у кристалла одновременно могут расти на периферии единичные острые лучи или дендриты, а в центре — плоскостные элементы.

Скелетные формы кристаллов льда существуют как в пластинчатом, так и в столбчатом типах роста. В пластинчатом типе лучи развиваются в направлении побочных кристаллографических осей, образуя простые или дендритовые звездочки, типичные

среди снежинок. При неравномерном питании с разных сторон развиваются асимметричные скелетные формы с четырьмя, тремя или двумя лучами. Крайний случай асимметричного роста представляют вытянутые по одной из побочных осей ледяные иглы. Скелетные формы, вытянутые по главной оси, представляют собой полые призмы и воронки, образующиеся в результате роста не всей базисной плоскости, а только выступающих ребер (фиг. 14, 15); иногда они состоят из пучков цилиндрических стеблей, ориентированных вдоль линий пересечения граней призмы и моноэдра и соединенных между собой перемычками по ребрам призмы. При более медленном росте образуются сплошные грани, несущие параллельную базису штриховку — линии нарастания.

Правильно ограненные кристаллы льда могут существовать в условиях равновесия с расплавом и паром или в условиях медленного сплошного роста. При быстром росте возникают скелетные и дендритовые формы, характеризующиеся остриями, округленными поверхностями лучей и вогнутыми углами между ними, а при обтаивании или возгонке вся поверхность кристалла округляется и выравнивается. Благодаря сравнительно большой скорости реакции форма кристаллов льда очень чувствительна к внешним условиям: каждое изменение степени насыщения или охлаждения тотчас вызывает смену способных расти или сохраняться форм.

КРИСТАЛЛЫ ЛЬДА В ВОДЕ

Условия кристаллизации воды и водяного пара существенно различны. Форма развивающихся в воде свободных кристаллов льда труднее поддается исследованию, так как переохлаждение, которое вызывает их образование, вскоре приводит к смерзанию и прекращается обычно лишь после кристаллизации всей массы воды в данном объеме.

В зависимости от условий первичные свободные кристаллы льда в воде могут быть скелетными или сплошными. Для образования скелетных кристаллов из воды необходим быстрый отвод выделяющейся теплоты, а так как он может осуществляться только в окружающую среду, то необходимо достаточно сильное переохлаждение воды. При переохлаждении до — 12° так называемая линейная скорость кристаллизации льда из воды достигает 5 м/мин (Tammann u. Büchner, 1935). В природных условиях переохлаждения, достаточные для скелетного роста, часто отмечаются в первую стадию кристаллизации в поверхностном слое воды, отдающем тепло путем излучения и в результате конвекции холодного воздуха. В спокойной воде переохлаждение вскоре резко ослабляется выделяющейся теплотой кристаллизации, но в быстро движущейся воде значительные переохлаждения сохраняются в течение всего процесса льдообразования. Вместе

с тем, несмотря на переохлаждение, кристаллизация воды всегда происходит в температурном интервале, для которого характерен тип роста в направлении побочных осей.

Скелетные кристаллы льда в воде большей частью развиваются близ поверхности и приобретают совершенно различную форму в зависимости от положения зародыша по отношению к поверхности воды. При сильном переохлаждении и быстром росте в первую стадию кристаллизации на свободной поверхности воды обычно развиваются длинные и узкие остроконечные ледяные иглы. В отличие от них, от берегов или от стенок предметов, служащих центрами кристаллизации, по поверхности быстро разрастаются плоские и широкие лучи с зазубренным под углом 60° краем с одной или (реже) с обеих сторон. Эти перистые листьевидные или саблевидные лучи растут в направлении побочной кристаллографической оси [1000] и дают короткие зачаточные отростки в направлении одной или обеих других побочных осей $[0\bar{1}00]$ и $[00\bar{1}0]$, имея главную ось [0001] перпендикулярной к поверхности воды. Следовательно, перистые лучи соответствуют лучам звездчатых снежинок и развиваются асимметрично вследствие положения зародышей у края водной поверхности, что приводит к быстрому росту только в одном направлении.

Значительно реже встречаются на поверхности воды симметричные шестилучевые ледяные кристаллы с вертикальной главной осью, которые, однако, бывают скелетными только по краям; в центральной же части, где переохлаждение устраняется, лучи всегда срастаются в сплошную пластинку. Первичные кристаллы имеют толщину от 0,1 мм до нескольких миллиметров, совершенно прозрачны и часто с трудом различимы в воде. В случае возникновения небольшого количества зародышей кристаллы могут достигать очень крупного размера: так, симметричные шестилучевые кристаллы наблюдались размером до 1 м в поперечнике (Вадило, 1951), а единичные лучи, растущие от берега, — до нескольких метров.

Описанная кристаллографическая природа плоских перистых ледяных лучей была правильно установлена еще в 1895 г.(Mügge, 1895), тогда как на узкие остроконечные иглы долго господствовал ошибочный взгляд Ф. Клокке (Klocke, 1879), считавшего их вытянутыми по главной оси. Только в 1921 г было высказано предположение о том, что иглы должны представлять собою не что иное, как вытянутые линейно вдоль поверхности части базисных пластинок, ориентированные ребром к поверхности воды (Kalb, 1921). И действительно, кристаллооптические исследования автора настоящей работы с помощью федоровского столика подтвердили, что оптическая ось длинных ледяных игл всегда расположена перпендикулярно к их геометрической оси и, как правило, более или менее параллельно поверхности воды. Повидимому, формирование ледяных игл является результатом асимметричного роста по линии пересечения базисной плоскости кристалла с тонким переохлажденным слоем на поверхности воды. Если переохлаждение захватывает больший слой воды, то быстро разросшиеся по поверхности остроконечные иглы затем продолжают расти вниз, образуя более или менее вертикальные пластинки, обычно с зубчатым краем, соответствующие плоским лучам на поверхности воды, но поставленным на ребро. Такое положение сохраняется, конечно, только в тех случаях, когда иглы концами срастаются между собою, так как иначе по мере превращения в пластинки они теряют равновесие и, всплывая, ложатся плашмя на поверхность воды.

Причина относительно горизонтального положения главной кристаллографической оси ледяных игл заключается, повидимому, в том, что только ориентированные таким образом зародыши разрастаются в иглы. При большем наклоне оси кристалл получает большее развитие в базисной плоскости и до смерзания с другими кристаллами поворачивается плашмя на поверхности воды, главной осью вертикально.

В процессе роста игл величина переохлаждения быстро уменьшается и скелетный рост сменяется сплошным. Тогда в промежутках между иглами образуются тонкие ледяные диски, диаметром обычно в несколько миллиметров, лежащие плашмя на поверхности воды. В условиях слабого переохлаждения образование ледяных дисков является первой стадией кристаллизации. Диски представляют собою кристаллы, разросшиеся в базисной плоскости, и характерное для них вертикальное положение главных осей определяется условиями равновесия их на горизонтальной поверхности воды (Mügge, 1895, 1900). Такие же диски, описанные В. Я. Альтбергом (1939, стр. 49, 57 и др.), образуются внутри слабопереохлажденной воды. При увеличении переохлаждения диски могут превращаться в шестиугольные пластинки и в скелетные формы (Bentley, 1907)

В случае замерзания воды на твердой поверхности, состоящей из вещества, не изоморфного льду и исключающего возможность эпитаксического нарастания, возникают пластинчатые кристаллы, ориентированные в большинстве случаев главной осью нормально к поверхности намерзания[1].

АТМОСФЕРНЫЕ КРИСТАЛЛЫ

Условия кристаллизации водяного пара в атмосфере на готовых зародышах — замерзших водяных каплях — более разнообразны и изменчивы, чем в воде. Изучение бесконечного раз-

[1] О нарастании кристаллов льда на твердое основание см. ниже, стр. 158 и следующие.

большое относительное пересыщение по отношению ко льду, развиваются пластинчатые скелетные формы — звездочки. Выше, в условиях низких температур (—30°С и ниже), низкой абсолютной влажности и большого относительного пересыщения по отношению ко льду, развиваются столбчатые скелетные формы— полые призмы. Между ними находится зона сплошного роста кристаллов, где происходит преобразование пластинчатых форм в призматические; здесь характерны толстые пластинки и сплошные призмы. Такого же типа единичные кристаллы возникают также в верхней зоне в перисто-слоистых облаках, где в результате медленности восходящего движения и охлаждения могут происходить капиллярная конденсация на наиболее эффективных ядрах и образование льда еще до достижения насыщения по отношению к воде.

Таким образом, тропосферу грубо можно разделить на следующие три зоны.

1. Нижняя тропосфера (малое пересыщение по отношению ко льду, большая абсолютная влажность, температура от 0 до —15°С) — *зона слоисто-дождевых облаков*: звездочки и пластинки.

2. Средняя тропосфера (среднее пересыщение по отношению ко льду, средняя абсолютная влажность, температура —15°, —30°С) — *зона высокослоистых и высококучевых облаков*: сплошные кристаллы — толстые пластинки и призмы.

3. Высокая тропосфера (малая абсолютная влажность, температура —30°, —60° С) — *зона перистых облаков*:

а) перисто-слоистые облака (среднее пересыщение по отношению ко льду) — одиночные сплошные кристаллы — пластинки и призмы;

б) конвективные перистые облака (большое пересыщение по отношению ко льду)—полые призмы.

Заметное падение кристаллов льда в атмосфере начинается после достижения ими размера около 50 μ. Во время падения снежинки попадают во все новые условия температуры и влажности, отражающиеся на их форме и строении. Конечная форма кристаллов при достижении земли является результатом интеграции влияния всех условий на пути их падения. Снежинки различных форм падают по-разному, большей частью не вращаясь, если их к тому не вынуждает движение воздуха. С этим связано различие условий роста или растворения верхней и нижней сторон снежинок, ведущее к образованию асимметричных форм.

В результате неравномерного роста в направлении главной оси характерной чертой пластинчатых атмосферных кристаллов является строение из трех и более слоев. Обычно средний слой,

получающий меньше питания, отстает в росте от внешних, выступающих по краям. При переходе от скелетного роста к сплошному в центре звездочки, или при превращении всей звездочки в пластинку в случае уменьшения пересыщения промежутки между лучами зарастают; при этом срастаются внешние слои, а внутри возникают многочисленные полости (иногда до нескольких сот в одной снежинке). Подобным же образом возникают полости и в столбчатых кристаллах. Форма первичных полостей внутри снежинок всегда правильная, овальная или палочковидная, а расположение — большей частью симметричное. Общий объем полостей по сравнению с объемом льда ничтожен, так что объемный вес снежинок близок к удельному весу чистого льда, составляя величину порядка 0,914—0,9168. Полости заполнены воздухом с давлением, равным атмосферному в момент их зарастания.

При сильном пересыщении одновременно с ростом ранее возникших кристаллов происходит зарождение новых, причем зародыши, обладая меньшей скоростью падения, оседают преимущественно на нижней поверхности падающих кристаллов и срастаются с ними. Это ведет к широко распространенному явлению «заиневения» снежинок, которые покрываются (преимущественно с одной стороны) растущими под углом к ним мелкими кристалликами разнообразной формы.

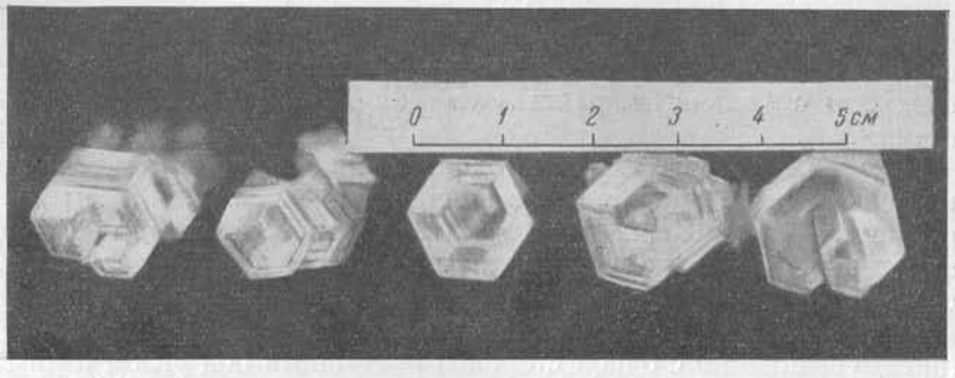
Быстрый рост сублимационных кристаллов в атмосфере, как правило, бывает вызван сильным пересыщением по отношению ко льду, связанным с наличием в том же пространстве множества переохлажденных капелек воды. Облака, дающие снежные осадки, по виду не отличаются от большинства дождевых, так как они тоже представляют собой скопления главным образом мелких капелек переохлажденной воды. Очень часто переохлажденные капельки оседают на поверхности снежинок, мгновенно замерзая при соприкосновении. За счет этого явления возникают так называемые «обзерненные» кристаллы.

Обычно рост снежинок происходит одновременно путем сублимации водяного пара и замерзания оседающих переохлажденных капелек воды. Последние благодаря быстроте замерзания образуют крупинки или зернышки на поверхности, но по ориентировке пространственной решетки представляют собой нераздельные части основного кристалла, вызвавшего их замерзание. Средний размер замерзших на кристаллах капель, по данным У. Накайя, составляет 0,03 мм (с колебаниями от 0,013 до 0,045 мм), что совпадает с размером капель в облаках.

При дальнейшем усилении питания кристалла переохлажденными каплями он теряет правильную форму и превращается в сферическое зерно снежной крупы, белое от многочисленных включений воздуха, оставшегося в промежутках

между не полностью коагулировавшими каплями. Если кристалл попадает в более крупнокапельную часть облака, то вследствие меньшей удельной поверхности и, следовательно, меньшей скорости замерзания капли воды до кристаллизации успевают полнее слиться с кристаллом. В таких условиях возникает более прозрачная ледяная крупа, или мелкий град. Зерна крупы имеют размеры от 1 до 5 мм в поперечнике.

В условиях особенно сильного пересыщения и быстрой конденсации аналогичные образования достигают значительно



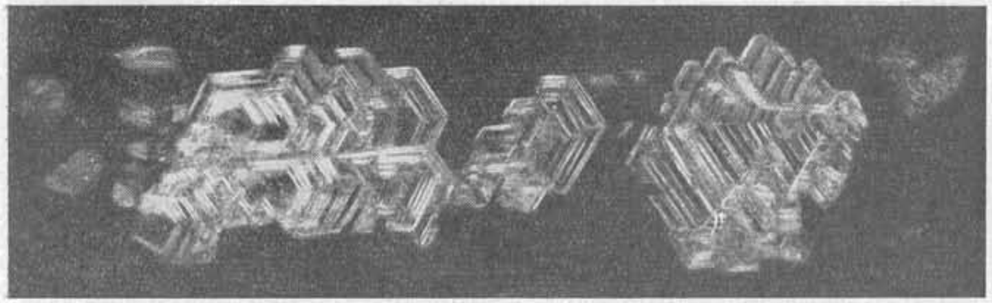
Фиг. 15. Скелетные сублимационные кристаллы льда, удлиненные по главной оси.
(Фото Н. В. Черепанова)

большего размера, в отдельных случаях до 15 см в поперечнике, частью за счет соединения нескольких первичных зерен. Типичного развития они достигают только в теплую погоду. Имея большую скорость падения, градины оказываются сильно переохлажденными и, попадая в зону положительных температур, продолжают расти за счет непереохлажденной воды и очень пересыщенного по отношению к ним пара, пока не исчерпают свой запас холода. В эту последнюю стадию роста они покрываются слоем прозрачного льда типа гололеда.

Последним членом этого ряда твердых осадков является ледяной дождь — зерна прозрачного льда, образующиеся от замерзания капель дождя во время его падения.

По наблюдениям А. Д. Заморского (1951), в Ленинграде половина всего количества твердых атмосферных осадков образуется путем замерзания переохлажденной воды. Так как и сублимационный лед в атмосфере растет большей частью за счет дестилляции с жидких капель на кристаллы в переохлажденных облаках, то твердые атмосферные осадки обязаны своим возникновением почти исключительно переохлажденной воде.

Каждый вид ледяных образований свободной атмосферы — от сублимационных снежинок до ледяного дождя — имеет своего гомолога в осадках, образующихся непосредственно на поверхности твердых предметов. При этом одинаковые по форме и строению осадки различаются еще и в зависимости от того, вызвано ли их образование пересыщением паров и переохлаждением капелек воды в воздухе, или же переохлаждением поверхности, на которой образуется осадок. Последняя группа — иней при радиационном выхолаживании, налеты после адвективного потепления — от сублимационного налета до так



Фиг. 16. Сростки пластинчатых кристаллов глубинной изморози из ледниковых трещин.
(Фото Н. В. Черепанова)

называемого твердого налета, образующегося путем замерзания выпавшего дождя или мороси — дает очень небольшое количество осадков. В противоположность им образования первой группы, к которым принадлежат различные виды изморози и гололед, могут играть очень существенную роль, и в некоторых горных районах они представляют главный тип атмосферных осадков.

К этой же группе принадлежат сублимационные кристаллы, развивающиеся в пустотах среди горных пород: в порах снежного покрова, в ледниковых трещинах, в трещинах почв, рыхлых и коренных пород, в пещерах. Генетически все они относятся к типу изморози[1]. Размеры их обычно ограничены только размером полостей, в которых они развиваются. В трещинах моно-

[1] В русской литературе для обозначения сублимационных новообразований в толще снега в последнее время распространилось неправильное название «глубинный иней», являющееся переводом термина В. Паульке (Paulcke, 1934) «der Tiefenreif». Поскольку причиной их возникновения не является радиационное выхолаживание, следует говорить не об инее, а о глубинной изморози.

кристаллы достигают в поперечнике 10 см, а сростки 30—50 см, в пещерах наблюдались монокристаллы длиной до 60 см.

Сублимационные кристаллы инея и изморози столь же разнообразны, как и снежинки, и отличаются от них главным образом односторонним стесненным ростом в результате влияния поверхности, на которой происходит сублимация, и соседних кристаллов. Сублимационные кристаллы принадлежат ко всем формам и типам роста: к сплошному и скелетному, к пластинчатому, столбчатому и игольчатому и часто образуют сложные неправильные сростки (фиг. 15 и 16). Мы не будем останавливаться на описании форм сублимационных кристаллов, о которых имеется обширная литература[1], отметим только, что здесь больше, чем среди кристаллов свободной атмосферы, распространены спиральные трубчатые и лейкообразные скелетные формы, широко распространены волокнистые образования — трихиты; среди пластинчатых кристаллов встречаются крупные совершенно гладкие таблички, наподобие оконного стекла.

Пластинчатые сублимационные кристаллы нарастают на основание преимущественно ребром пластинки, а столбчатые — концом главной оси, что связано с лучшими условиями для роста тех кристаллов, которые ориентированы направлением наибольшей скорости роста (т. е. наибольшим поперечником) в сторону источника питания — в воздух, нормально к поверхности нарастания.

Пещерные сублимационные кристаллы, наиболее доступные изучению и достигающие самых крупных размеров, издавна привлекали к себе внимание исследователей[2]. Широкой известностью пользуется Кунгурская ледяная пещера на Урале, лед которой был описан В. Я. Альтбергом и В. Ф. Трошиным (1931) и М. П. Головковым (1939). В пещерах и трещинах в условиях медленного роста встречаются крупные сплошные кристаллы, дающие наилучшие возможности для гониометрического исследования. Наиболее крупные кристаллы такого типа были описаны Н. Н. Стуловым (1949).

---

[1] Систематический обзор см. A. B. Dobrowolski (1923, стр. 267—292), а также Б. П. Вейнберг (1940, стр. 328 — 338).

[2] О пещерных льдах см. Г. А. Максимович (1947).

Часть II

ПЕТРОЛОГИЯ ЛЬДА

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ЛЬДА

Глава I

ЛЕД КАК ГОРНАЯ ПОРОДА

Лед был причислен к горным породам еще в то время, когда петрография не выделилась в самостоятельную дисциплину и горные породы изучались не как минеральные агрегаты определенных состава и структуры, а только как геологические тела, играющие роль в строении и истории земной коры. Впервые лед был отнесен к числу горных пород берлинским академиком Г. Ф. Линком[1], после того как всеобщее внимание было привлечено находкой в ископаемых льдах («среди льдин») дельты Лены трупа мамонта, часть которого в 1807 г. была доставлена в Петербург М. Ф. Адамсом. Вслед за Г. Ф. Линком ископаемый лед в земной коре называют горной породой естествоиспытатель русской экспедиции на корабле «Рюрик» А. Шамиссо [2] и акад. К. М. Бэр (Baer, 1838, стр. 187). А. Ф. Миддендорф (1862, стр. 474), излагая научные результаты своего сибирского путешествия, писал: «Существенным свойством ледяной почвы надобно считать то, что в ее области лед переходит в число действительных каменных пород и составляет часть их геогностического наслоения». Ту же мысль выражает Э. Толь (1897) своим термином «каменный лед», получившим широкое распространение для обозначения подземных или ископаемых льдов[3].

В таком понимании, унаследованном от младенческой стадии развития петрографии, лед представляет собой горную породу только в том случае, если он слагает часть неподвижной

[1] Работа Г. Линка (G. Link) осталась недоступной автору.

[2] «Путешествие в Южный океан и в Берингов пролив для отыскания Северо-Восточного морского прохода, предпринятое в 1815, 1816, 1817 и 1818 годах на корабле Рюрике под начальством флота лейтенанта Коцебу», ч. III. СПб., 1823, стр. 352.

[3] М. М. Ермолаев (1932а) пытался придать термину «каменный лед» иной смысл, обозначая этим названием только те массы ископаемых льдов, которые подвергаются денудации и образуют положительные и отрицательные формы рельефа.

земной коры, очевидно, в отличие от других видов льда, не принадлежащих к числу горных пород.

По мере дальнейшего развития петрографии внимание исследователей постепенно начало обращаться и к другим признакам, дающим основание считать лед горной породой. В 1858 г. известный петрограф Б. Котта (Cotta, 1858, стр. 81) провел аналогию между льдом и лавами как продуктами затвердевания расплава. Через два года в том же смысле высказался великий русский мыслитель Н. Г. Чернышевский (1860) [1]. В 1885 г. А. Гейм (Heim, 1885) указал на сходство в поведении ледников и оползней горных пород. После работ в Гренландии Т. Чемберлин (Chamberlin, 1894—1897, 1904), пришедший к выводу о «твердом», нетекучем характере движения ледников, определяет ледник как массу мономинеральной кристаллической горной породы. О. Мюгге (Mügge, 1900) проводит сопоставление еще шире, причисляя массы снега и фирна к осадочным породам, а происшедший из них путем перекристаллизации материковый и глетчерный лед — к кристаллическим сланцам.

Позднее отождествление различных видов льда с горными породами проводится многими геологами, петрографами и гляциологами. Основанием для этого служат то аналогия в происхождении из расплава (А. Б. Добровольский, Э. Блеквельдер, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, М. П. Головков, С. Г. Пархоменко, П. Ниггли, П. Ф. Швецов), то общность процессов седиментации, метаморфизма или выветривания (П. Н. Чирвинский, П. П. Пилипенко, А. Б. Добровольский, Э. Блеквельдер, В. Паульке, Б. Зандер, Н. И. Толстихин, Д. Бернал, П. Ниггли), то сходство в механизме движения ледников и горных пород (Г. Филипп, О. Ампферер, Г. Клоос, Р. Чемберлин, Л. Хоукс, Б. Зандер, П. Ниггли). Разные виды льда в зависимости от происхождения относят ко всем основным группам горных пород; к магматическим, осадочным и метаморфическим, в частности, к тектонитам. С другой стороны, случаи движения неледяных горных пород вниз по склонам или долинам под действием силы тяжести сопоставляются с течением льда («солевые ледники» в Иране, «каменные ледники» в Канаде).

Таким образом, в настоящее время на первый план выдвинулись г е н е т и ч е с к и е признаки, а не условия залегания льда. В современном понимании горной породой является всякое скопление льда, независимо от того, залегает ли оно между другими горными породами, поверх их или на поверхности воды. Если ледяное тело не входит в состав того, что принято считать земной корой, то это должно служить основанием для расширения границ земной коры, а не для ограничения понятия льда как горной породы.

[1] «От вещей, которые называются камнями в обыкновенном языке, этот камень (вода — лед.— *П. Ш.*) отличается лишь тем, что плавится при температуре очень низкой, между тем как обыкновенные камни плавятся только при чрезвычайно высокой температуре». Н. Г. Чернышевский. Антропологический принцип в философии. «Современник», 80 (4), 1860; Избр. философ. соч., 3, 1951, стр. 194.

Вместе с тем, нельзя упускать из виду и некоторых отличий льда от остальных горных пород, делающих гляциологию пограничной областью наук геологического и географического циклов. Большинство ледяных масс (за исключением подземных льдов) представляет собой звенья круговорота воды, а в своем пространственном распределении все они подчиняются закону географической зональности. Правда, зональное распространение присуще и многим другим горным породам, но в этих случаях зависимость от климата бывает всегда лишь косвенной, через посредство формирующих агентов.

Признание льда горной породой расширяет сферу процессов, рассматриваемых как геологические, с присоединением к ним процессов, порождающих ледяные тела в атмосфере и гидросфере. С этим неизбежно связано рассмотрение воды в качестве аналога магмы, играющего такую же роль в образовании горных пород у земной поверхности, какую играет магма в глубине земной коры. Только при этом условии лед приобретает все признаки, выдвигавшиеся для определения понятия горной породы, а именно: он играет существенную роль в строении земной коры, образует разновидности с характерными для них постоянными структурой и составом; последний не может быть выведен непосредственно из окружающих масс, а обязан особому геологическому процессу, обусловливающему также структуру и форму залегания данного ледяного тела.

Представления о льде как о горной породе получили наиболее полное и последовательное выражение в петрографической классификации льдов А. Б. Добровольского (1931)[1], который делит природные льды на следующие группы:

I. Магматические ледяные горные породы

А. Породы, происходящие из непрерывной магмы, не разделенной на капли.

а) Л е д я н о й п о к р о в, образующийся на поверхности сравнительно спокойной воды.

b) Л е д п о т о к о в, образующийся внутри более или менее интенсивно движущейся воды.

[1] Основные принципы классификации были высказаны А. Б. Добровольским (A. B. Dobrowolski) в монографии «Естественная история льда», опубликованной в 1923 г., но законченной еще в 1916 г.

c) Донный лед, возникший и закрепленный на дне водотоков.

B. Порода, происходящая из магмы, разделенной на капли,— горная изморозь (или твердый налет).

C. Смешанная горная порода — мерзлая почва.

II. Осадочные ледяные горные породы

Это различные стадии метаморфизма снежного покрова.

a) Снежный покров: 1) защищенный от ветров, 2) открытый для ветров — кластическая горная порода, подвергающаяся ветровой эрозии.

b) Фирновый снег.

c) Фирновый лед.

d) Ледниковый лед. В возрожденных ледниках — грубокластическая порода.

Из более поздних классификаций ледяных пород следует отметить классификации В. Паульке и Н. И. Толстихина[1]. Классификация В. Паульке (Paulcke, 1934), охватывающая также ледяные кристаллы в атмосфере, в части, касающейся ледяных горных пород, по существу, мало отличается от классификации А. Б. Добровольского. Вместе с тем искусственная и громоздкая терминология, опережающая фактические знания, чрезмерная детальность в одних частях и пробелы в других делают ее практически малопригодной.

Иначе обстоит дело с классификацией льдов и льдистых горных пород Н. И. Толстихина (1936), в основу которой положены иные классификационные принципы. Основные отличия ее от классификации А. Б. Добровольского заключаются[2] прежде всего в том, что Н. И. Толстихин относит все виды льда к числу осадочных горных пород, вводя для «магматических пород» Добровольского термин «осадочная вверх порода». Это сделано с целью устранить из классификации как «магматические», так и «метаморфические» породы, ибо понятие метаморфизма, по его мнению, ко льду не применимо. Все ледяные породы делятся им на продукты выделения из атмосферы и на продукты выделения из воды. В каждой из этих групп выделяются льды наземного и подземного происхождения, и для большинства

[1] Остальные классификации льдов не являются петрографическими [например, классификации В. И. Вернадского (1933), Д. Зелигмена (Seligman, 1936)], или же касаются лишь некоторых групп ледяных пород [классификации Э. Леффингвелла (Leffingwell, 1919), М. И. Сумгина (1940), Г. Бадера (Bader, 1939) и др.].

[2] Мы оставляем в стороне полиминеральные породы с ледяным цементом, представляющие объект изучения мерзлотоведения, а не структурной гляциологии.

видов различаются современные и ископаемые разновидности. В части, касающейся продуктов выделения из воды, классификация Н. И. Толстихина значительно подробнее классификации А. Б. Добровольского, но деление на виды здесь проводится на основании не структурно-генетических признаков, а по форме и условиям нахождения (залегания) ледяных тел (например, льды рек, озер, моря, наледей и т. п.).

Для петрологии льда очень важно установить правильные принципы классификации, являющейся итогом всех знаний в данной области. Следует ли относить лед, происшедший путем замерзания воды, к магматическим горным породам, или к осадочным?

В более поздней работе Н. И. Толстихин (1941), по существу, присоединяется к точке зрения А. Б. Добровольского, самостоятельно высказанной также О. К. Ланге (1925), согласно которой воду следует рассматривать как поверхностный аналог магмы. Природная вода всегда представляет собой минеральный раствор, богатый летучими компонентами, в котором, как отмечает О. К. Ланге, H_2O играет роль растворителя, аналогичную кремнекислоте в магме. Кристаллизация природных вод идет по эвтектической схеме, как в большинстве случаев и у магм.

Относя льды, возникающие путем замерзания воды, к осадочным породам, Н. И. Толстихин вместе с тем указывает на принципиальное отличие их от осадочных пород, заключающееся в том, что лед, как и магматические породы, представляет собой продукт кристаллизации самого растворителя, тогда как осадочные породы — результат выпадения растворенных веществ или механических примесей. При таком положении от критики классификации А. Б. Добровольского у Н. И. Толстихина остается лишь возражение против термина «магматический», который и сам Добровольский не считал лишенным недостатков.

Несомненно, в терминологии следует подчеркнуть, что вода не магма, а, с точки зрения теории геохимической дифференциации, представляет лишь крайний продукт расщепления последней, и льдообразование в термической последовательности удалено от кристаллизации магм дальше, чем кристаллизация из водных растворов. Поэтому, признавая принадлежность части льдов к группе пород, происходящих путем затвердевания из расплава, мы не будем называть их «магматическими», а примем предложенный Б. П. Вейнбергом (1940, стр. 16) совершенно точный и генетический термин «конжеляционные», т. е. образовавшиеся путем замерзания. Термин С. В. Калесника (1939, стр. 21) «гидрогенный», противопоставляемый «атмогенному», с генетической точки зрения менее удачен, так как он указывает не на процесс образования, а лишь на среду, из которой выделяется лед.

Таким образом, мы будем различать среди первичных, неметаморфизованных ледяных пород льды конжеляцион-

н ы е, соответствующие группе «А» магматических пород Добровольского, и льды осадочные. К числу последних принадлежат осадки атмосферного сублимационного и конжеляционного [1] льда (свежевыпавший снег, крупа, иней, изморозь) на твердой поверхности, являющиеся аналогами химических осадков водных бассейнов, и механические отложения ледяных обломков.

Как отмечено выше, по мнению Н. И. Толстихина, понятие метаморфизма ко льду не применимо, в чем он расходится не только с А. Б. Добровольским, но и с рядом известных петрографов, в частности с П. Ниггли (Niggli, 1939).

Термин «метаморфизм» в петрологии употребляется в разных значениях. В более широком смысле он обозначает вообще всякое изменение, преобразование горной породы, а в узком — более или менее глубокое изменение минералогического, а большей частью и химического состава и структуры под влиянием высокой температуры, давления или химических воздействий, притом происходящее в твердом состоянии, без плавления. Применимость ко льду понятия метаморфизма в узком смысле, действительно, может вызывать возражения преимущественно вследствие отсутствия минералогических изменений, связанных с простотой химического состава. Что касается высокой температуры и давления, ведущих к глубоким изменениям структуры, то вследствие своих специфических свойств лед претерпевает их не в глубине земной коры, а уже у земной поверхности. Мы будем употреблять термин метаморфизм в широком смысле, включая в него не только дислокационный метаморфизм и перекристаллизацию, но и изменения снежного покрова зимой, соответствующие диагенезу прочих осадков, и процессы инфильтрации и переплавления ледяной породы талой водой, соответствующие ультраметаморфизму, анатексису и палингенезу других горных пород. С этой точки зрения фирнизированный снежный покров, ледниковый лед, а также подвергавшиеся перекристаллизации льды конжеляционного происхождения принадлежат к группе метаморфических ледяных пород.

[1] То обстоятельство, что противопоставляемые конжеляционным ледяным породам осадочные льды образуются путем седиментации как сублимационного, так и конжеляционного атмосферного льда, не является противоречием или недостатком терминологии, так как вполне соответствует действительному положению вещей и сохранится при любой другой терминологии. Кажущееся противоречие устраняется тем, что конжеляционный лед в атмосфере представляет собой частицы конжеляционного льда-минерала, а продукты замерзания воды, не разделенной на капли, являются конжеляционными горными породами. Конжеляционному льду-минералу противостоит сублимационный лед, тогда как конжеляционному льду — горной породе—осадочная ледяная порода, формирующаяся путем седиментации и сублимационных, и конжеляционных ледяных кристаллов.

Что касается введения в петрографическую классификацию возрастного признака (деление льдов на современные и ископаемые), то целесообразность его сомнительна. Время есть только форма существования материи, без движения последней понятие времени не имеет смысла. Чтобы длительность существования имела реальное значение в петрографической классификации, следует указать происходящий в течение этого времени процесс преобразования породы. С петрографической точки зрения ископаемый ледниковый лед будет отличаться от современного только в том случае, если он будет иметь другой состав или иную структуру, но существует ли такое отличие и в чем оно заключается,—на это классификация Н. И. Толстихина не указывает.

Точно так же место образования и условия залегания льда сами по себе не могут служить основанием для петрографической классификации, которая должна считаться только с различиями в составе и структуре, являющимися результатом петрогенетического процесса. Геологические признаки в данном случае являются внешними. Только при этом условии можно избежать такого положения, когда совершенно одинаковый петрографически лед должен быть отнесен к разным видам в зависимости от того, находится ли он на реке или на озере, в леднике или в айсберге, образовался из надмерзлотных вод или из подземных вод вне области мерзлоты и т. д.

В классификации Н. И. Толстихина проявилось стремление к детализации, не основанное на петрографическом исследовании льда, в результате чего пришлось воспользоваться признаками, не имеющими петролого-генетического значения.

Генетическая классификация ледяных горных пород может быть создана только на основе изучения процессов их формирования и преобразования. Такое изучение точными физическими и структурно-петрографическими методами в настоящее время только начинается. Первые шаги в этом направлении были сделаны почти одновременно и независимо друг от друга М. П. Головковым (1936), М. Перуцом (Perutz a. Seligman, 1939), Г. Бадером (Bader, 1939) и М. Деморе (Demorest, 1941). В важнейших прежних работах (Э. Зорге, Г. Альмана, А. Вегенера, Г. Филиппа и ряда более ранних) методы структурной петрологии почти не применялись.

Прежде чем перейти к обзору процессов формирования ледяных пород и возникающих при этом особенностей их состава и строения, мы вкратце охарактеризуем роль примесей инородных веществ во льду и опишем основные методы петрографического исследования льда.

Глава II

ПРИМЕСИ ВО ЛЬДУ

В состав ледяных горных пород всегда входят другие вещества, образующие включения внутри кристаллов льда или между ними. По агрегатному состоянию включения могут быть твердые, жидкие и газообразные. Неизбежными составными частями всякого льда являются атмосферные газы и растворимые в воде минералы — соли; кроме того, при определенных условиях ледяная порода содержит воду, а некоторые разновидности льдов богаты включениями не растворимых в воде минералов и горных пород.

Все компоненты ледяной породы образуют с м е с ь, вступая между собой только в физические взаимодействия, если не считать химического выветривания минеральных примесей при наличии жидкой фазы. В связи с этим при самых глубоких преобразованиях ледяная порода не испытывает минералогических изменений, а подвергается только структурным изменениям.

Основная роль в ледяной породе принадлежит породообразующему минералу — льду, хотя количество его может быть очень небольшим: в смеси с водой — до 40% объема, а в смеси с воздухом (в снеге) — до долей процента. В этих случаях лед образует твердый остов, в промежутках которого содержатся другие составные части. Только при превышении количеством включений определенного предела, связанного с потерей связности ледяного остова, порода перестает быть льдом. Тогда она превращается во взвесь ледяных частиц в воздухе или в воде, примерами чего могут служить выпадающий или переметаемый ветром снег, шуга при замерзании воды, снежная каша при таянии снежного покрова.

В смесях льда с солью или частицами других минералов породу нельзя назвать льдом при значительно меньшем количестве включений вследствие коренного изменения физико-химических свойств, несмотря на сохранение сплошности ледяного остова, теперь уже играющего роль цемента. Это имеет место в слоях гиперэвтектики, переходящей в пронизанные кристаллами льда выцветы солей на дне пересыхающих и промерзающих соленых озер, а также в так называемых ледогрунтах и льдистых породах, образующих переход к мерзлым горным породам.

Таким образом, увеличение количества каждого из четырех второстепенных компонентов — воздуха, воды, солей и других минералов — выше определенного предела ведет к качественному изменению, которое не позволяет рассматривать данную систему как ледяную горную породу и делает ее объектом изучения смежных научных дисциплин — метеорологии, гидрологии, галургии или мерзлотоведения.

Соприкасающиеся кристаллы или части кристаллов льда обладают совершенной способностью «смерзания», которое в зависимости от условий может происходить посредством рекристаллизации, сублимации или режеляции. Вследствие этой способности волосные трещинки во льду не могут сохраняться длительное время. «Здоровый», т. е. непротаявший и нераздробленный, поликристаллический лед является породой, непроницаемой для жидкостей и газов, в отличие от высокотемпературных горных пород, которые в условиях земной поверхности неспособны к рекристаллизации и, как правило, пронизаны системой волосных трещинок. В связи с этим для включений в поликристаллическом льду можно применять генетическую классификацию, выработанную для внутрикристаллических включений в минералах, хотя бы они были расположены между кристаллами.

По генезису среди включений можно различать, следуя в основном Г. Г. Леммлейну (Laemmlein, 1929) и Н. П. Ермакову (1948, стр. 53), следующие категории:

1) п е р в и ч н ы е, или с и н г е н е т и ч е с к и е, образовавшиеся одновременно со льдом;

а) а в т о г е н н ы е, происходящие из маточного расплава ли раствора (пара);

б) к с е н о г е н н ы е — посторонние маточному расплаву;

2) в т о р и ч н ы е, или э п и г е н е т и ч е с к и е, возникшие после образования льда:

а) г и п о г е н н ы е, внедрившиеся по трещинам или порам породы и изолированные в результате их регенерации;

б) г и п е р г е н н ы е — заполнение сообщающихся с поверхностью незамкнутых трещин и пор.

ГАЗЫ

Газообразные включения во льду происходят либо непосредственно из атмосферы, либо из замерзающей воды. Химический состав газовой смеси во льду, как правило, близок к составу

атмосферного воздуха, хотя в некоторых случаях в конжеляционных льдах содержатся также газы биохимического и химического происхождения. Газообразные включения воздуха во льду могут принадлежать к любому из перечисленных выше генетических типов.

К категории а в т о г е н н ы х включений относятся пузырьки воздуха в конжеляционном льду, выделившиеся из воды и захваченные льдом во время замерзания, а также внутренние полости в сублимационном льду, возникшие при зарастании промежутков между лучами скелетных кристаллов.

К с е н о г е н н ы е включения образуются в случае замерзания воды, содержащей пузырьки газов в виде механической примеси (сверх содержащихся в растворе). Это происходит при выделении газов со дна замерзающего водоема или из нижних слоев промерзающей почвы и при захвате пузырьков воздуха падающей водой в водопадах или опрокидывающихся гребнях волн.

Г и п е р г е н н ы е включения представляют собой воздух, проникающий в открытые трещины и поры льда. Наконец, г и п о г е н н ы е включения — это части бывших пор и трещин, изолированные от внешнего воздуха и друг от друга.

Первичные воздушные включения в сублимационных кристаллах не играют существенной роли, так как количество их, повидимому, никогда не превышает $3^0/_{00}$ общего объема кристаллов, что соответствует объемному весу льда около 0,914 г/см³.

Почти в 10 раз больше автогенного воздуха может содержаться в конжеляционном льду. Суммарная растворимость составляющих воздух газов в пресной воде при 0°С и давлении 1 ат равна 29,18 мл/л. Если весь этот воздух при замерзании воды остается во льду, то 1000 см³ воды с растворенным воздухом превращаются в 1090,8 см³ льда + 29,18 см³ воздуха. Такой лед содержит воздуха $26{,}05^0/_{00}$ от общего объема, и объемный вес его снижается до 0,8936 г/см³ вместо 0,9168 г/см³ у чистого льда. В действительности содержание автогенного воздуха в конжеляционном льду, как правило, бывает меньше вследствие выталкивания его возникающей пространственной решеткой льда, но в участках ледяных тел, замерзавших последними в замкнутом пространстве, включения воздуха могут скопляться и значительно превышать указанное количество.

Ксеногенный воздух играет известную роль в составе льда только при особых условиях замерзания и в большинстве видов природного льда отсутствует.

Количество гипергенного воздуха в сообщающихся порах в снежном покрове в отдельных случаях превышает $990^0/_{00}$ объема, в фирне он может достигать $560^0/_{00}$, тогда как во льду в узком смысле слова поры отсутствуют и гипергенные включения встречаются только по трещинам дробления. После замыкания пор

и трещин в результате сжатия или закупоривания их новообразующимся льдом остатки их представляют гипогенные воздушные включения. Объем включений этого типа в зависимости от способа замыкания пор может колебаться примерно от $13^0/_{00}$ объема у льда, в котором поры были закупорены просачивающейся и замерзшей талой водой, до $125—130^0/_{00}$ у льда, в котором замыкание пор произошло только путем сжатия и рекристаллизации, без участия воды.

Из приведенных данных видно, что воздух в том или ином количестве содержится во всех разновидностях льда, а в составе льдов, происходящих из атмосферных осадков, воздух играет настолько значительную роль, что его следовало бы рассматривать как второй породообразующий компонент наряду с самим льдом. Весь процесс преобразования твердых атмосферных осадков в ледниках в значительной мере заключается в изменении количественного соотношения между льдом и воздухом: сначала— в поглощении, а затем — в освобождении льда от воздуха.

Физическая роль гипергенного воздуха открытых пор и всех замкнутых воздушных включений остальных типов во льду различна. Воздух, заполняющий поры в ледяной породе, по существу, не принадлежит ей. Сообщаясь с атмосферой, он в общем не отличается от нее по составу, за исключением того, что всегда насыщен водяным паром. На давление водяного пара он не оказывает влияния, но уменьшает скорость его диффузии. Своим присутствием в воде воздух уменьшает температуру равновесия воды со льдом с +0,0099°С до +0,0075°С, а в результате давления на стенки пор — до 0°С. Участия в передаче механических напряжений свободный воздух пор в статическом состоянии не принимает, но играет существенную роль в процессе быстрых, толчкообразных оседаний снега и фирна. В этих случаях роль воздуха аналогична роли воды при внезапных растеканиях грунтов, когда частицы твердой фазы теряют сцепление и на некоторое время оказываются взвешенными в воде. При изменениях атмосферного давления и при возникновении температурного градиента начинается циркуляция воздуха, транспортирующего водяной пар в порах ледяной породы. В процессе теплопередачи в пористой породе основная роль принадлежит не теплопроводности льда и не циркуляции воздуха, а диффузии водяного пара, сопровождаемой сублимационным процессом.

Совершенно иную роль играет воздух изолированных льдом пузырьков. Первоначальное давление воздуха равно давлению окружающей среды в момент замыкания пузырьков. В дальнейшем оно может увеличиваться благодаря пластической деформации льда, а в конечном счете может оказаться и ниже и выше внешнего давления в результате перемещения льда в другие условия. Например, воздух, заключенный внутри выпавших из

внешних слоев атмосферы снежинок, имеет пониженное давление, а воздух во льду нижних слоев мощного ледяного покрова водоемов, во льду морозобойных трещин и большей части тела ледников находится под давлением выше атмосферного и в случае вытаивания на поверхность сохраняет некоторый избыток давления. После превышения внешней нагрузкой предела упругости льда воздух подвергается сжатию до уравновешивания давления на стенки пузырьков извне и изнутри и, таким образом, принимает участие в передаче давления в породе. В процессе теплопередачи роль воздуха пузырьков отрицательна: в циркуляционном переносе тепла он практически не участвует и только снижает теплопроводность породы, имея чрезвычайно низкий коэффициент теплопроводности.

Присутствие воздуха, как и всех других включений, значительно уменьшает проницаемость льда для лучистой энергии, несмотря на то, что воздух более прозрачен, чем лед. Такой эффект создается отражением и рассеиванием лучей на поверхности раздела льда с воздушными порами и пузырьками, а размеры этой поверхности резко возрастают при увеличении содержания воздуха. Но если другие включения усиливают поглощение радиации льдом и ведут к более интенсивному его таянию, то наличие воздуха (точнее, поверхностей раздела льда и воздуха) ослабляет таяние вследствие усиления отражения лучей, что особенно сильно проявляется в снеге.

Каждый из перечисленных генетических типов воздушных включений характеризуется определенными особенностями формы, размеров, взаимного расположения и отчасти химического состава. Геометрические особенности включений мы рассмотрим в связи с процессами формирования ледяных пород, а здесь приведем только данные о химическом составе газообразных включений.

Фактические данные о газовом составе включений во льдах пока немногочисленны и противоречивы, что отчасти, вероятно, объясняется неточностью более ранних анализов и недостатками методики сбора газовых проб, во время которого происходит избирательное растворение газов в талой воде.

Как отмечено выше, гипергенные включения имеют состав, соответствующий составу внешнего атмосферного воздуха, с тем лишь отличием, что степень насыщения их водяными парами меняется в очень узких пределах. Иначе обстоит дело с изолированными включениями.

В составе газов ксеногенного происхождения, выделившихся из почвы и особенно со дна водоемов, значительное участие могут принимать газы биохимического происхождения: метан (CH_4), сероводород (H_2S), тяжелые углеводороды, водород (H_2), а также углекислота (CO_2), азот (N_2) и кислород (O_2), являющиеся продук-

тами разложения микроорганизмами органических веществ и минеральных солей.

Среди автогенных газов в конжеляционных льдах, образовавшихся из вод поверхностного стока, также могут присутствовать биохимические газы, а во льдах из подземных вод — и газы химического происхождения (сульфиды, хлор, сера, хлориды и др.). Тем не менее в основном как гипогенные, так и первичные газообразные включения во льду представлены атмосферными газами.

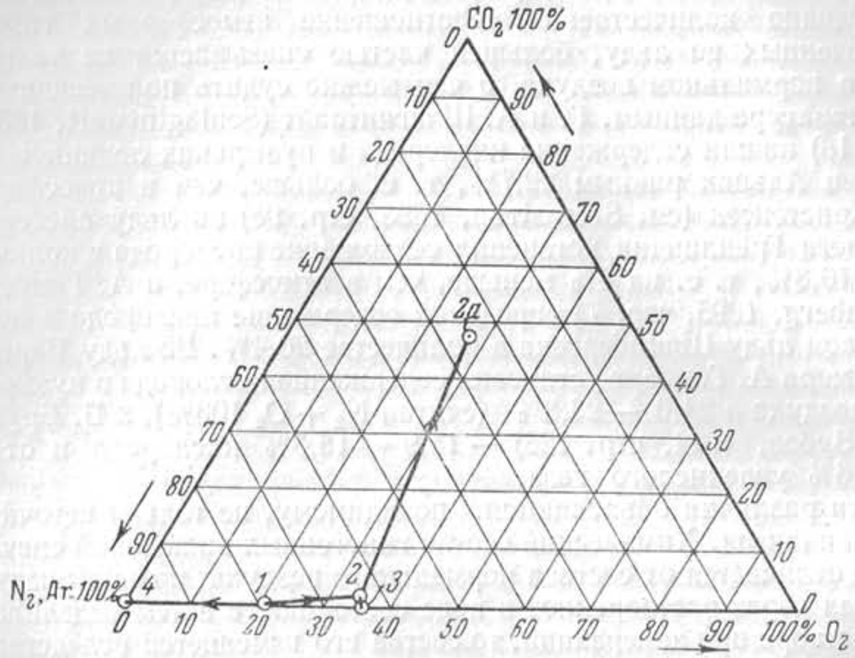
Однако количественное соотношение атмосферных газов, включенных во льду, большей частью оказывается не таким, как в нормальном воздухе, о чем можно судить по имеющимся в литературе данным. Г. и А. Шлагинтвайт (Schlagintweit, 1850, стр. 18) нашли содержание кислорода в пузырьках ледникового льда в Альпах равным 22,7%, т. е. больше, чем в атмосфере, О. Кристенсен (см. Steenstrup, 1893, стр. 98) во льду айсберга у берега Гренландии установил содержание кислорода в количестве 16,8%, т. е. на 4% меньше, чем в атмосфере, а А. Гамберг (Hamberg, 1895, стр. 7) определил содержание кислорода в ледниковом льду Шпицбергена в количестве 20,4%. Во льду Баренцова моря А. Гамберг установил содержание кислорода в пузырьках воздуха в 24,0 — 26,3% (считая $N_2 + O_2$ 100%), а Б. Брунс (см. Зубов, 1944, стр. 128) — 15,9 — 18,3% кислорода и от 0 до 0,6% углекислого газа.

Эти различия объясняются, повидимому, не только неточностью анализов. Химический состав гипогенных включений сначала не отличается от состава нормального воздуха, но если воздух прошел через растворенное в воде состояние, а затем выделился из раствора при замерзании, то состав его изменяется вследствие различий в растворимости составляющих его газов. При 0°С растворимость кислорода в пресной воде равна 48,9 мл/л, азота — вдвое меньше, всего 23,5 мл/л, а углекислого газа 1710 мл/л. Содержание солей в воде еще более увеличивает это различие, доводя в морской воде отношение растворимости O_2 к N_2 почти до 3,8. В результате состав смеси газов, которые растворены в воде, насыщенной по отношению к атмосферному воздуху, отличается от состава последнего. Объемное содержание кислорода в атмосферном воздухе составляет около 20,95%, азота, аргона и других инертных газов — 79,02%, углекислого газа — в среднем 0,03%, тогда как в смеси газов, растворенных в пресной воде при 0°С, объемное содержание составляет соответственно O_2 — 34,32%, N_2 и др. — 63,96%, CO_2 — 1,72% (кислорода растворяется 10,19 мл/л, азота и инертных газов 18,99 мл/л, углекислого газа 0,51 мл/л).

При замерзании воды растворенные в ней газы полностью выделяются из раствора, образуя пузырьки-включения с новым количественным соотношением газов. Таким образом,

автогенный воздух конжеляционного льда, образовавшегося из полностью аэрированной, совершенно пресной воды, будет обогащен кислородом на 13,4% и углекислым газом на 1,7% и соответственно обеднен азотом и инертными газами.

Если в дальнейшем лед будет подвергаться частичному плавлению, сопровождающемуся миграцией и удалением воды по внутренним каналам, то вода будет обеднять остающийся воздух



Фиг. 17. Схема метаморфизма атмосферного воздуха во льду.

1—атмосферный воздух; *2* — автогенный воздух конжеляционного льда; *2а*—состав газов в воде, насыщенной по отношению к автогенному воздуху конжеляционного льда; *3—4*—воздух протаивавшего конжеляционного льда; *1—4*—воздух протаивавшего рекристаллизационного льда.

изолированных включений, прежде всего углекислым газом, унося в растворе смесь газов, состоящую из 47,7% CO_2, 27,2% O_2, 25,1% N_2 и инертных газов. К моменту растворения всего углекислого газа включения будут состоять из 65,4% N_2 и 35,6% O_2. В ходе дальнейшего растворения остаток газов будет все больше обогащаться азотом и обедняться кислородом до полного исчезновения. Наоборот, в местах замерзания мигрировавшей воды будут возникать включения, сильно обогащенные углекислым газом и кислородом, что приведет к частичной дифференциации состава газов в различных включениях.

Таким образьм, метаморфизация атмосферных газов во льду может быть представлена в виде, показанном на фиг. 17. Весь этот процесс может повторяться, сопровождаясь различными

условиями миграции талой воды, в результате чего возможно возникновение смесей газов весьма разнообразного в количественном отношении состава.

В общем все же обогащение по отношению к атмосферному воздуху газообразных включений O_2 и CO_2 является указанием на их автогенное происхождение и на конжеляционный генезис льда, нормальное содержание O_2 и CO_2 — на гипогенное происхождение включений с незначительной ролью жидкой воды в льдообразовании и, наконец, пониженное содержание O_2 и CO_2— на вторичное протаивание и миграцию талой воды.

ВОДА

Появление жидкой фазы во льду может быть обусловлено тремя причинами:

1) притоком тепла или другого вида энергии, превращающейся в тепловую;

2) повышением давления, понижающим температуру плавления льда;

3) концентрацией солей, также понижающих температуру плавления некоторой части вещества ниже данной температуры.

В этой главе будет рассмотрена только та вода, которая обязана своим существованием двум первым причинам. Она почти всегда представляет собой вторичные включения в ледяной породе, гипергенного типа при инфильтрации и вторично-автогенного — при местном плавлении.

Лед, имеющий температуру плавления, может содержать любое количество воды. В воде и во льду, удаленных от точки плавления, приход или расход тепла ведут к изменению температуры. Напротив, при достижении точки плавления в системе лед — вода всякое изменение теплосодержания приводит к фазовому превращению части вещества, которое сопровождается соответствующим поглощением или выделением скрытой теплоты, поддерживающим температуру системы на точке плавления.

Атомы переходного слоя на границах соприкасающихся кристаллов связаны менее прочно, чем внутренние, так как они находятся под действием различно ориентированных силовых полей обоих кристаллов. В связи с этим возможно, что температура плавления переходного слоя шириной не более пяти междуатомных расстояний несколько ниже, чем для остальной массы вещества, независимо от присутствия здесь примесей. Так, например, у олова, по исследованиям Б. Чалмерса, кристаллы начинают легко отделяться друг от друга при температуре на 0,14°С ниже точки плавления. Возможно, что здесь происходит не плавление, а только резкое увеличение пластичности, но, во всяком случае, несомненно, что промежуточный слой атомов термодина-

мически менее устойчив по сравнению с внутренними слоями (Зейтц, 1947).

Поэтому таяние льда всегда начинается на границах между кристаллами, и здесь сосредоточена основная масса содержащейся в протаявшем льду воды; другая, значительно меньшая, часть ее располагается вдоль базисных плоскостей внутри кристаллов, образуя «ледяные цветы». При наличии талой воды сцепление между кристаллами нарушается, и лед пронизывается сетью пор или рассыпается на отдельные зерна. В снегу и фирне талая вода может заполнять бóльшую часть пор, составляя до 60% объема всей породы. При большем содержании воды отдельные кристаллы уже слабо соприкасаются друг с другом, отчасти плавают в воде и образуют ледяную кашу.

Такие смеси воды и льда переменного состава образуются только в поверхностном слое ледяной породы, куда сверху проникает талая вода. Напротив, в мощной непроницаемой толще льда, нагретой до точки плавления, содержание воды строго постоянно, так как потребная для таяния энергия не имеет туда доступа. Оказывающая тепловое действие длинноволновая радиация поглощается небольшой толщей льда и даже в прозрачном льду может вызывать таяние в слое не более 1—2 м от поверхности, а после протаивания границ кристаллов — в еще меньшем слое. Непосредственный же приток тепловой энергии внутрь льда, достигшего точки плавления, почти прекращается вследствие ничтожной величины температурного градиента.

Температура плавления льда снижается на 0,00752°С при повышении давления на 1 ат. Если мощная толща чистого льда вся будет находиться на точке плавления, то в ней установится температурный градиент

$$\frac{dt}{dz} = \frac{dt}{dp} \times \frac{dp}{dz} = \frac{0{,}00752 \times 0{,}09168}{1{,}00332} = 0{,}000726°/м$$

или — 1° на 1377 м.

Здесь t — температура;
p — давление;
z — глубина под поверхностью;
0,09168 кг — вес столба льда высотой 1 м и сечением 1 см²;
1,00332 — коэффициент для перевода давления из атмосфер в кг/см².

При таком распределении температуры во льду установится постоянный, направленный книзу тепловой поток исчезающе малой величины — около $11 \cdot 10^{-8}$ кал/см²·год, а всякий избыточный приток тепла будет затрачиваться на таяние поверхности льда.

В таких условиях, когда теплообмен в толще льда практически отсутствует и процессы приближаются к адиабатическим, каждой температуре плавления соответствует пропорциональное давлению количество жидкой воды ν. Оно определяется формулой, выводимой из уравнения Клапейрона-Клаузиуса (см. стр. 37):

$$\nu = \frac{T}{L}\, c \lg \frac{273{,}16}{T},$$

где T — температура плавления, °К;
L — теплота плавления;
c — удельная теплоемкость.

После замены абсолютной температуры давлением с помощью эмпирического уравнения кривой плавления ($p = -138{,}5t - 2{,}1t^2$) для температурного промежутка от нуля до —1°С получается:

$$\nu = 5{,}41 \cdot 10^{-5}\, p \text{ г/см}^3,$$

где p — давление, кг/см² (Hess, 1937).

Таким образом, под давлением толщи льда в 750 м лед на точке плавления будет содержать 3,6 г жидкой воды на 1 дм³, а на глубине 1500 м — 7,2 г/дм³. Малейшее изменение давления поведет к замерзанию или дальнейшему плавлению части вещества.

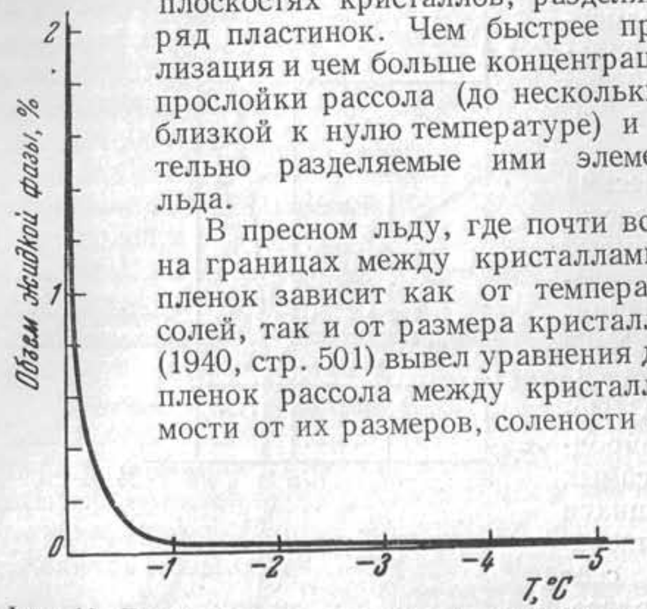
СОЛИ

Как известно, самая чистая природная вода представляет собой слабый, но не бесконечно слабый раствор, в котором равномерно распределены ионы солей, окруженные гидратными оболочками. Содержит в себе соли и всякий природный лед.

Соли — это растворимые, преимущественно вторичные, минералы, являющиеся продуктами выветривания минералов магматических горных пород. К числу растворимых в воде минералов принадлежат главным образом щелочные (Na, K) и щелочноземельные (Ca, Mg) соли соляной, серной и угольной кислот.

Включения солей во льду могут принадлежать ко всем генетическим типам, однако появление вторичных включений солей отличается известной спецификой. Привнос вторичных солей в ледяную породу, как правило, осуществляется не в чистом виде, а в составе минеральных включений, выщелачивание которых представляет наиболее обильный источник солей во льдах осадочного происхождения. Но процесс выщелачивания всегда является результатом частичного таяния льда, обычно сменяющегося затем замерзанием, поэтому в ходе дифференциации вторичных минеральных включений соли попадают в состав материнского расплава и перестают отличаться от первичных автогенных солевых включений. Различие первичных и вторичных

В пресном льду, образовавшемся из атмосферных осадков или путем медленного замерзания воды, почти весь рассол сосредоточен в виде пленок и изолированных включений на границах между кристаллами льда. Однако по мере возрастания скорости замерзания воды и концентрации солей в ней все большее количество рассола остается включенным внутри кристаллов. В соленых льдах рассол образует прослойки в базисных плоскостях кристаллов, разделяющих кристаллы на ряд пластинок. Чем быстрее происходила кристаллизация и чем больше концентрация солей, тем толще прослойки рассола (до нескольких миллиметров при близкой к нулю температуре) и тем тоньше относительно разделяемые ими элементарные пластинки льда.



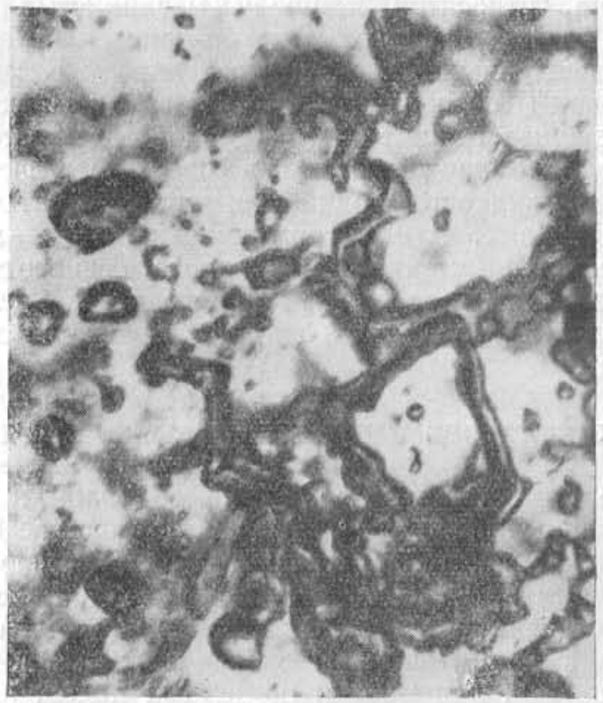
Фиг. 19. Температурная зависимость содержания жидкой фазы во льду с 0,007‰ Cl за счет NaCl.
(По Buchanan, 1908)

В пресном льду, где почти все соли расположены на границах между кристаллами, толщина жидких пленок зависит как от температуры и содержания солей, так и от размера кристаллов. Б. П. Вейнберг (1940, стр. 501) вывел уравнения для расчета толщины пленок рассола между кристаллами льда в зависимости от их размеров, солености льда и температуры. По его расчетам, для невского льда с зернами размером 8 мм толщина пленки рассола при температуре —2° составляет величину порядка 3 μ, при —7° соответственно 1 μ и при — 22° — 1/3 μ. Это близко к результатам определений Е. К. Пляйлера (Plyler, 1925), согласно данным которого толщина сильнее поглощающих лучистую энергию границ между кристаллами пресного льда достигает 8 μ.

Благодаря присутствию солей не только соленые, но и пресные льды, начиная протаивать при температурах несколько ниже 0°, обычно пронизываются разветвленной сетью тонких канальцев и изолированных ячеек раствора солей, придающих им белесоватый вид (фиг. 20, 21, 22). Если раствор не вытекал изо льда, то при новом замерзании сеть канальцев снова исчезает, не оставляя никаких следов. В соленых льдах часть рассола обычно вытекает вниз, замещаясь внешним воздухом, лед опресняется и одновременно пронизывается системой воздушных пор с остатками жидкости.

Таким образом, всякий природный лед при очень низкой температуре представляет собой гипоэвтектику, а при более высокой

температуре содержит в себе пленки и канальцы жидкого рассола. Кристаллы льда окружены и разделены раствором солей, затвердевающим при более низкой температуре, чем чистый лед внутренней части кристаллов. Каждый кристалл представляет собой ячейку со стенками из жидкого раствора солей. В этом



Фиг. 20. Сеть каналов солевого раствора во льду с минерализацией 185 мг/л в начале таяния.
(Фото Б. И. Втюрина)

отношении лед имеет некоторое сходство с коллоидными растворами (например, кремнекислоты, серы, белка, извести), затвердевшими от потери воды, с тем, однако, отличием, что у них стенки затвердевают прежде содержимого ячеек.

Участие солей в строении пресного льда часто совершенно не принимается во внимание. Но каково бы ни было содержание солей в количественном отношении, не учитывать его нельзя ввиду той роли, которую соли играют в процессах кристаллизации и таяния льда. Однако в истории изучения льда известны и противоположные крайности: влиянию солей некоторые исследователи приписывали возможность течения льда и других процессов, которые в действительности с ними, по существу, не связаны.

Крайним примером преувеличения роли солей во льду является концепция Г. Квинке (Quincke, 1905), который особенно подчеркнул сходство льда с коллоидными растворами. Он считает лед замерзшей пенистой массой со стенками из слабого солевого раствора. Этот последний на границе с чистой водой или более слабым раствором обнаруживает поверхностное натяжение и, следовательно, относится к числу маслянистых жидкостей. Стремлению солевых стенок камер-кристаллов сжиматься Квинке придает большое значение, считая, что солевой раствор служит остовом (Knochengerüst) льда. Игнорируя кристаллическую природу льда, Квинке в конце концов неосновательно отождествляет лед с коллоидом, стенки и содержимое ячеек которого состоят из двух жидкостей с одинаковыми компонентами, но в разных концентрациях. В его формулировке, лед — это жидкий студень с пенистыми стенками из жидкого, бедного водой маслянистого солевого раствора, окружающего ячейки пены с вязкожидкой двулучепреломляющей чистой или бедной солью водой (т. е. льдом).

НЕРАСТВОРИМЫЕ ТВЕРДЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Нерастворимые или нерастворившиеся обломки других минералов и горных пород в небольшом количестве содержатся, за немногими исключениями, в любом природном льду, но в большинстве случаев не принимают сколько-нибудь заметного участия в его строении. Генетически твердые примеси во льду принадлежат к типу первичных ксеногенных включений, характерных, например, для многих подземных льдов, или к типам вторичных включений, распространенных в осадочных льдах и в меньшей степени в конжеляционных ледовых покровах вод. Для осадочных льдов характерно обогащение минеральными примесями лишь некоторых слоев или их частей, что связано с периодичностью в условиях накопления или с вторичным обогащением в результате частичного таяния льда.

В зависимости от агентов, обусловливающих привнос минеральных примесей в накапливающийся лед, и от источников, из которых происходят эти примеси, механический состав их может быть самым различным: от тонкой пыли, переносимой ветром на большое расстояние, и ила, содержащегося в медленно движущейся воде, до крупных глыб горных пород, падающих на лед или откалываемых им. Скопления минеральных частиц на поверхности материковых ледниковых покровов, названные А. Э. Норденшельдом (Nordenskiöld, 1886) криоконитом, лишь в незначительной части состоят из космической пыли, а в основном представляют собой продукты выветривания земных горных пород и материал вулканических извержений.

Роль минеральных примесей в ледяных породах довольно разнообразна и резко возрастает по мере увеличения их количества.

Как упоминалось выше, между поверхностью минеральных включений и содержащим их обыкновенным льдом, повидимому, имеются молекулярные слои других полиморфных модификаций льда и «ориентированной» пленочной воды. Сами минеральные включения представляют источники засоления льда.

Все распространенные минералы обладают значительно большим, чем лед, коэффициентом поглощения лучистой энергии, поэтому мелкие минеральные частицы при радиационном нагревании в еще большей мере, чем включения солей, являются центрами таяния льда.

При значительном содержании минеральные включения оказывают влияние также на пластические свойства льда. Присутствие во льду мелких минеральных частиц, по механическому составу от глины и пыли до супеси включительно, несколько увеличивают пластичность льда, тогда как примесь песчаных и более крупных частиц значительно уменьшает пластичность. Вязкость мерзлой глины составляет $0{,}9 \cdot 10^{12}$ пуаз, мерзлой супеси $1{,}9 \cdot 10^{12}$ пуаз (Цытович, 1945), тогда как вязкость поликристаллического льда с беспорядочной ориентировкой кристаллов равна $10^{12} — 10^{13}$ пуаз.

Для переполненного моренными обломками «мертвого» льда ледника Пастерце в Альпах косвенными расчетами М. Лагалли (Lagally, 1932б) получил вязкость, в 3 раза меньшую вязкости чистого льда, однако правомерность применения формул вязкого течения в данном случае вызывает большие сомнения, так как исходные данные свидетельствуют о преобладании в этом участке скользящего движения по внутренним плоскостям скалывания. Наблюдения автора над поведением содержащих песчаные частицы слоев льда в испытавших складчатые деформации участках ледников указывают на значительно меньшую пластичность их по сравнению с чистым льдом, — они всегда являются «компетентными» слоями и вследствие своей жесткости местами подвергаются плавлению под избытком давления.

Уменьшение пластичности в последнем случае вполне понятно ввиду отсутствия пластических свойств у неледяных горных пород при низких температуре и давлении. Противоположное поведение льда в случае примеси тонкодисперсных включений, повидимому, объясняется наличием жидкой рыхлосвязанной воды и плавлением льда в многочисленных точках контакта с частицами, обладающими большой кривизной поверхности и, следовательно, создающими очень высокое удельное давление (Цытович и Сумгин, 1937, стр. 31).

Глава III

МЕТОДЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА

Исследование льда как горной породы отличается от изучения физических свойств льда-минерала, так как преследует совершенно другие цели. При геолого-петрографическом исследовании физические константы кристаллов чистого льда предполагаются известными и используются в качестве исходных данных для решения специальных задач. Последние заключаются в выяснении закономерностей в условиях залегания, в составе и строении ледяных тел как поликристаллических агрегатов льда с примесью других веществ и как результатов определенного геологического процесса, обусловившего их формирование. При этом не исключается и определение некоторых физических свойств в качестве вспомогательных средств для характеристики структуры. Но в целом петрографическое исследование не заменяет физического, а является его дополнением или, вернее, должно служить основой, к которой следует привязывать изучение физических свойств природных льдов.

Вместе с тем петрографическое исследование льда и других горных пород существенно отличается друг от друга. Различия обусловлены в основном простотой минералогического состава и специфическими физическими свойствами льда. Обычно при обработке сборов каменных образцов главными задачами петрографа являются опознавание минеральных видов по их физико-химическим свойствам, в первую очередь по оптическим константам, и на основании этого — определение горной породы. Для ледяной породы эта задача практически не существует, так как она сложена одной модификацией льда — льдом I, легко опознаваемым визуально. Только в связи с наличием примесей других веществ и возможности перехода части льда в жидкую фазу возникает задача определения химико-минералогического и фазового состава породы. Главным при этом является определение общего содержания газов, воды, солей и нерастворимых примесей и особенностей их распределения во льду, т. е. вопро-

сы, связанные с изучением строения. Разделение примесей по их химическому или минералогическому составу имеет лишь второстепенное значение. Вместо вещественного состава внимание исследователя может быть направлено главным образом на изучение структурных особенностей, как это делается по отношению к другим породам только при специальных петротектонических исследованиях.

Изучение природного льда как горной породы включает два этапа: 1) полевое исследование и 2) лабораторное исследование.

Полевое исследование проводится преимущественно геологическими методами и в качестве главной задачи имеет выяснение условий залегания ледяных пород. В поле производится выделение пород в основном по текстурным признакам с визуальным макроскопическим описанием и элементарными определениями состава и структуры, которые затем уточняются в лаборатории петрографическими методами.

Лабораторное исследование ледяных пород имеет целью изучение, во-первых, структуры, во-вторых, — вещественного состава.

Под с т р у к т у р о й горной породы понимают особенности ее строения, обусловленные размерами, относительным количеством, формой и ориентировкой ее составных частей.

В понятие структуры мономинеральной ледяной породы входят следующие элементы:

1) внешняя форма и размер кристаллов [1];
2) пространственные взаимоотношения;
3) соотношение с включениями;
4) отношение кристаллографической ориентировки к внешней форме кристаллов;
5) отношение кристаллографической ориентировки к элементам залегания породы, или упорядоченность структуры.

В отличие от структуры под текстурой горной породы в петрографии подразумеваются особенности строения, обусловленные пространственным расположением, в сущности, пространственной дифференциацией ее составных частей, и степень заполнения ею пространства; сюда входят в особенности такие признаки,

[1] Для обозначения кристаллов с неправильным ограничением, не совпадающим с присущим данному кристаллическому классу комплексом граней, входящих в состав поликристаллического агрегата, имеются специальные термины. В физике и металловедении их называют к р и с т а л л и т а м и, однако это название неудобно, так как в геологии оно применяется для обозначения эмбриональных кристаллов в вулканическом стекле, слабо действующих на поляризованный свет и еще не дающих возможности определить минеральный вид. Геологический термин «зерно» также не всегда применим, поскольку в это понятие обычно включают признак изометричности (приблизительно одинаковых размеров во всех направлениях).

как слоистость, сланцеватость, пористость, характер отдельности. При этом, как правило, составные части породы имеют различный минералогический состав. Для льда понимание под текстурой пространственного расположения кристаллов оказывается искусственным, так как в случае отсутствия включений порода внешне является однородной, лишенной текстурных признаков. Текстура ледяной породы создается только тем или иным распределением в ней включений.

Через соотношение кристаллов с включениями как элемент структуры и через текстуру структурное направление исследования тесно связано с изучением вещественного состава. Эти исследования, проводимые различными методами, взаимно дополняют друг друга.

Изучение вещественного состава слагается из определения количества примесей во льду с разделением их по агрегатному состоянию, а также — преимущественно для выяснения происхождения исходного материала — из химического, минералогического и гранулометрического анализов примесей.

Специфические физические свойства льда требуют применения специальной методики, отчасти неприменимой, а отчасти и ненужной при работе с другими породами. Главные особенности методики обусловлены низкой температурой плавления и возгонки, вызывающей большую неустойчивость льда, а также его прозрачностью и малой прочностью. Ниже приводится краткий обзор в основном специальных приемов петрографического исследования льда, чем-либо отличающихся от применяемых в отношении других горных пород. Там, где такого отличия нет, мы ограничимся указанием программы исследования с рекомендацией обратиться за описанием методики к общим руководствам. В расположении материала мы в основном придерживаемся той последовательности, в которой практически наиболее удобно проводить исследование.

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ

Под условиями залегания подразумеваются: 1) форма залегания данной породы — пластовая, жильная, линзообразная и т. д.; 2) размеры образуемых породой тел; при наличии сколько-нибудь правильной формы, также и 3) элементы залегания — направление простирания, падения и углы падения ограничивающих данное тело поверхностей и внутренних плоскостей в нем; наконец, 4) соотношения с другими породами и элементами рельефа местности.

Перечисленные виды работ ничем не отличаются от исследования условий залегания других горных пород, так как лед, в этом отношении не представляет исключения. В частности,

ледниковый лед в процессе движения нередко подвергается складкообразованию, разбивается трещинами, сбросами, сериями надвигов и приобретает сложную тектоническую структуру, только размерами уступающую структурам районов интенсивного тектогенеза в земной коре. При изучении таких участков главная трудность заключается в том, чтобы различить первичные элементы строения среди метаморфических новообразований.

Формирование ледяных пород во многих случаях происходит значительно быстрее, чем других пород. В связи с этим наряду с великолепными возможностями для петрологического эксперимента большой интерес представляет непосредственное изучение процессов формирования льда в естественных условиях, вполне осуществимое, если имеется возможность проводить стационарные или повторные наблюдения. Из числа наблюдений такого рода, имеющих непосредственное отношение к изучению условий залегания, можно отметить наблюдения над скоростью нарастания льдов при различных условиях, над процессами отложения снежного покрова, над оседанием снега и фирна и над образованием дислокаций во льду.

Выполнение двух последних видов наблюдений вполне возможно не только визуально или с помощью измерительных приборов в стенках шурфов, трещин или обрывов, но и допускает применение самописцев, непрерывно регистрирующих скорость деформации, что позволяет изучать зависимость процесса деформации от времени, давления, температуры, изменений структуры и других факторов. В частности, знание величины оседания слоев позволяет установить, какая часть изменения объемного веса породы происходит путем сжатия и в какой части это изменение следует отнести за счет миграции вещества (см. стр. 144).

МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ТЕКСТУРНОЕ ОПИСАНИЕ

Макроскопическое описание производится в поле, а затем более подробно — в лаборатории по доставленным туда образцам. Описываются, а по мере необходимости также измеряются, зарисовываются и фотографируются все характеристические данные породы, доступные наблюдению невооруженным глазом и с помощью лупы, без специальной обработки или применения поляризованного света. Сюда относится главным образом характеристика формы, размеров и распределения включений: воздушных пор, пузырьков, полостей, твердых примесей, канальцев и ячеек с жидкостью, а также образуемых ими неоднородностей строения: слоистости, ноздреватости, столбчатости, включений сплошного льда среди снега и фирна и т. п. В случае наличия образований, состоящих из хотя бы частично отделенных друг

от друга и достаточно крупных кристаллов, описываются их форма, размеры и взаимное расположение. Для определения среднего размера кристаллов пользуются сравнением с соответствующими шаблонами или таблицами [1].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТВЕРДОСТИ, ВОЗДУХОПРОНИЦАЕМОСТИ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРИСТЫХ ЛЕДЯНЫХ ПОРОД

Из числа физических свойств для характеристики пористых ледяных пород — снега и фирна — практически наибольшее значение имеют твердость и воздухопроницаемость.

Твердость, т. е. способность тела оказывать сопротивление проникновению другого тела, не получающего остаточных деформаций, является константой льда-минерала, зависящей только от температуры. Но при наличии большого количества включений воздуха твердость приобретает значение петрографической характеристики, а именно отношение твердости к объемному весу для пористых ледяных пород характеризует собой прочность связей между кристаллами (которая, конечно, также зависит от температуры). Аналогичную характеристику могли бы дать и некоторые другие механические свойства, но твердость имеет преимущество простоты определения, легко выполнимого в полевых условиях.

Наиболее удобно определять твердость путем вдавливания конуса, так как результат при этом не зависит от величины прилагаемой нагрузки. Обозначив твердость через H, силу, приложенную к конусу, — через P, глубину погружения конуса — h и угол при вершине конуса 2α, получим следующее выражение:

$$H = \frac{P}{\pi h^2 \operatorname{tg}^2 \alpha}.$$

Описание твердомеров и зондов, как и теории определения твердости снега, приведены в работах И. В. Крагельского (1945) и Р. Гефели (Haefeli, 1939, стр. 143). Для петрографического исследования целесообразно применение малых моделей твердомеров, которые позволяют характеризовать отдельно тонкие слои породы, и зондов, дающих возможность изучать распределение твердости в вертикальном профиле снежного покрова, не вскрывая его. При отсутствии твердомеров можно твердость определять по условной шкале. Из числа шкал, предлагавшихся для этой цели, можно рекомендовать в несколько измененном виде шкалу Э. Зорге (Sorge, 1935), в которой твердость льда принимается равной 10. Для снега и фирна практически приходится пользоваться первыми пятью баллами:

[1] См., например, таблицу для полевого определения размера зерен сектора гидрогеологии ВСЕГЕИ (Пустовалов, 1940, ч. 2, рис. 1).

1 — в снег легко вдавливается палец; человек в твердой обуви оставляет неглубокий след;

2 — легко вдавливается заостренный карандаш; человек не оставляет следа;

3 — карандаш вдавливается с трудом;

4 — карандаш не вдавливается, лезвие ножа вдавливается легко;

5 — лезвие ножа вдавливается с трудом.

Труднее определяемой, но очень ценной характеристикой пористых ледяных пород является их воздухопроницаемость. Коэффициент воздухопроницаемости породы K есть средняя ламинарная скорость протекания сквозь породу воздуха, имеющего температуру 0°С, при градиенте давления 1 см водного столба на 1 см пути. Описание аппарата и методики определения воздухопроницаемости снега изложено в работе Г. Бадера (Bader, 1939, стр. 31).

Воздухопроницаемость служит косвенной количественной характеристикой абсолютных размеров, извилистости и разветвленности сообщающихся пор. В равной степени воздухопроницаемость характеризует и потенциальную проницаемость породы для воды (при температуре обеих фаз, равной точке плавления) и для водяного пара, определяя, таким образом, возможность миграции вещества, а следовательно, интенсивность связанных с нею процессов метаморфизма. Более того, различные сочетания размера ледяных кристаллов, пористости (доли пор в общем объеме породы) и воздухопроницаемости, повидимому, не случайны, а являются закономерным результатом прежних стадий формирования ледяной породы. На основании исследований воздухопроницаемости и пористости Г. Бадером разработана стройная классификация снега (см. ниже, стр. 278); в отношении фирна это свойство пока остается не изученным.

К числу характеристик, определение которых возможно только для пористых ледяных пород, относится также состав фракций кристаллов различных размеров. Как правило, методы гранулометрического анализа, пригодные для прочих рыхлых пород, не применимы для пород ледяных. У монолитного льда этому препятствует невозможность разделения его на отдельные кристаллы без их частичного обтаивания, у снега — сложная скелетная форма кристаллов. Только для промежуточных стадий — старого снега с округленными кристаллами и не слишком плотного фирна — возможно применение гранулометрического анализа после дробления на отдельные зерна. Дробление производится при помощи резинового пестика, причем в ступку для охлаждения добавляют твердую углекислоту, поддерживающую температуру — 78,5°С. Однако все это не устраняет возможности сохранения более прочных сростков или при

более сильном воздействии — разлома монокристаллов. Г. Бадер (Bader, 1939, стр. 38) проводил анализ с помощью сит механически или вручную (с добавлением твердой углекислоты), однако оказалось, что при этом способе кристаллы истираются. Лучшие результаты дает анализ методом осаждения в керосине с автоматической регистрацией веса оседающих зерен, примененный М. Де-Кервеном (De Quervain, 1948). Однако даже при самых благоприятных структурных условиях более точные данные о размерах кристаллов даст непосредственное измерение в шлифах, но оно значительно более трудоемко.

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Кристаллографическое исследование представляет основу всего петрографического изучения ледяных пород, так как определение условий залегания принадлежит собственно не к петрографическим, а к геологическим методам, а потребность во всех остальных методах изучения связана только с наличием примесей во льду.

Задача кристаллографического исследования заключается в установлении размеров, формы и пространственных взаимоотношений кристаллов льда в породе и ориентировки кристаллографических осей по отношению к внешней форме кристаллов, к элементам залегания, к направлению движения льда и т. п.

В связи с неустойчивостью и трудностями хранения льда кристаллографическое исследование, как правило, приходится производить в условиях полевой лаборатории и частью в поле. Кроме того, кристаллографическое исследование пористых пород необходимо проводить возможно быстрее после выемки образцов. В этом — основная специфика работы со льдом в отличие от обычно практикуемого исследования образцов в процессе камеральных работ. Необходимость оборудования полевой лаборатории с сохранением устойчивой отрицательной температуры и с хорошим освещением создает ряд затруднений, лишь отчасти уменьшаемых легкостью механической обработки и прозрачностью льда, которые позволяют вручную изготовлять из него шлифы нужной толщины.

Методы кристаллографического исследования льда довольно разнообразны. Прежде всего существует различие между изучением пористых и монолитных ледяных пород. В первых форму, размеры и пространственные взаимоотношения кристаллов отчасти можно изучать в отраженном свете, в ненарушенном и в измельченном на отдельные кристаллы или их сростки состояниях. Однако для определения кристаллографической ориентировки и пористые породы (за исключением свежего снега) должны изучаться кристаллооптическими методами, как и сплошной лед.

В монолитных ледяных породах в нормальном, не нарушенном таянием состоянии слагающие их кристаллы невидимы. Для исследования их существует три основные группы методов. Первая из них основана на избирательном, преимущественно радиационном таянии льда, вторая — на применении поляризованного света и третья — на применении рентгеновых лучей. Применение второй группы методов — кристаллооптических — позволяет не только изучать очертания кристаллов и пространственную ориентировку главных кристаллографических осей, но и устанавливать наличие в пространственной решетке кристаллов внутренних напряжений, выражающихся в оптических аномалиях. Рентгенографические методы дают возможность точно исследовать пространственную решетку кристаллов, в том числе, конечно, и ее пространственную ориентировку, но не дают представления о геометрических очертаниях кристаллов; возможность их применения в целях петрографических (т. е. для изучения агрегата кристаллов) ограничена только мелкозернистыми породами, редко встречающимися среди природных льдов. Так как, кроме того, рентгенографические исследования требуют сложного оборудования и большой специальной подготовки, то касаться их мы не будем [1].

В большинстве случаев кристаллографическое исследование проводят на образцах породы, извлеченных из места ее залегания, поэтому необходимо сказать несколько слов о технике отбора образцов. В отличие от проб, заготовляемых для анализов вещественного состава, к образцам для кристаллографического исследования предъявляется требование, чтобы они были о р и е н т и р о в а н н ы м и, т. е. чтобы для каждого образца было известно его положение в пространстве. Для этого образцы должны иметь правильную форму или быть ограниченными минимум с одной стороны плоскостью с обозначенным простиранием и падением ее в естественном залегании. В случае опасности обтаивания лучше вырезать правильный параллелепипед, обозначив одно из направлений стрелкой — надрезом — и приморозив к каждой грани этикетку с указанием ориентировки.

Для выемки образцов льда употребляют пилу, ледоруб или кайло, долото с колотушкой и топор, а для снега и мягкого фирна — пилу и лопату или металлическую коробку-зонд, соответствующую размеру образца. После четырех боковых запилов породу вокруг образца выкалывают с двух-трех сторон и с освободившегося пространства запиливают последнюю, тыльную грань образца. Род упаковки зависит от дальности и условий

[1] Изложению методов рентгеноструктурных исследований посвящена обширная литература; одним из наиболее полных является руководство А. И. Китайгородского «Рентгеноструктурный анализ», М.—Л., 1950.

транспортирования; во всяком случае, для хрупких пористых пород необходима жесткая тара по размеру образцов.

В связи с трудностью длительного хранения льда и неудобствами работы при низкой температуре особенно важное значение приобретает возможность фотографирования или иного точного изображения структуры как для фиксации формы и пространственных взаимоотношений, так и для измерения размеров кристаллов льда. В полный комплекс кристаллографического исследования должно входить получение фотоснимков препаратов, по которым впоследствии производится часть измерений и описаний. Для детального изучения необходимо предварительно приготовить позитивный отпечаток фотографии препарата, пронумеровать на нем кристаллы и все дальнейшие измерения и описания относить к каждому отдельному кристаллу.

Изучение пористых ледяных пород в отраженном свете

Форму кристаллов снега и фирна можно изучать с их поверхности в обыкновенном отраженном свете, рассматривая естественную поверхность или поверхность излома небольшого образца, а также измельчив породу на отдельные кристаллы. Кроме того, можно приготовлять полированные шлифы — препараты с одной плоской поверхностью, в которой видны сечения кристаллов. Путем приготовления последовательным шлифованием серии равноотстоящих срезов и фотографирования их можно получить изображение пространственного расположения ледяного скелета породы и пронизывающих его пор. Возможность шлифования непрочной пористой породы достигается посредством заполнения пор жидкостью и замораживания ее, о чем подробнее будет сказано при описании техники изготовления шлифов. М. Де-Кервен (De Quervain, 1948) рекомендует окрашивать плоскость среза темной типографской краской, а затем вытирать ее пропитанным спиртом лоскутом замши; тогда краска со льда стирается, и лед четко выделяется на фоне остающегося темным наполнителя (этилората).

Поскольку пористые ледяные породы всегда сравнительно мелкокристаллические, для изучения их необходимы микроскоп или по крайней мере сильное увеличительное стекло. Фотографирование производится с помощью фотонасадки к микроскопу или фотокамерой двойного растяжения с диафрагмирующимся объективом и с коротким фокусным расстоянием; фотокамера имеет матовый экран для наводки на фокус. При съемке необходимо определять масштаб изображения. Препарат следует помещать на черном фоне, лучше всего на короткошерстном бархате.

Для фиксации формы ледяного остова снежного покрова и фирна, как и отдельных снежинок, применяется также метод оттисков на пленке, который будет описан в следующем разделе.

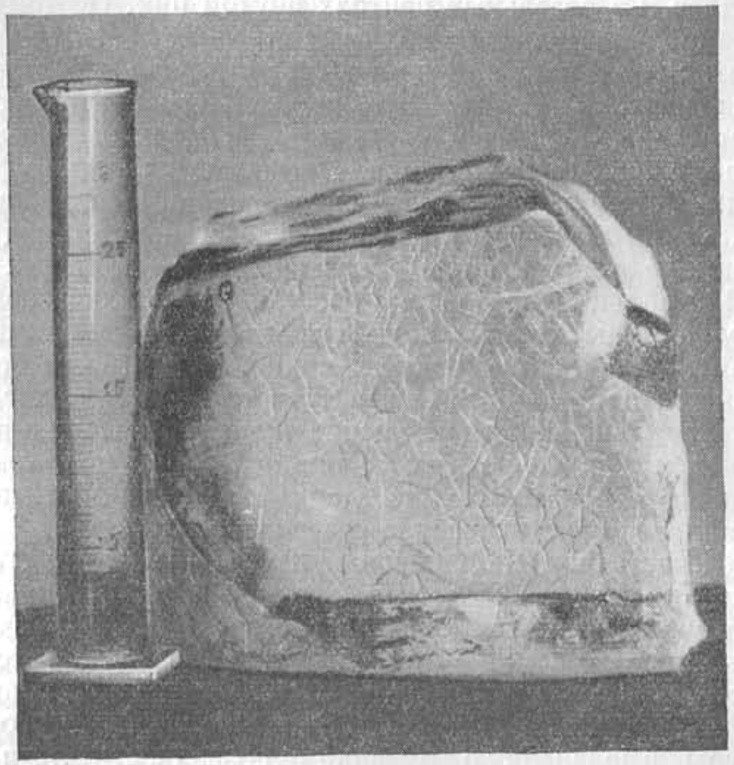
Изучение структуры льда методами частичного таяния

Вследствие меньшей термодинамической устойчивости границ кристаллов и неравномерного распределения включений, снижающих температуру плавления и сильнее поглощающих лучистую энергию, таяние льда всегда начинается на границах кристаллов и в отдельных центрах внутри них. Поэтому таяние как бы «проявляет», делает видимым строение льда. На поверхности тающего льда появляется рисунок контуров кристаллов в виде сети вначале узких, а впоследствии расширяющихся борозд; внутри достаточно крупных кристаллов появляются ледяные цветы; часть последних может выходить и на поверхность, образуя на ней тонкие штрихи, одинаково ориентированные в каждом кристалле. Таким образом, в тающем льде становятся видимы как очертания кристаллов, так и ориентировка их базисных плоскостей. При сильном протаивании крупнокристаллического льда, когда у «ледяных цветов» появляются «лепестки», ориентировка может быть установлена наиболее полно. Лучше всего структура проявляется при таянии за счет лучистой энергии, когда этому содействует усиленное поглощение лучей включениями, но тот же эффект может наблюдаться и при таянии за счет кондуктивной теплопередачи только благодаря более низкой температуре плавления вокруг включений, содержащих соль.

Метод частичного таяния прост и удобен тем, что его можно применять в поле, даже не вынимая льда из обнажения. В благоприятную погоду протаявший рисунок зерен и зачаточные «ледяные цветы» нередко появляются в результате естественного хода процессов и их можно наблюдать на поверхности или в обрывах льда (фиг. 21 и 22). Для искусственного проявления структуры выравненную рубанком поверхность льда можно оплавлять паяльной лампой (Ahlmann a. Droessler, 1949) или тереть пачкой промокательной бумаги (Seligman, 1949), а лучше всего облучать мощной лампой. При более длительном воздействии сильного источника света или при пропускании переменного тока высокого напряжения лед можно совсем разделить на отдельные кристаллы, но при этом они неизбежно несколько обтаивают. Обычно форму, размеры и ориентировку кристаллов изучают в плоском сечении.

Для фиксации контуров кристаллов в натуральную величину издавна применялся метод ретуширования (Deeley, 1910). На протаявшую поверхность льда накладывают мягкую бумагу и затушевывают мягким карандашом. При этом границы кристаллов остаются в виде белых полосок на темном фоне, а пузырьки воздуха — в виде белых пятнышек (фиг. 23). Если поверхность льда влажная, ее лучше предварительно высушить промокательной бумагой

Еще раньше ретуширования применяли другие способы фиксации очертаний кристаллов: съемку с протаявшей поверхности льда оттисков на воск (Schlagintweit, 1854) или гипсовых слепков (Lohmann, 1895). Наконец, в последнее время вошел в употребление метод отпечатков окрашенной поверхности

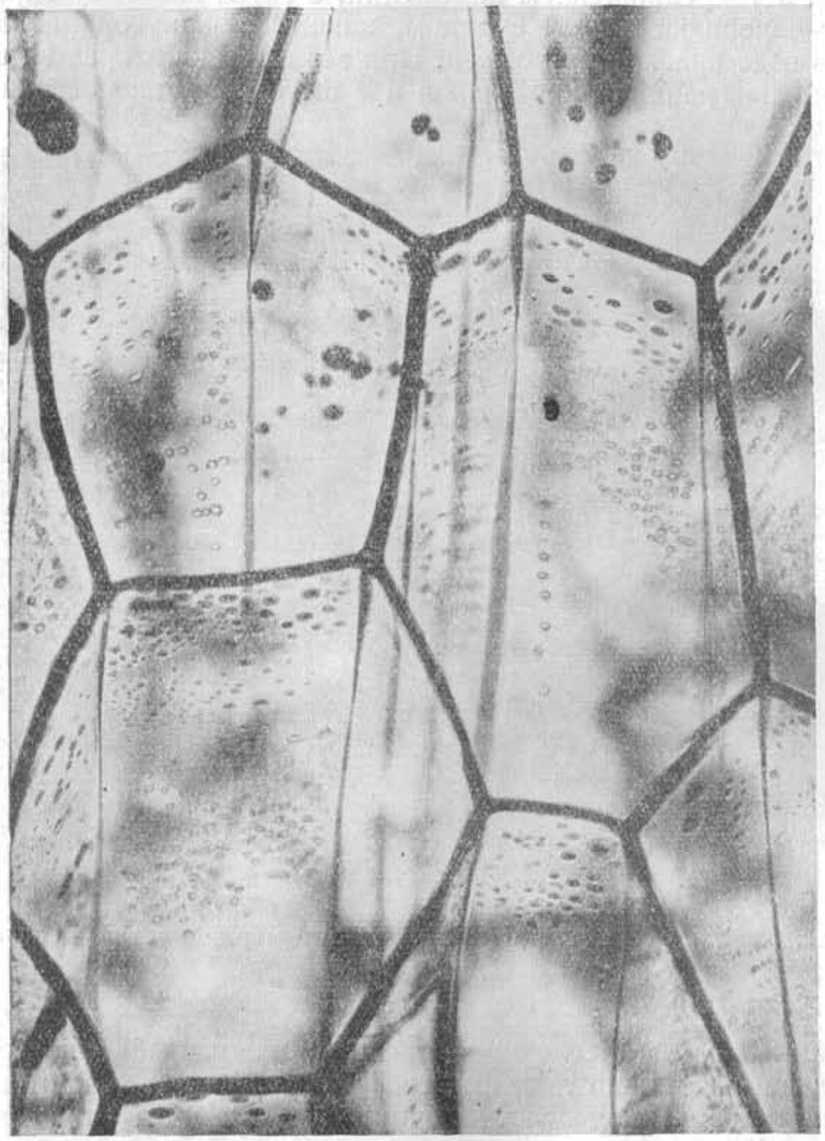


Фиг. 21. Поверхность озерного льда с протаявшими границами кристаллов.

(Фото Г. Г. Леммлейна)

льда на бумаге (Seligman, 1949; Ahlmann a. Droessler, 1949). Для окрашивания применяют не растворимую в воде порошкообразную краску, смешанную с глиной. Если поверхность протаяла слабо, краску с силой втирают в бороздки между кристаллами, которые выглядят на отпечатке темными линиями. При сильном протаивании применяют обратный способ: краску размазывают по поверхности ровным слоем, и тогда границы кристаллов на отпечатке остаются в виде белых полосок среди окрашенной поверхности.

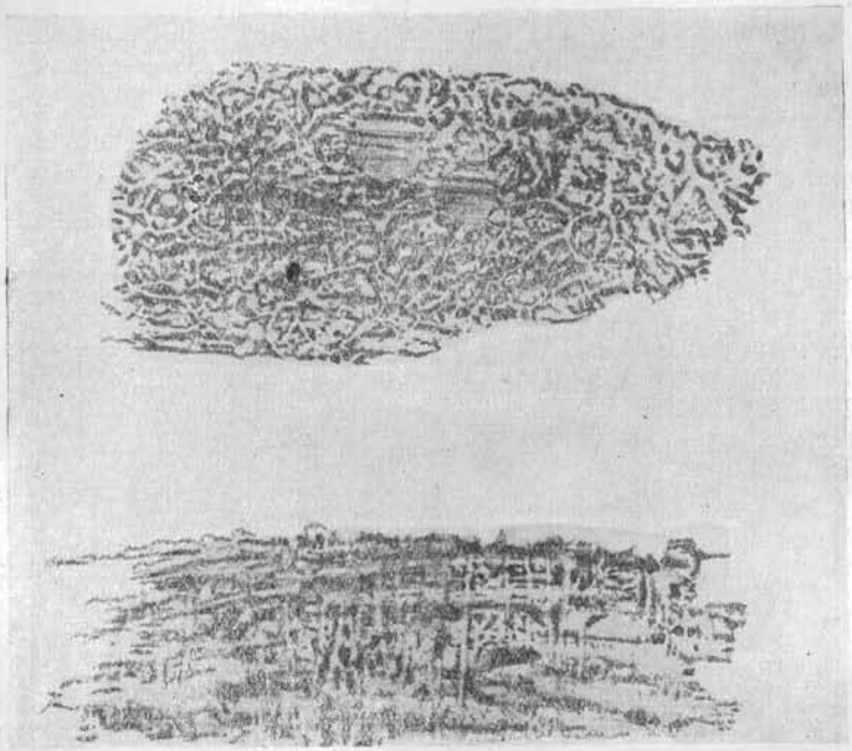
В лабораторных условиях еще лучшие результаты получаются путем контактного фотографирования окрашенных пластин



Фиг. 22. Протаявший озерный лед, показанный на фиг. 21; срез наискось к поверхности. Видны дискообразные фигуры протаивания на границах между столбчатыми кристаллами.

(Фото Г. Г. Леммлейна)

льда [1]. Протаивание пластины льда с отполированной поверхностью достигается путем облучения сильной лампой с рефлектором в умеренно теплом помещении, а затем пластину окрашивают порошкообразным суриком, какой-либо другой растворимой в воде краской или сажей. При этом краска втирается в бороздки на границах кристаллов и в выходящие на поверхность



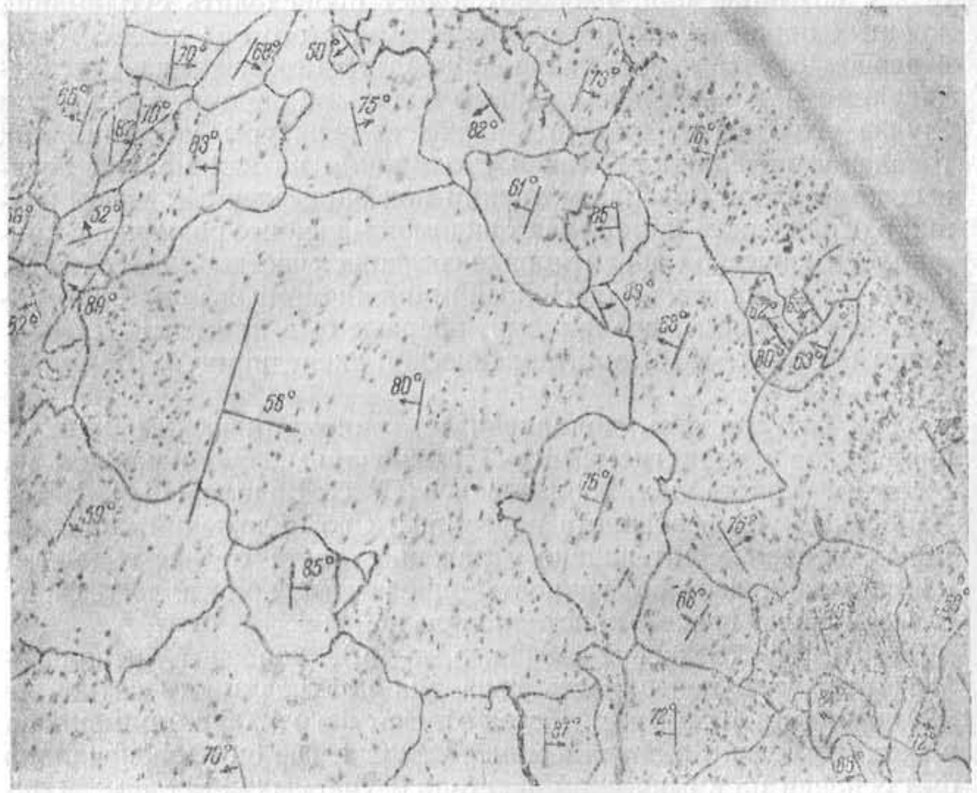
Фиг. 23. Рисунок структуры льда, снятый методом ретуширования.
Натур. величина.

«ледяные цветы». После замораживания к окрашенной поверхности льда прижимают лист фотографической бумаги, с противоположной стороны помещают источник света и дают нужную экспозицию. Если нет крупных минеральных включений, источник света следует передвигать взад и вперед, — тогда отпечатываются только детали прилегающей к бумаге поверхности. При наличии крупных непрозрачных включений источник света должен оставаться неподвижным, и тогда на снимке изображаются включения во всей массе льда.

---

[1] Метод впервые применен автором настоящей работы в 1947 г.

Затем с негативного снимка таким же контактным способом печатается позитив, и, если лед крупнокристаллический и в нем протаяли «ледяные цветы», то измеряют их ориентировку и наносят на снимок по образцу обозначения залегания пластов на геологических картах. Простирание их непосредственно видно на снимке, а падение измеряют следующим образом.



Фиг. 24. Контактный фотоснимок структуры льда.
0,6 натур. величины.
Кривые — границы кристаллов; темные штрихи — «ледяные цветы»; темные пятна — пузырьки воздуха; малые обозначения залегания относятся к базисным плоскостям кристаллов; большой знак—к слоистости льда.

(Фото Н. В. Черепанова)

В плоскость фигуры плавления осторожно вставляют расплющенный конец металлического стерженька и транспортиром измеряют угол между ним и поверхностью льда. Для «цветов», не выходящих не поверхность, ориентировку можно измерить путем визирования. Снимок с нанесенной ориентировкой базисных плоскостей дает полное представление о структуре образцов данной плоскости (фиг. 24). При детальных исследованиях делают три взаимно перпендикулярных среза в наиболее

характерных направлениях или серию равноотстоящих параллельных срезов.

Наблюдать очертания кристаллов льда и даже наличие мозаичной структуры внутри монокристаллов можно также и без протаивания льда. Достаточно образец льда с полированной поверхностью поместить в условия, при которых он будет подвергаться возгонке, или, наоборот, будет происходить сублимация водяных паров на его поверхности. Для этого лед должен быть в первом случае нагрет выше температуры окружающего воздуха, более или менее насыщенного водяными парами, а во втором случае его следует охладить ниже температуры воздуха. Как травление поверхности, так и сублимация на ней мелких ледяных кристаллов при рассмотрении под определенным углом зрения в отраженном свете делают видимой малейшее различие в кристаллографической ориентировке соседних участков поверхности. Метод сублимации, аналогичный применяемому в кристаллографии «методу росы», повидимому, впервые был применен Д. Моусоном (Mowson, 1916) в антарктической экспедиции Э. Шеклтона 1907 — 1909 гг.

Тем же методом, дополненным гониометрическим измерением углов между гранями сублимированных субиндивидов на соседних кристаллах, пользовался П. С. Вадило (1939, 1951). Измерение углов поворота поверхности до положений, при которых наиболее интенсивно отражение света от нее в данном направлении, дает возможность определить кристаллографические символы граней кристаллов льда.

В. Шефер (Schaefer, 1942а, б, и др.), наоборот, использовал травленую поверхность льда для получения отпечатков ее микрорельефа на пленку. Метод отпечатков с 1906 г. применялся в металлографии, а затем в минераграфии, где он первоначально был основан на химическом действии изучаемых металлов или минералов полированного шлифа. В отличие от этого В. Шефер применил холодный раствор смолы, на котором получил механические отпечатки («реплики»), передающие малейшие детали рельефа поверхности. Таким образом фиксировалась форма снежинок вертикального разреза снежного покрова, металлов и ледникового льда в полированных шлифах. Для снежинок применялся 1—2%-ный раствор поливинилового спирта в двухлористом этилене, для ледникового льда — 3%-ный раствор, а для снежного покрова 3—5%-ный раствор.

Снежинки помещают на капле раствора или же кусок холодного стекла, покрытый тонкой пленкой раствора, подставляют под снегопад. При изучении разреза снежного покрова оконное стекло с нанесенной пленкой раствора на некоторое время прижимают к вертикальной стенке снега. Затем растворитель и прилипшие снежные частицы испаряются, и отпечаток готов

Техника получения отпечатков травленой поверхности льда аналогична практикуемой в металлографии. Лед покрывают слоем раствора и через некоторое время после испарения растворителя пленку снимают пинцетом и расправляют на стекле отпечатком кверху. Наложение на стекло удобнее производить, помещая пленку на поверхность воды с небольшим количеством растворенного желатина и поднимая стекло до соприкосновения с плавающей пленкой; желатин препятствует отставанию пленки от стекла после высыхания. Полученные таким образом отпечатки рельефа травленой поверхности можно изучать под обыкновенным световым и электронным микроскопами. Для изучения льда со световым микроскопом В. Шефер особенно рекомендует отпечатки на пленке, содержащей краску.

Изучение структуры льда кристаллооптическими методами

Кристаллооптическое исследование льда проводится в тонких срезах — шлифах — с помощью поляроидов или поляризационного микроскопа[1].

Поляроиды представляют собою две прозрачные пластинки с тонкой желатиновой пленкой, содержащей массу одинаково ориентированных субмикроскопических кристалликов соединений иода с сернокислым хинином. Одну из них, служащую поляризатором, помещают между источником света и препаратом, а другую — анализатор — между препаратом и глазом, с плоскостью поляризации перпендикулярно к первой. Поляроиды очень удобны для простейшего кристаллооптического исследования в поле и имеют то преимущество перед микроскопом, что позволяют иметь большое поле зрения, так как практически могут быть изготовлены любого размера. Это делает необходимым применение поляроидов и в лаборатории наряду с поляризационным микроскопом для изучения и фотографирования структуры пород с кристаллами средних и крупных размеров.

Заменой поляроидов может служить простейший полярископ, изготовленный, например, из фотографических негативов (Вадило, 1951). При изучении пористых ледяных пород в применении поляроидов нет необходимости.

Шлифы льда для исследования с помощью поляроидов можно изготовлять при положительной температуре путем

---

[1] Предполагается, что читатель знаком с основами кристаллооптики. Из руководств по кристаллооптике можно указать следующие: Д. С. Белянкин. Кристаллооптика. М., 1949. В. Н. Лодочников. Основы кристаллооптики. М.—Л., 1947. В. И. Лучицкий. Петрография, т. I. М.—Л., 1949. В. Б. Татарский. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. Л., 1949.

шлифования вручную куска льда поочередно с двух сторон на листе металла, причем основную роль играет термическое воздействие. При отрицательной температуре шлифование производят на листах наждачной бумаги, сначала крупных, а затем мелких номеров, и заканчивают полировкой на мягкой писчей бумаге. Шлифы всегда должны быть ориентированными, т. е. должно быть точно известно пространственное положение шлифа в породе, находящейся в естественном залегании. Размеры шлифа обусловлены главным образом величиной зерен. Шлиф толщиной свыше 1 мм можно сделать размером до 5 × 5 см и больше, при меньшей толщине шлифа размер его приходится ограничивать.

Нужная толщина шлифа определяется следующими условиями. Верхним пределом толщины служит размер поперечника кристаллов, а если кристаллы крупны, — то величина в 3—4 мм, при которой получается уже очень бледная интерференционная окраска высших порядков. Большая толщина шлифа дает возможность исследовать включения в значительном объеме, но зато косые к лучу зрения границы кристаллов выглядят в виде широкой каймы интерференционных цветов. Более четкие контуры кристаллов получаются в тонких шлифах (0,1—0,2 мм), но такие шлифы приходится делать меньших размеров, их труднее и дольше изготовлять, кристаллы в них окрашены в труднее различимые низкие интерференционные цвета. Наиболее удобны шлифы толщиной 0,4—0,8 мм, при которой кристаллы с разрезом, параллельным оптической оси, имеют яркую окраску второго порядка.

Если работа ведется при положительной температуре, как это часто бывает в поле, шлиф кладут на стекло между поляроидами и описывают возможно быстрее. В условиях отрицательных температур первую пришлифованную сторону приморажи-вают к предметному стеклу, для чего стекло сначала нагревают рукой до появления следов таяния льда, а затем шлифуют другую сторону. При не очень низкой температуре стекло со шлифом лучше вставлять в деревянную оправу, чтобы не нагревать его прикосновением рук. Для длительного хранения шлифа сверху на него приморажи-вают покровное стекло, а боковые промежутки между стеклами заполняют вазелином.

Между поляроидными пластинками каждый кристалл шлифа имеет свою интерференционную окраску; таким образом, становятся видимыми очертания кристалов, а по высоте интерференционной окраски можно судить об ориентировке оптических осей кристаллов по отношению к плоскости среза (подробнее об этом см. ниже).

Для фотографирования структуры поляроидные пластинки, препарат, двояковыпуклую линзу, служащую конденсором, и фотографическую камеру укрепляют на одной линии с источни-

ком света на общих салазках, допускающих перемещение каждой части в отдельности для наводки на фокус.

Значительно более точные данные об ориентировке кристаллов дает возможность получить применение поляризационного микроскопа, который, кроме того, позволяет исследовать оптические аномалии и благодаря большому увеличению незаменим при изучении мелкокристаллических образований и мелких включений во льду.

Техника приготовления шлифов льда для изучения под микроскопом не отличается от практикуемой для поляроидов, с той лишь разницей, что вся работа должна проводиться более тщательно, так как препараты служат для детального исследования. Особое внимание должно быть обращено на то, чтобы не слишком сильно оплавлять шлиф во время приморaживания к стеклам, так как это может вызвать возникновение вторичных кристалликов, и чтобы не допустить образования пузырьков воздуха между стеклом и льдом.

Шлифы должны быть точно ориентированы, для чего изо льда сначала вырезают пилой правильный блок, на одной из граней которого до прикрепления к предметному стеклу сохраняется стрелка-указатель направления в плоскости будущего шлифа. После приморaживания блока роль указателя направления переходит к самому предметному стеклу, на котором номер ставится всегда с определенной стороны. Шлифование после прикрепления к предметному стеклу может быть заменено отпиливанием. Г. Бадер (Bader, 1939) применял распиловочный станок, позволявший выпиливать пластинку толщиной 0,3—0,5 мм.

Особые трудности представляет изготовление шлифов из снега и фирна, методика которого разработана Г. Бадером (там же). Прочность пористых ледяных пород недостаточна, чтобы выдержать шлифование, поэтому поры предварительно должны быть заполнены твердым веществом. Для этого породу заливают жидкостью, которую затем замораживают. Жидкость должна иметь точку плавления 0°С, быть способной к переохлаждению до —5,—10°, иметь малую вязкость, смачивать лед, не растворяться в воде, не быть летучей, замерзать без изменения объема, давая прочный тонкозернистый агрегат равной льду твердости, который обладал бы хорошим сцеплением со льдом и был легко отличим ото льда под микроскопом. Лучше всего этим требованиям удовлетворяют тетрабромэтан (ацетилентетрабромид) и этилорат.

Небольшой ориентированный блок исследуемой породы с грузом, препятствующим всплыванию, помещают в стакан. Переохлажденную жидкость наливают по стенке стакана так, чтобы уровень ее поднимался медленно и вытеснял весь воздух из пор. Рыхлый снег объемного веса менее 0,2 г/см³ не может

выдержать иммерсии, разрушаясь силами поверхностного натяжения, капиллярного всасывания и гидростатического давления, так что изготовить из него шлифы невозможно. После заливания содержимое стакана замораживают, вынимают после обогревания рукой и из блока вырезают ориентированные шлифы обычным способом. После изготовления шлифа, прежде чем наложить покровное стекло, наполнитель можно расплавить каплей вазелинового или парафинового масла (De Quervain, 1948). Это устранит идущий от него рассеянный свет, мешающий работе при скрещенных николях и затемняющий детали связей между кристаллами.

Полное представление о структуре данного участка породы дает изучение трех взаимно перпендикулярных срезов. Направления срезов выбирают соответственно условиям залегания породы и испытанным ею деформациям. В петрологии приняты следующие введенные Б. Зандером (Sander, 1930, стр. 57) обозначения структурных направлений:

a — направление совершившегося движения и падения слоев;

b — перпендикулярное к *a* направление осей складок и простирания слоев;

c — нормаль к плоскости *ab*, направление горного давления. Для ледяных пород *c*, кроме того, часто совпадает с направлением теплового потока, оказывающего влияние на формирование структур роста.

Шлифы, как правило, вырезают в плоскостях *ab*, *bc* и *ac*. Форма, размеры, пространственные взаимоотношения кристаллов, оптические аномалии и соотношение кристаллов льда с включениями изучают во всех трех взаимно перпендикулярных срезах. Кристаллографическую ориентировку можно точно измерять лишь в одном из шлифов, в остальных же шлифах ограничиться приближенными контрольными оценками по высоте интерференционной окраски или знаку главной зоны удлиненных кристаллов.

Исследования шлифа под микроскопом проводят по следующему плану.

1. Просмотр шлифа без анализатора и в скрещенных николях; общая характеристика формы, размеров, пространственных взаимоотношений кристаллов и соотношения их с включениями.

2. Фотографирование шлифа в поляризованном свете с анализатором. Весь шлиф фотографируют с помощью поляроидной установки (см. стр. 122, 123), а отдельные интересные детали — под микроскопом с различным увеличением. Наилучшие результаты дает цветная фотография (см. фиг. 37, 38). При отсутствии ее соседние кристаллы с близкой ориентировкой на снимке могут сливаться. Во избежание этого приходится делать по два снимка

в различных положениях шлифа по отношению к плоскостям колебаний поляризаторов или же ретушировать снимок. В крайнем случае фотографию можно заменить рисунком с помощью рисовального аппарата. На позитивном отпечатке шлифа все кристаллы нумеруют.

3. Измерение размеров кристаллов. Если фотография все же не отражает очертаний всех зерен из-за очень близкой их кристаллографической ориентировки, а мелкозернистость породы не позволяет сделать точного рисунка, может возникнуть необходимость измерения размеров кристаллов непосредственно под микроскопом. Тогда длину и ширину кристаллов измеряют линейным окуляр-микрометром, а площадь — сетчатым окуляр-микрометром. Шлиф передвигается при помощи салазок.

4. Определение осности и измерение угла оптических осей двуосных кристаллов производится коноскопически для кристаллов с разрезами, более или менее близкими к перпендикулярным оптической оси (или острой биссектрисе). Принадлежность кристалла к оптически одноосным или двуосным определяется по характеру коноскопической фигуры. У одноосных кристаллов последняя представляет крест, а в косых разрезах изогиры, проходя через середину поля зрения, совпадают с нитями окуляра. У двуосных кристаллов при вращении столика микроскопа крест распадается на две ветви гиперболы. Для определения угла оптических осей $2V$ необходимо знать константу Малляра K для данной оптической системы и измерить окуляр-микрометром максимальное расстояние $2D$ между вершинами ветвей гипербол, представляющими собой точки выхода оптических осей в момент поворота столика на 45° от положения креста. Константа Малляра измеряется апертометром или путем измерения D для какого-нибудь минерала с точно известным углом оптических осей.

Для случая измерения кристаллов льда в воздухе синус половины угла оптических осей можно принимать равным

$$\sin V = \frac{KD}{n_m} = \frac{KD}{1{,}31}.$$

При наличии двуосности, свидетельствующей об испытанных льдом упругих деформациях, измеряют углы оптических осей всех двуосных кристаллов с доступной измерению ориентировкой.

5. Определение знака удлинения и характера погасания. В шлифах, не подлежащих исследованию на универсальном столике, определяют знак главной зоны удлиненных кристаллов с помощью гипсовой пластинки или кварцевого клина. Положительное удлинение у льда означает вытянутость кристалла по главной оси и, следовательно, принадлежность к столбчатому

типу роста, а отрицательное — сплюснутость по главной оси и соответственно — принадлежность к пластинчатому типу.

Для очень редко встречающихся кристаллов с правильной огранкой можно также определить характер погасания. В разрезах, перпендикулярных к оптической оси (непросветляющихся), род граней виден непосредственно по симметрии контура. Прямое погасание наблюдается по отношению к граням моноэдра или пинакоида в любом положении, а также призмы, перпендикулярной к плоскости шлифа. Симметричное погасание свойственно грани пирамиды, перпендикулярной к плоскости шлифа, косое — наклонным граням призмы и пирамиды.

При исследовании на федоровском столике соотношение кристаллографических осей с внешней формой кристалла, а также характер огранки выявляют в результате непосредственных измерений.

6. Определение ориентировки оптических осей кристаллов может осуществляться различными методами, дающими разную степень точности. Простейшим и наиболее грубым способом является деление кристаллов в шлифе на категории по высоте интерференционной окраски (например, с низкой, средней и высокой окраской). Подсчет большого количества кристаллов каждой категории, особенно в трех взаимно перпендикулярных срезах, дает возможность составить приближенное представление о преобладающей ориентировке оптических осей.

Более точным, но также лишь статистическим, методом, позволяющим определять только преобладание той или иной ориентировки, является метод определения азимутов точек выхода оптических осей кристаллов в трех взаимно перпендикулярных срезах (De Quervain, 1948). Для каждого кристалла измеряют азимут того положения погасания, которое при повороте на 45° соответствует обратной параллельности с гипсовой пластинкой или кварцевым клином (имеющих по длине ось n_p). При беспорядочной ориентировке в каждый угловой сектор в 15° должно попасть в среднем 4,17% азимутов всех оптических осей. Закономерное отклонение в сторону преобладания определенных азимутов указывает на упорядоченность структуры.

Точнее определить ориентировку оптической оси каждого кристалла можно путем дополнения измерения азимута главного сечения величиной углового расстояния выхода оптической оси от центра поля зрения [1]. Для этого сначала коноскопически определяют, в какую сторону наклонена оптическая ось в плоскости главного сечения (помня, что при включении линзы Бертрана коноскопическая фигура поворачивается на 180°). Если

[1] Метод, применявшийся для льда Г.Бадером (Bader, 1939) и М. Перуцом (Perutz a. Seligman, 1939).

выход оптической оси расположен в поле зрения микроскопа, то угловое расстояние от центра определяют коноскопически по формуле Малляра, приведенной на стр. 125. В противном случае определение угла наклона оптической оси производят путем измерения толщины шлифа и разности хода, приобретаемой обыкновенным и необыкновенным лучами в кристалле.

Для измерения толщины шлифа d при достаточно сильном увеличении повторно измеряется микрометрическим винтом смещение d_1 тубуса между положениями, когда в фокусе находятся верхняя, а затем нижняя поверхности льда в шлифе, которые распознаются по пылинкам или пузырькам между льдом и стеклами: $d = 1{,}311\, d_1$. Разность хода Δ измеряется методом компенсации с помощью обыкновенного или градуированного кварцевого клина (точность от ± 10 до 40 mμ) и более точно — с помощью компенсаторов Берека или Бабинэ. Угол наклона оптической оси φ вычисляют по формуле

$$\sin\varphi = \frac{n_e}{n_e'}\sqrt{\frac{n_e'^2 - n_0^2}{n_e^2 - n_0^2}},$$

где $n_e' = n_0 + \frac{\Delta}{d}$ [1]. Г. Бадер (Bader, 1939, стр. 54) составил номограмму зависимости разности хода от толщины шлифа для льда, дающую возможность находить угол наклона оптической оси графически (фиг. 25).

Описанный метод очень трудоемок и не может обеспечить точности свыше $\pm 5°$. При всех обстоятельствах ему следует предпочесть универсальный метод Е. С. Федорова [2]. Особенностью применения универсального метода к структурным исследованиям является необходимость систематического изучения всей площади шлифа с сохранением его ориентировки. Для параллельного самому себе перемещения шлифа на столике служат салазки Шмидта. Чтобы набрать достаточно большое количество кристаллов крупнозернистого льда, приходится исследовать несколько одинаково ориентированных шлифов. Избежать этого можно было бы применением большого теодолитного микроскопа (Drescher, 1932, стр. 167), позволяющего исследовать шлифы площадью до 25 см [2], или универсального столика с поляроидами.

Ввиду отсутствия стеклянных полусфер с таким же низким, как у льда, показателем преломления, в значения углов, изме-

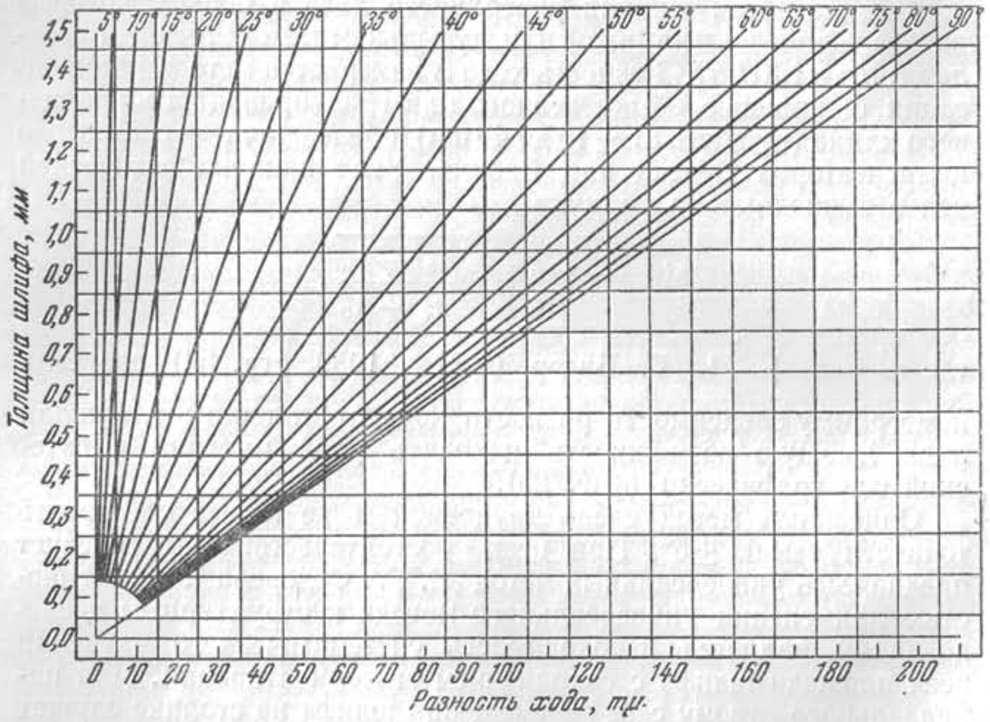
[1] Значения n_e и n_0 для льда приведены на стр. 49.

[2] Литература по методу Е. С. Федорова: Е. А. Кузнецов. Краткий курс метода Федорова в петрографии, 1949. А. К. Подногин. Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова, 1937. В. В. Никитин. Универсальный метод Федорова, литогр. издание. СПб., 1911 — 1915.

ренных на универсальном столике, необходимо вводить поправку, вычисляемую по формуле

$$\sin\beta = \frac{n}{1{,}311}\sin\alpha,$$

где β — истинный угол,
α — измеренный угол,
n — показатель преломления стекла полусферы.



Фиг. 25. Зависимость разности хода обыкновенного и необыкновенного лучей от толщины шлифа льда.

(По H. Bader, 1939)

Вместо обычного графического определения поправок с помощью диаграммы Федорова, для льда удобнее пользоваться таблицей истинных углов, вычисленной по приведенной формуле (табл. 2).

Измерение ориентировки оптических осей одноосных кристаллов на универсальном столике значительно проще, чем кристаллов двуосных, что очень облегчает работу [1]. При этом

[1] Кристаллы с углом оптических осей до 30° на универсальном столике почти не отличаются от одноосных.

Таблица 2

Перевод измеренных на столике Федорова углов α в истинные β в системе лед—стекло с n=1,516

α	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	0,0	0,1	0,2	0,35	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,85	2,0	2,1	2,2
2	2,3	2,4	2,5	2,7	2,8	2,9	3,0	3,1	3,2	3,35
3	3,5	3,6	3,7	3,8	3,9	4,0	4,2	4,3	4,4	4,5
4	4,6	4,7	4,8	5,0	5,1	5,2	5,3	5,4	5,5	5,7
5	5,8	5,9	6,0	6,1	6,2	6,4	6,5	6,6	6,7	6,8
6	6,9	7,0	7,2	7,3	7,4	7,5	7,6	7,7	7,9	8,0
7	8,1	8,2	8,3	8,4	8,5	8,7	8,8	8,9	9,0	9,1
8	9,2	9,4	9,5	9,6	9,7	9,8	9,9	10,1	10,2	10,3
9	10,4	10,5	10,6	10,7	10,9	11,0	11,1	11,2	11,3	11,4
10	11,6	11,7	11,8	11,9	12,0	12,1	12,2	12,4	12,5	12,6
11	12,7	12,8	12,9	13,1	13,2	13,3	13,4	13,5	13,6	13,8
12	13,9	14,0	14,1	14,2	14,3	14,4	14,6	14,7	14,8	14,9
13	15,0	15,1	15,3	15,4	15,5	15,6	15,7	15,8	15,9	16,1
14	16,2	16,3	16,4	16,5	16,6	16,8	16,9	17,0	17,1	17,2
15	17,3	17,5	17,6	17,7	17,8	17,9	18,0	18,1	18,3	18,4
16	18,5	18,6	18,7	18,8	19,0	19,1	19,2	19,3	19,4	19,5
17	19,6	19,8	19,9	20,0	20,1	20,2	20,3	20,5	20,6	20,7
18	20,8	20,9	21,0	21,1	21,3	21,4	21,5	21,6	21,7	21,8
19	22,0	22,1	22,2	22,3	22,4	22,5	22,7	22,8	22,9	23,0
20	23,1	23,2	23,3	23,5	23,6	23,7	23,8	23,9	24,0	24,2
21	24,3	24,4	24,5	24,6	24,7	24,8	25,0	25,1	25,2	25,3
22	25,4	25,5	25,7	25,8	25,9	26,0	26,1	26,2	26,3	26,5
23	26,6	26,7	26,8	26,9	27,0	27,2	27,3	27,4	27,5	27,6
24	27,7	27,9	28,0	28,1	28,2	28,3	28,4	28,5	28,7	28,8
25	28,9	29,0	29,1	29,2	29,4	29,5	29,6	29,7	29,8	29,9
26	30,1	30,2	30,3	30,4	30,5	30,6	30,7	30,9	31,0	31,1
27	31,2	31,3	31,4	31,6	31,7	31,8	31,9	32,0	32,1	32,2
28	32,4	32,5	32,6	32,7	32,8	32,9	33,1	33,2	33,3	33,4
29	33,5	33,6	33,7	33,9	34,0	34,1	34,2	34,3	34,4	34,6

Таблица 2 (окончание)

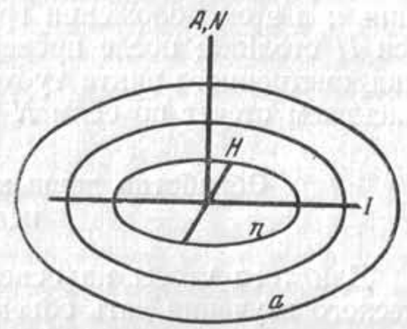
α	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
30	34,7	34,8	34,9	35,0	35,1	35,3	35,4	35,5	35,6	35,7
31	35,8	35,9	36,1	36,2	36,3	36,4	36,5	36,6	36,8	36,9
32	37,0	37,1	37,2	37,3	37,4	37,6	37,7	37,8	37,9	38,0
33	38,1	38,3	38,4	38,5	38,6	38,7	38,8	39,0	39,1	39,2
34	39,3	39,4	39,5	39,6	39,8	39,9	40,0	40,1	40,2	40,3
35	40,5	40,6	40,7	40,8	40,9	41,0	41,1	41,3	41,4	41,5
36	41,6	41,7	41,8	42,0	42,1	42,2	42,3	42,4	42,5	42,7
37	42,8	42,9	43,0	43,1	43,2	43,3	43,5	43,6	43,7	43,8
38	43,9	44,0	44,2	44,3	44,4	44,5	44,6	44,7	44,8	45,0
39	45,1	45,2	45,3	45,4	45,5	45,7	45,8	45,9	46,0	46,1
40	46,2	46,4	46,5	46,6	46,7	46,8	46,9	47,0	47,2	47,3
41	47,4	47,5	47,6	47,7	47,9	48,0	48,1	48,2	48,3	48,4
42	48,5	48,7	48,8	48,9	49,0	49,1	49,2	49,4	49,5	49,6
43	49,7	49,8	49,9	50,0	50,2	50,3	50,4	50,5	50,6	50,7
44	50,9	51,0	51,1	51,2	51,3	51,4	51,6	51,7	51,8	51,9
45	52,0	52,1	52,2	52,4	52,5	52,6	52,7	52,8	52,9	53,1
46	53,2	53,3	53,4	53,5	53,6	53,7	53,9	54,0	54,1	54,2
47	54,3	54,4	54,6	54,7	54,8	54,9	55,0	55,1	55,3	55,4
48	55,5	55,6	55,7	55,8	55,9	56,1	56,2	56,3	56,4	56,5
49	56,6	56,8	56,9	57,0	57,1	57,2	57,3	57,4	57,6	57,7
50	57,8	57,9	58,0	58,1	58,3	58,4	58,5	58,6	58,7	58,8

приходится пользоваться только тремя осями: N, I и H, не считая оси столика микроскопа A (фиг. 26).

Ориентировку оптической оси одноосного кристалла на универсальном столике можно определить двумя способами.

а) Установкой оптической оси кристалла параллельно оси микроскопа — полярное положение, для чего следует: 1) из исходного положения вращать шлиф вокруг оси N до погасания кристалла, сохраняющегося при вращении вокруг оси I (предполагается, что при положении под 90° к данному погасание не сохраняется); 2) вращать столик вокруг оси A на 45°; 3) вращать вокруг оси I до погасания; в этом положении оптическая ось кристалла параллельна оси микроскопа, что можно проверить вращением вокруг оси A; убедившись в сохранении темноты, записываем отсчеты по осям N и I.

б) Если вращением вокруг оси I достигнуть погасания не удается, это означает, что оптическая ось кристалла наклонена к оси микроскопа больше, чем на 50—60°; тогда ориентировка кристалла определяется установкой параллельно оси микроскопа плоскости индикатрисы, перпендикулярной к оптической оси кристалла, — экваториальное положение. Для этого: 4) возвращаем столик в 1-е положение с нулевыми отсчетами по осям I и A; 5) вращаем столик вокруг оси N на 90° до следующего положения погасания; 6) вращаем вокруг оси I на 30 — 35°; 7) вращаем вокруг оси H до погасания и возвращаем к нулевому положению на оси I. Теперь оптическая ось кристалла параллельна оси I. Убедившись, что при вращении вокруг оси A погасание не сохраняется, записываем отсчеты по осям N и H.



Фиг. 26. Схема осей федоровского столика в исходном положении.

Описанный ход определения предполагает общий случай наклонного положения оптической оси. Особые случаи представляют положения, когда при 1-й операции кристалл все время остается темным (оптическая ось параллельна или почти параллельна оси микроскопа) или когда оба погасания при вращении вокруг оси I сохраняются (оптическая ось совпадает или почти совпадает с плоскостью шлифа).

В первом случае трудно определить, является ли погасание полным или частичным. Для точного определения ориентировки: 1) вращаем столик на несколько градусов вокруг оси I; 2) вращаем вокруг оси H, ища истинное положение погасания, и записываем отсчет по оси H; 3) вращаем на несколько градусов вокруг оси H; 4) вращаем вокруг оси I, выявляя истинное положение погасания, и записываем отсчет по оси I.

Во втором случае необходимо определить, в каком из двух возможных положений находится оптическая ось. Для этого в одном из положений погасания вращаем столик на произвольный угол вокруг оси I, а затем вокруг оси H. Если погасание сохраняется, значит оптическая ось совпадает с осью H; если же наступает просветление, то оптическая ось совпадает с осью I; в обоих случаях записываем отсчеты по оси N.

Существует еще третий, косвенный, способ определения ориентировки оптической оси как полюса кругового сечения оптической индикатрисы. Этот способ заключается в том, что определяются два или (лучше) три главных сечения (1-я операция способа «а»)

при различных произвольных положениях по оси H. Тогда положение оптической оси получается графически на сетках Вульфа или Шмидта в точке пересечения найденных главных сечений.

7. Измерение ориентировки граней очень редко встречающихся правильно ограненных кристаллов, плоскостей трещин и т. п. на универсальном столике производится следующим образом:

1) вращением вокруг оси N грань ставится параллельно вертикальной нити окулярного креста;

2) вращением вокруг оси H достигается такое положение, когда грань выглядит в виде наиболее узкой и резко очерченной линии; в этом положении грань параллельна оси микроскопа и оси H столика; после проверки точности установки вращением микрометренного винта тубуса (грань не должна смещаться) записываем отсчет по осям N и H.

Обработка данных кристаллографического исследования

Для того чтобы на основании материалов кристаллографического изучения дать объективную количественную характеристику строения ледяной породы, все результаты измерений должны быть подвергнуты статистической обработке.

Размеры кристаллов. Если измерение размеров не было выполнено непосредственно под микроскопом или путем гранулометрического анализа, то оно производится по фотоснимкам, контактным отпечаткам и т. п. с учетом масштаба. Существуют разные способы измерения размеров, дающие различную степень точности. Простейший способ заключается в измерении наибольшей и наименьшей осей плоского сечения кристалла; в результате перемножения их показателей выявляется примерная площадь сечения.

Лучшие результаты дает сравнение каждого кристалла с нанесенной на кальку серией стандартных площадей — кругов, квадратов или прямоугольников (соответственно преобладающей форме кристаллов). Стандартные площади подбирают с таким расчетом, чтобы сохранялось постоянное отношение между соседними бóльшим и меньшим стандартом. Например, Д. Зелигмен (Seligman, 1949) пользовался серией кругов диаметрами 0,25; 0,4; 0,6; 1,0; 1,6; 2,5; 4,0; 6,3 и 10,0 см. Каждый кристалл причисляют к ближайшему по площади стандартному размеру. В результате измерения получается количество зерен каждого размера, которое затем перечисляют в процентах к общей площади сечения исследованного образца.

Наиболее точным методом является планиметрирование каждого кристалла.

Самый существенный источник ошибок при определении размеров кристаллов заключается в том, что плоское сечение поликристаллического агрегата никогда не может пройти через наибольшие сечения всех кристаллов. Наблюдающиеся в шлифах мелкие кристаллики обычно представляют собою угловые сечения более крупных кристаллов, и средний размер из-за этого всегда оказывается преуменьшенным. Для устранения этого источника ошибок в металловедении разработан метод вычисления истинных размеров кристаллов по данным плоского сечения (Johnson, 1946, стр. 87).

По размерам плоских сечений кристаллы делятся на группы с номерами n каждая, средней площадью $S = 2^{1-n}$ см², причем в данную группу относят все зерна, имеющие площадь,

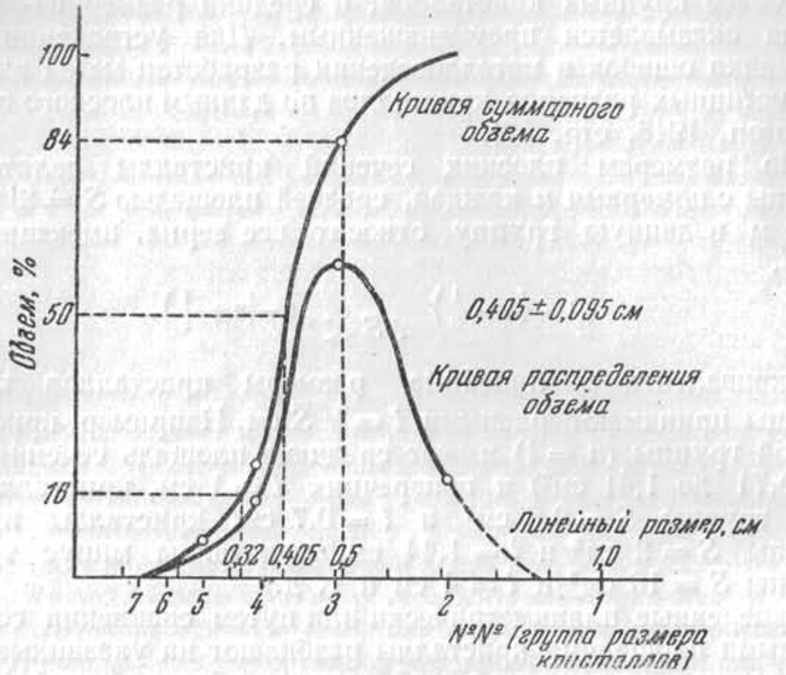
$$2^{1-\left(n-\frac{1}{2}\right)} < S \leqslant 2^{1-\left(n+\frac{1}{2}\right)}.$$

Эквивалентные линейные размеры кристаллов каждой группы принимают равными $l = \sqrt{S}$ см. Например, кристаллы первой группы ($n = 1$) имеют среднюю площадь сечения 1 см² (от 0,71 до 1,41 см²) и поперечник $l = 1$ см, кристаллы второй группы $S = 0{,}5$ см² и $l = 0{,}7$ см, кристаллы нулевой группы $S = 2$ см² и $l = 1{,}44$ см, кристаллы минус третьей группы $S = 16$ см² и $l = 4$ см и т. д.

Измеренные планиметрически или путем сравнения со стандартными площадями кристаллы разбивают на указанные группы и вычисляют процент общей площади образца (шлифа), занятый кристаллами каждой группы.

Математический анализ, основанный на экспериментальных данных, показал, что в агрегате кристаллов любой, в том числе и переменной, формы, но одинакового объема (например, соответствующего первой группе) 72,8% площади среза будет занято сечениями кристаллов первой группы, 20,3% площади будет занято сечениями второй группы, 5,1% — сечениями третьей группы, 1,3% — четвертой, 0,4% — пятой и 0,1% — шестой и больше. Если кристаллы первой группы занимают часть f объема образца, то они образуют плоские сечения первой группы на площади $72{,}8f\%$ всей площади среза и т. д. Таким образом, если процент площади, занятый наиболее крупными сечениями, измерен, то делением на 0,728 мы узнаем процент объема, занятый зернами этой группы. Затем вычисляют части площади, занятые меньшими сечениями кристаллов этой группы, и вычитают из измеренных в шлифе. После этого можно найти объем, занятый в образце зернами следующей группы (более мелкими), и т. д. Расчет очень упрощается составленной Джонсоном таблицей и стандартной формой.

По процентам площади, а при обработке по методу Джонсона, — по процентам объема, занятого в образце кристаллами каждой группы, как и по данным гранулометрического анализа, наносят суммарную кривую распределения общего объема между кристаллами разных размеров (фиг. 27). Ординате, отвечающей



Фиг. 27. Кривые распределения общего объема породы между кристаллами разного линейного размера.

50% объема на суммарной кривой, соответствует средний линейный размер кристаллов образца в данном срезе. Половина разности размеров, соответствующих 16 и 84% объема, принимают за среднее отклонение. Крайние размеры кристаллов выбираются из данных планиметрирования. Таким образом, количественная характеристика размера кристаллов по данным одного среза состоит из: 1) среднего линейного размера кристаллов в данном срезе, 2) среднего абсолютного и относительного (в процентах к среднему размеру) отклонений от него, 3) наибольшего абсолютного и относительного отклонений от среднего размера и 4) кривой распределения размеров кристаллов или гистограммы.

Если достаточно иметь средний и крайние размеры кристаллов, то ограничиваются планиметрированием или другим определением площадей сечения наибольшего и наименьшего кристаллов и суммарной площади сечения всех кристаллов в шлифе, из значений которых затем вычисляют среднюю площадь сечения

одного кристалла. Сравнение полученных таким образом результатов с данными обработки по методу Джонсона показывает, что для льда в первом случае средний поперечник кристаллов оказывается преуменьшенным в среднем на 20%. Поэтому при определении размеров описанным методом следует вводить поправочный коэффициент, равный 1,25 для среднего поперечника кристаллов или 1,5625 — для средней площади среза кристаллов.

Получив по трем шлифам площади трех взаимно перпендикулярных поперечных сечений ab, ac и bc, линейные размеры кристаллов по трем структурным направлениям вычисляют по формулам

$$a = \sqrt{\frac{ab \cdot ac}{bc}}; \quad b = \sqrt{\frac{ab \cdot bc}{ac}}; \quad c = \sqrt{\frac{ac \cdot bc}{ab}},$$

а объем — по формуле

$$V = abc = \sqrt{ab \cdot ac \cdot bc}.$$

Соотношение линейных размеров по трем структурным направлениям характеризует типичную форму кристаллов.

Вычисление коэффициента извилистости границ и величины поверхности кристаллов. Другой количественной характеристикой формы кристаллов, получаемой из фотоснимка или отпечатка плоского сечения образца породы, является средняя длина границ одного кристалла, имеющего площадь, равную единице. Это так называемый коэффициент извилистости границ зерен C, вычисляемый по формуле (Bain, 1941, стр. 199):

$$C = \frac{L}{\sqrt{N}},$$

где L — длина границ зерен на единицу площади сечения;

N — количество зерен на единицу площади сечения.

Для определения коэффициента извилистости на отпечатке очерчивают прямоугольник возможно большего размера, в котором подсчитывают количество кристаллов с учетом определяемых на глаз долей кристаллов, отсеченных границами прямоугольника, а общую длину внутренних границ между кристаллами измеряют курвиметром.

Для прямоугольных кристаллов с прямолинейными границами $C = 2$, для круга $C = 1{,}18$. Правильные шестиугольники, соответствующие сечению эвгедральных кристаллов льда в базисных плоскостях, дают $C = 1{,}86$. Таким образом, коэффициент извилистости в известной степени может характеризовать степень идиоморфности или аллотриоморфности структуры: значения $C < 1{,}86$ связаны с преобладанием округленной формы кристаллов, а $C > 1{,}86 — 2{,}00$ — с зазубренной, извилистой

формой. Как и для других пород, для льда эта характеристика имеет генетическое значение.

Площадь s контакта границ кристаллов в единице объема породы приблизительно может быть определена по формуле

$$s = L^{3/2}.$$

Величина S поверхности кристаллов в единице объема породы вдвое больше:

$$S = 2L^{3/2}.$$

Эта величина необходима для расчета толщины жидкой пленки между кристаллами льда при известных солености и температуре.

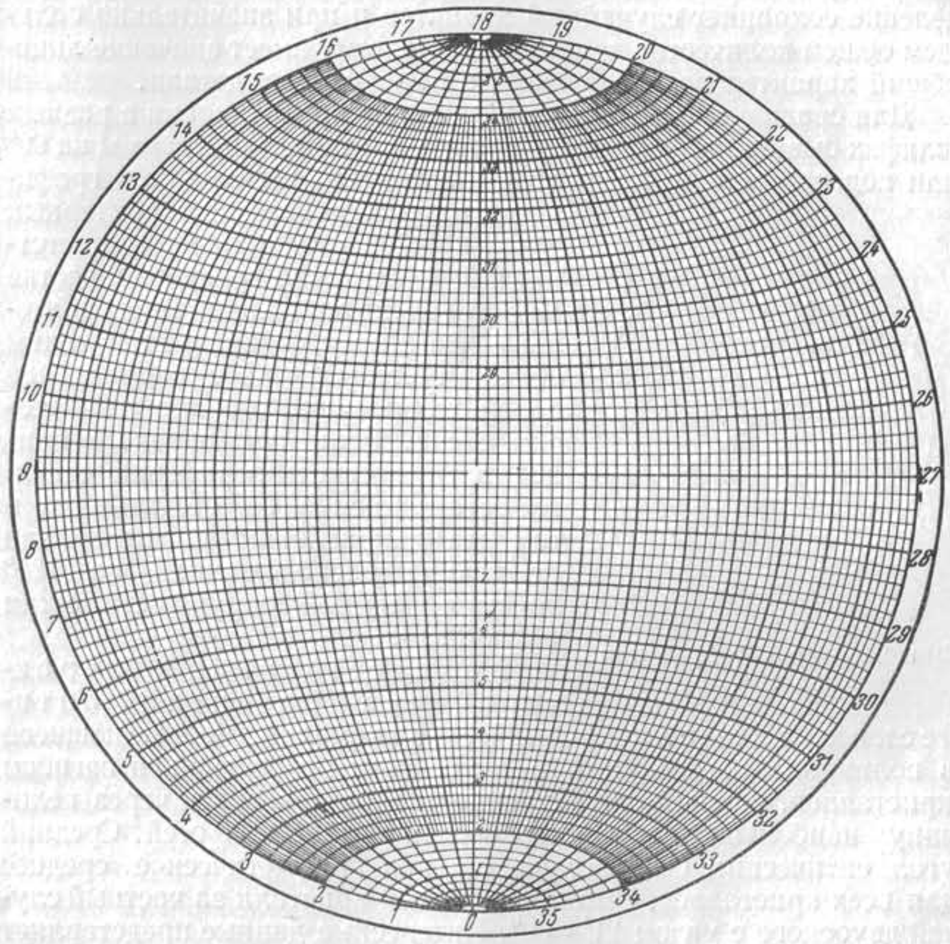
Ориентировка оптических осей кристаллов. Результаты измерений ориентировки оптических осей изображают графически в виде диаграммы плотностей расположения выходов оптических осей на поверхности сферы по методу В. Шмидта (Schmidt, 1925, стр. 392). Точка пересечения оптической оси каждого кристалла с поверхностью сферы наносится на сетку Шмидта, которая представляет собою изображение внутренней поверхности полусферы в равноплощадной проекции. Стандартная сетка имеет диаметр 20 см и состоит из системы меридианов и параллелей, проведенных через каждые 2° (фиг. 28). Равноплощадная проекция выбрана потому, что она дает возможность вести статистический подсчет количества точек на единице плоской поверхности без искажения результата по сравнению с поверхностью сферической.

Для нанесения точки кальку, наложенную на сетку Шмидта, вращают до совмещения начальной нулевой отметки с соответствующим отсчету по оси N делению на периферии сетки. Отсчеты по оси I универсального столика соответствуют на сетке широте, а отсчеты по оси H — долготе, причем если определение произведено путем установки в полярное положение, то отсчет на сетке ведут от центра, а если в экваториальное, — то от периферии сетки. Все операции принято делать с таким расчетом, чтобы наносить точку пересечения оптической оси с поверхностью нижней полусферы.

После нанесения всех осей составляют диаграмму плотностей путем подсчета количества точек поочередно на каждом участке поверхности размером 1% всей поверхности полусферы [1]. Пункты равной плотности соединяют изолиниями. Изолиния, отвечающая 1%, является границей областей с повышенной и пониженной плотностями расположения осей. При отсутствии пре-

[1] Описание практических приемов составления диаграммы плотностей см. в курсе Е. А. Кузнецова (прим. 2 на стр. 127), а подробнее — J. C. Haff (1938).

обладающей кристаллографической ориентировки вся поверхность диаграммы представляет пространство с более или менее равномерной, близкой к 1%, плотностью расположения осей,



Фиг. 28. Сетка Шмидта.
Уменьшена в 2 раза.

тогда как в случае четко выраженной однообразной ориентировки некоторый участок поверхности характеризуется очень высокой плотностью, а остальная поверхность оказывается совсем лишенной выходов осей.

Диаграммы плотностей могут быть общими, строящимися по всем кристаллам, или частичными, когда материалом для их составления служат только кристаллы, избранные по определенному признаку (например, отдельно по крупным и мелким кристаллам, по кристаллам определенной формы и т. п.). Конечно, построение каждой диаграммы предполагает достаточно большое

объемного веса. Из мягкого снега и фирна пробу берут плотномером — металлическим цилиндром или прямоугольным сосудом с острыми краями, емкость и собственный вес которого точно определены. Из твердого фирна и льда вырезают правильные кубы или параллелепипеды, и объем вычисляют по данным измерения всех ребер. Для льда без жидкой воды и открытых воздушных пор значительно более точные результаты дает метод гидростатического взвешивания в жидкости известного удельного веса; этот метод будет описан ниже.

Обозначив вес пробы $m_{пр}$, а объем $V_{пр}$, получаем

$$\delta = \frac{m_{пр}}{V_{пр}}. \qquad (1)$$

Определение содержания жидкой фазы. В пресном льду количество жидкой фазы при отрицательных температурах настолько мало, что результаты непосредственных измерений будут находиться в пределах ошибок существующих методов измерения. В пресном льду содержание жидкой фазы может быть вычислено по данным о солености льда, а во льду, находящемся под высоким давлением, содержание воды можно вычислить на основании известных данных о давлении и температуре. Непосредственные определения содержания жидкой воды производят по отношению к пропитанным водой пористым ледяным породам, имеющим температуру 0°.

Наиболее распространены калориметрические методы определения содержания жидкой воды во льду, основанные на измерении количества тепла, затрачиваемого на таяние пробы[1]. О количестве жидкой воды судят по разности между общим весом пробы и количеством льда, определяемым по величине поглощенной теплоты плавления.

Существуют также некалориметрические методы, в которых количество жидкой воды определяется путем измерения понижения температуры, вызываемого прибавлением к пробе раствора едкого натра, или же путем измерения снижения концентрации раствора после такого прибавления (Bader, 1948).

Все подобные методы имеют один существенный недостаток: они позволяют производить измерение только в пробах, извлеченных из естественных условий залегания, что часто приводит к потере части воды, особенно если количество ее превышает капиллярную водоудерживающую способность породы.

Для определения содержания воды в естественных условиях залегания применяют электрометрические методы. Один из них

[1] Изложение методов калориметрирования см. М. М. Попов (1934), Оствальд—Лютер—Друкер (1935). Опыты калориметрирования мокрого снега в полевых условиях см. П. П. Кузьмин (1947), М. И. Гуревич (1949) и J. G. Halliday (1950а и б).

основан на измерении проводимости породы (Оствальд—Лютер—Друкер, 1935), а другой — на измерении ее электростатистической емкости [1]. В первом случае аппаратура состоит из источника тока, металлических электродов, погружаемых в исследуемую породу, и омметра. Однако электропроводность ледяной породы зависит не только от содержания воды, но и от степени ее минерализации, поэтому результаты измерения проводимости должны контролироваться другими методами. С бóльшим правом метод применяется для определения солености талой воды.

Второй метод, основанный на учете диэлектрических свойств породы, заключается в высокочастотных измерениях емкости конденсатора, между погруженными в породу пластинками которого в качестве диэлектрика находится исследуемая порода. Но емкость конденсатора сильно меняется в зависимости от конфигурации объема, занятого водой и воздухом в порах льда, поэтому результат измерения зависит не только от количества воды, но и от структуры льда. Этот метод пригоден только для начальных стадий таяния снега, пока влагосодержание не превышает 10 — 12% (Гуревич, 1949), так как в дальнейшем структура изменяется в сторону значительного укрупнения пор.

Определение минерализации (солености) льда производится на пробах талой воды и потому не представляет ничего специфического. Если в число исследований входит химический анализ растворенных в талой воде веществ, то в результате его устанавливается и общая минерализация. В противном случае ее можно определить электрометрически или (менее точно) по сухому остатку.

Для изучения распределения солей во льду, помимо того, что можно обнаружить в сухом остатке шлифов под микроскопом, следует брать серию отдельных проб талой воды от последовательных стадий таяния облучаемого куска льда (Renaud, 1949). Так как таяние происходит преимущественно на границах кристаллов, то в первые пробы попадает поверхностный слой, а в последние — центральные части кристаллов льда. Если разделить всю массу образца на 10 равных проб, то в первую попадает поверхностный слой толщиной 0,035 диаметра кристаллов, а в последнюю — центральная часть, равная 0,465 диаметра кристаллов.

Определение количества твердых включений осуществляют путем взвешивания осадка или отфильтрованного остатка после таяния пробы.

Определение пористости льда. Пористостью ледяной породы обычно называют объем занятых воздухом полостей,

[1] Метод предложен для почв Б. П. Александровым (1935) и применен для снега В. А. Рымша (1948).

выраженный в процентах от общего объема породы. Для сухого пресного льда без минеральных включений пористость можно определить на основе данных об объемном весе породы δ, который связан с пористостью n следующим образом:

$$n = \frac{\rho_0 - \delta}{\rho_0} 100\% \qquad (2)$$

и

$$\delta = \rho_0 \left(1 - \frac{n}{100}\right) \qquad (3)$$

($\rho_0 = 0{,}9168$ г/см³ — удельный вес чистого льда).

В случае присутствия заметного количества негазообразных примесей для вычисления пористости следует пользоваться не общим объемным весом породы δ, а объемным весом системы лед + воздух $\delta_л$, который можно найти по формуле

$$\delta_л = \frac{m_{пр} - (m_м + m_ж)}{V_{пр} - (V_м + V_ж)} \qquad (4)$$

($m_м$ и $m_ж$ — соответственно веса минеральных примесей и жидкой воды, а $V_м$ и $V_ж$ — соответствующие объемы, причем растворенные соли учитываются по весу в составе $m_м$, но не по объему). В этом случае для вычисления необходимо определять общую соленость и содержание жидкой фазы во льду, а также количество минеральных включений и их удельный вес именно в данной пробе, так как обычно содержание минеральных примесей меняется от одного участка ледяной породы к другому. Следовательно, необходимо взвешивание сухого остатка пробы и определение его удельного веса (на основании минералогического анализа или принятыми в грунтоведении методами).

В результате описанного нами определения мы получаем только суммарный объем открытых пор и замкнутых воздушных пузырьков, между тем физическая роль тех и других совершенно различна (см. стр. 93), и для характеристики породы их необходимо разделять. С этой точки зрения следует различать объем сообщающихся пор s, или собственно п о р и с т о с т ь, и о б ъ е м замкнутых воздушных пузырьков q, который по аналогии можно назвать п у з ы р ч а т о с т ь ю.

Раздельное определение величин пористости и пузырчатости возможно путем измерения объемного веса породы двумя методами: 1) описанным выше методом, дающим объемный вес δ с учетом объема всех воздушных включений, и 2) методом гидростатического взвешивания, дающим объемный вес ρ за вычетом объема открытых пор.

Для гидростатического взвешивания следует применять смачивающую, но по возможности меньше растворяющую лед нелетучую жидкость, которая была бы легче льда и имела бы более низкую, чем у воды, температуру замерзания. Этим требованиям достаточно хорошо удовлетворяет керосин. Плотность керосина при температуре взвешивания в нем льда должна быть точно определена, для чего можно пользоваться тем же методом гидростатического взвешивания какого-либо (например стеклянного) предмета в воздухе, в воде и в керосине.

Обозначив результаты этих трех взвешиваний соответственно через $m_{п.\ вз}$, $m_{п.\ вд}$ и $m_{п.\ к}$, а удельный вес керосина — через $\rho_к$, в соответствии с законом Архимеда получим:

$$\rho_к = \frac{m_{п.\ вз} - m_{п.\ к}}{m_{п.\ вз} - m_{п.\ вд}}, \qquad (5)$$

или, более точно, с учетом потери веса в воздухе и изменения плотности воды с температурой:

$$\rho_к = \frac{\rho_{вд}(m_{п.\ вз} - m_{п.\ к}) + \rho_{вз}(m_{п.\ к} - m_{п.\ вд})}{m_{п.\ вз} - m_{п.\ вд}}. \qquad (5')$$

Здесь $\rho_{вд}$ и $\rho_{вз}$ — удельные веса соответственно воды и воздуха, для воды получаемый по существующим таблицам, а для воздуха — по формуле

$$\rho_{вз} = \frac{0{,}0004648\, B}{273{,}16 + t},$$

где B — атмосферное давление в мм рт. ст.;
t — температура в °С.

На изменение объема тела за счет различия температур во время взвешиваний в воде и в керосине вводится соответствующая поправка. Посредством серии взвешиваний устанавливается линейная зависимость плотности данного керосина от температуры в том интервале отрицательных температур, в котором будет производиться взвешивание льда в керосине.

Затем пробу ледяной породы погружают в холодный керосин, и для того, чтобы керосин проник во все поры, создается вакуум, после чего пробу взвешивают на дилатометре. Зная вес пробы в воздухе $m_{пр.\ вз}$ и в керосине $m_{пр.\ к}$, объемный вес породы без пор ρ вычисляют по формуле

$$\rho = \frac{\rho_к m_{пр.\ вз}}{m_{пр.\ вз} - m_{пр.\ к}}, \qquad (6)$$

или точнее

$$\rho = \frac{\rho_к m_{пр.\ вз} - \rho_{вз} m_{пр.\ к}}{m_{пр.\ вз} - m_{пр.\ к}}. \qquad (6')$$

В случае присутствия заметного количества негазообразных примесей их необходимо учитывать. Тогда сначала последовательно вычисляют вес и объем системы лед + воздух путем вычитания из суммарных величин веса и объема минеральных включений.

Зная общий объемный вес δ и объемный вес без открытых пор ρ, нетрудно вычислить относительный объем l, занятый в породе чистым льдом, открытыми порами (s) и замкнутыми пузырьками (q):

$$l = \frac{\delta}{\rho_0} 1000^0/_{00}; \tag{7}$$

$$s = \frac{\rho - \delta}{\rho} 1000^0/_{00}; \tag{8}$$

$$q = \frac{\delta(\rho_0 - \rho)}{\rho_0 \rho} 1000^0/_{00}. \tag{9}$$

Следует учитывать, что часть замкнутых пузырьков рассекается границами пробы, вследствие чего объем пузырьков всегда оказывается несколько преуменьшенным, а объем открытых пор — преувеличенным. Так как избежать этого невозможно, то приходится прибегать к условным характеристикам с некоторой постоянной степенью искажения, приготовляя все пробы (за исключением взвешиваемых в плотномере) одинакового размера (например, $15 \times 15 \times 15$ см^3).

Если, кроме количественных анализов породы, проводились наблюдения над оседанием слоев, т. е. имеются два ряда величин h_1 (мощность слоя), δ_1, ρ_1 и h_2, δ_2, ρ_2 для двух моментов времени, то можно установить не только суммарный результат изменения количества льда, пор и пузырьков воздуха за истекшее время, но и роль процессов сжатия и миграции вещества в изменениях объемного веса и количества льда:

$$\Delta\delta_{сж} = \frac{h_1 - h_2}{h_2}\delta_1 \tag{10}$$

и

$$\Delta\delta_{мигр} = \delta_2 - \frac{h_1}{h_2}\delta_1; \tag{11}$$

$$\Delta l_{сж} = \frac{\Delta\delta_{сж}}{\rho_0} \tag{12}$$

и

$$\Delta l_{мигр} = \frac{\Delta\delta_{мигр}}{\rho_0}, \tag{13}$$

где $\Delta\delta_{сж}$ и $\Delta l_{сж}$ — изменения объемного веса и относительного объема льда за счет сжатия, а $\Delta\delta_{мигр}$ и $\Delta l_{мигр}$ — соответствующие изменения за счет миграции вещества. Установить относительную роль происходящих одновременно сжатия и миграции вещества в изменениях остальных величин (ρ, s, q) при наличии в породе и открытых пор и замкнутых пузырьков невозможно.

Определение давления включенного во льду воздуха. Если наряду с объемом замкнутых пузырьков измерить количество содержащегося в них воздуха, то отношение обоих объемов даст величину давления, под которым воздух находился во льду. Основанные на этом принципе определения давления воздуха во льду были впервые произведены И. Кохом и А. Вегенером в 1913 г. на леднике Сторстрём в Гренландии (Koch u. Wegener, 1930, стр. 302 — 308). Метод Коха и Вегенера применялся впоследствии в Альпах, в Гренландии и на Шпицбергене другими исследователями, однако вследствие недостаточной точности его (для плотного льда ошибки достигали порядка 35—50%) определение этой важнейшей характеристики льда не могло войти в практику исследований. Лишь в 1947 г. автором была разработана методика, обеспечивающая точность определения давления, равную $\pm$ 0,5% в чистом льду и $\pm$ 3% во льду с минеральными примесями, которая, кроме того, дает возможность определять давление воздуха в замкнутых пузырьках в снеге и фирне.

Еще один способ определения давления воздуха во льду, основанный на том же принципе, был предложен Г. Бадером в 1950 г. (Bader, 1950); описания его мы не приводим, так как по точности он значительно уступает излагаемому ниже методу.

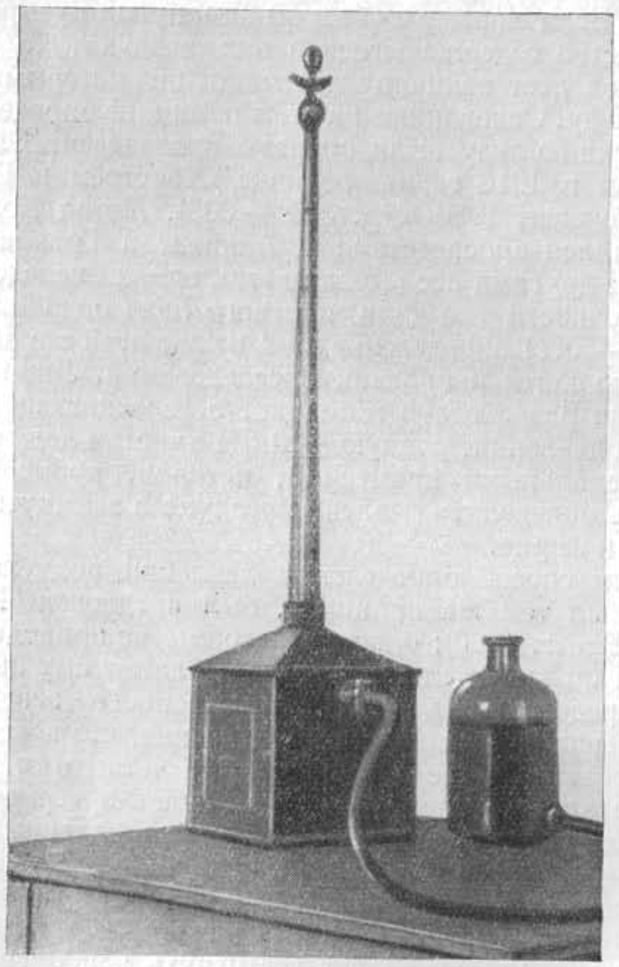
Для определения давления включенного воздуха пробу сначала взвешивают в воздухе и в керосине, что позволяет установить ее объемный вес с точностью до четвертого или пятого десятичного знака. Затем пробу помещают в герметически закрывающийся сосуд с бюреткой, доверху заполненный холодным керосином (см. фиг. 30). Для регулировки давления сосуд сообщается посредством шланга с другим, открытым, сосудом. Бюретка состоит из нескольких отрезков все возрастающего книзу диаметра, что позволяет достигнуть наибольшей емкости при данной высоте с сохранением одинаковой, наперед заданной, точности измерения объема.

Лед в сосуде подвергают таянию и воздух из пузырьков собирают в бюретку. Для сведения к минимуму растворения воздуха в талой воде в момент таяния на дно сосуда насыпают слой поваренной соли. В тех случаях, когда лед содержит минеральные примеси, которые необходимо будет взвесить, прибавлять соль нельзя, так как это увеличивает вес сухого остатка. Тогда

можно отдельно учитывать количество растворившегося воздуха V_p, равное в среднем

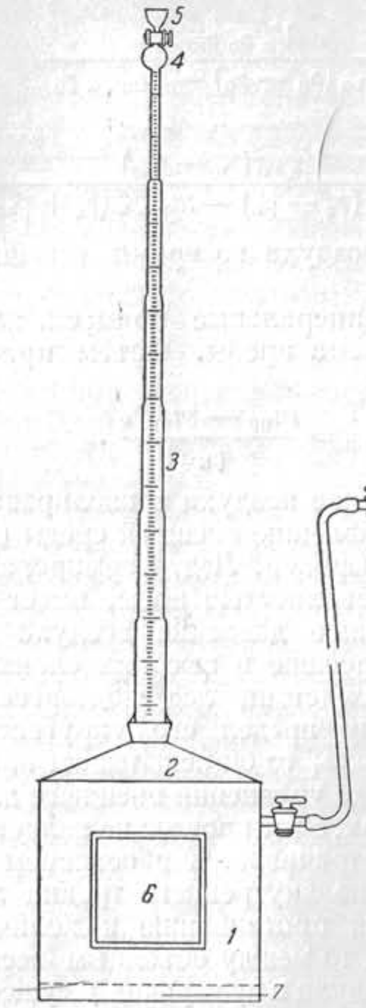
$$V_p = \frac{m'_{\text{пр}}}{0{,}914} - \frac{m_{\text{пр}}}{\rho_0}. \qquad (12)$$

После таяния льда и уравнения температуры в сосуде и внешнего воздуха одновременно производят серию отсчетов



Фиг. 30а. Прибор для определения давления включенного во льду воздуха.

объема воздуха в бюретке V см³, температуры t °С, атмосферного давления B мм рт. ст. и разности уровней керосина $h_{\text{мм}}$ в бюретке и в открытом сообщающемся сосуде. Объем освободившегося изо льда воздуха приводится к температуре



Фиг. 30б. Прибор для определения давления включенного во льду воздуха.

1—металлический куб размером 20×20×20 см, открытый сверху; *2*—металлическая крышка в виде четырехгранной пирамиды на болтах с прокладкой из бензостойкой резины; *3* — бюретка; *4* — баллон; *5* — воронка; *6* — смотровое окно; *7* — соль; *8*—сообщающийся сосуд с керосином вместимостью 1 — 2 л.

льда в естественных условиях t_0 и к нормальному атмосферному давлению по формуле

$$V_0 = \frac{B - h\frac{\rho_к}{\rho_{рт}}}{760} \cdot \frac{273{,}16 + t_0}{273{,}16 + t} V, \qquad (15)$$

где $\rho_{рт} = 13{,}595$ г/см³ — удельный вес ртути;
$\rho_к$ — удельный вес керосина.

Давление воздуха во льду p вычисляется по формуле

$$p = \frac{V_0 \rho_0 \rho_к}{m_{пр.\ вз}(\rho_0 - \rho_к) - m_{пр.\ к}\rho_0} \qquad (16)$$

или, точнее,

$$p = \frac{V_0 \rho_0 (\rho_к - \rho_{вз})}{m_{пр.\ вз}(\rho_0 - \rho_к) - m_{пр.\ к}(\rho_0 + \rho_{вз})}, \qquad (16')$$

где $\rho_{вз}$ — удельный вес воздуха во время взвешивания пробы в воздухе.

Если лед содержит минеральные примеси, их вес и объем вычитают из веса и объема пробы. Объем пробы $V_{пр}$ вычисляют по формуле

$$V_{пр} = \frac{m_{пр} - m_{пр.\ к}}{\rho_к}. \qquad (17)$$

Первоначальное давление воздуха в изолированных пузырьках внутри льда равно давлению внешней среды (воды, воздуха) в момент замыкания пузырьков. Лед, формировавшийся на некоторой глубине под поверхностью воды, имеет по сравнению с атмосферным повышенное давление воздуха в пузырьках, тогда как снежинки, выросшие в высоких слоях атмосферы,— пониженное. Если впоследствии лед подвергается внешнему давлению, превышающему предел его упругости и давление включенного в него воздуха, то он испытывает пластическую деформацию сжатия почти до уравнения внешнего давления давлением воздуха в пузырьках. Этот процесс не является обратимым, так как работа в нем затрачивается в основном не на сжатие воздуха, а на преодоление внутреннего трения льда. Если при этом лед не подвергается протаиванию и количество воздуха в пузырьках не меняется, то между объемным весом льда ρ (без учета пор) и давлением воздуха в пузырьках p существует следующая зависимость:

$$\frac{\rho_0 - \rho_2}{\rho_0 - \rho_1} \cdot \frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{p_1}{p_2}. \qquad (18)$$

Эта зависимость позволяет вычислить объемный вес льда при любом прежнем давлении, в частности, для осадочного льда в стадию льдообразования, когда происходит превращение открытых пор в замкнутые пузырьки и давление воздуха равно атмосферному ($p_1 = 1$):

$$\rho_1 = \frac{\rho_0 p_2}{\rho_0 p_2 + \rho_2 - \rho_2 p_2}. \qquad (18')$$

Для недеформированного конжеляционного льда давление воздуха в пузырьках (p в атмосферах) указывает на температуру замерзания ($t = -0{,}00752\ p$).

Химический, минералогический и гранулометрический анализы примесей

Химический, минералогический и гранулометрический анализы примесей дают указания главным образом на происхождение исходного материала, послужившего источником для формирования льда. Эти виды анализов производятся над пробами воздуха, талой воды и сухого остатка льда и не представляют никакой специфики. Химическому анализу подвергают пробы талой воды (анализ солевого состава) [1] и пробы воздуха из льда (газовый анализ).

Для сбора проб воздуха лед плавится в воде под колоколом, к которому сверху присоединена посредством резинового шланга опрокинутая бутыль или специальная ампула, целиком заполненная водой. Чтобы избежать избирательного растворения газов в воде, на дно сосуда для плавления льда насыпают слой поваренной соли. По мере таяния льда воздух из пузырьков всплывает и заполняет бутыль или ампулу. Когда бутыль почти заполнена газом, ее закупоривают прокипяченной корковой пробкой и быстро заливают менделеевской замазкой или сургучом. Бутыль хранится горлышком вниз и оставшаяся в ней вода служит водяной пробкой. Если газ был собран в ампулу, то после заполнения ее газом ампулу запаивают.

Все перечисленные анализы могут выполняться в полевой лаборатории или же после возвращения с полевых работ.

Помимо указанных видов анализа вещественного состава, большой интерес представляет м и к р о б и о л о г и ч е с к и й, особенно п ы л ь ц е в о й а н а л и з льда, который также может дать возможность расшифровки строения (сезонной слоистости), условий формирования и возраста льда (Vareschi, 1935 и др.; Городков, 1948). Мы не касаемся микробиологических анализов, поскольку применение их выходит за рамки петрографических методов исследования.

---

[1] О принятой в настоящее время методике отбора проб и полевого химического анализа воды см. В. А. Приклонский и Ф. Ф. Лаптев (1949).

КОНЖЕЛЯЦИОННЫЕ ЛЬДЫ

Глава IV

КОНЖЕЛЯЦИОННОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Под конжеляционными подразумеваются льды, возникшие в результате замерзания воды и представляющие низкотемпературные поверхностные аналоги магматических горных пород.

Как отмечалось выше, атмосферный конжеляционный лед представляет собою отдельные ледяные зерна (крупа, град, ледяной дождь), которые после выпадения на земную поверхность могут давать начало осадочным ледяным породам. В настоящем разделе рассматривается только такой конжеляционный лед, который образует сплошные ледяные тела—конжеляционные ледяные породы. Это происходит в тех случаях, когда замерзанию подвергается вода, не разделенная на капли, как в атмосфере или в порах других горных пород, т. е. вода водоемов и водотоков, наземных или подземных. Лишь при особых условиях конжеляционная ледяная порода может возникать путем замерзания воды, заполняющей поры рыхлых осадочных пород. Процесс формирования сплошной ледяной породы мы будем называть л ь д о о б р а з о в а н и е м в узком, петрографическом смысле слова (см. стр. 19), в отличие от более широкого—минералогического или физического, который обозначает кристаллизацию воды или водяного пара.

В различных условиях льдообразования возникают конжеляционные льды разнообразных структурных типов, пока еще мало изученных. Структуры и текстуры р о с т а, отличающие конжеляционные льды от льдов осадочных и метаморфических, формируются под влиянием следующих факторов:

1) величины и направления температурного градиента, а также интенсивности лучеиспускания воды;

2) количества и эффективности ядер кристаллизации;

3) анизотропии скоростей роста и анизотропии теплопроводности кристаллов льда;

4) ориентирующего влияния и формы поверхности, с которой начинается кристаллизация;

5) движения замерзающей воды.

6) количества и характера содержащихся в воде примесей, не служащих ядрами кристаллизации. Относительная роль каждого из этих факторов определяет характер возникающей структуры и текстуры роста.

При неизменных внешних условиях процесс конжеляционного льдообразования проходит несколько стадий, в течение которых формируются различные структуры. Разнообразие внешних условий льдообразования проявляется отчасти в гипертрофии той или иной стадии процесса, частью же вносит в него новые особенности. В связи с этим мы рассмотрим сначала полный цикл процессов формирования конжеляционного льда при всестороннем промерзании ограниченного объема воды, а затем перейдем к характеристике разновидностей структур роста, возникающих в особых условиях.

Процесс всестороннего промерзания ограниченного объема воды слагается из трех более или менее отчетливо различающихся стадий:

1) зарождение и рост изолированных кристаллов льда до их срастания и образования сомкнутого фронта кристаллизации включительно — стадия формирования первичного слоя льда или стадия протокристаллизации [1];

2) взаимно-стесненный рост кристаллов льда нормально к поверхности фронта кристаллизации — стадия ортотропной кристаллизации;

3) кристаллизация замкнутого центрального ядра — остаточная стадия.

---

[1] Термин «протокристаллизация» удачно выражает сущность первой стадии процессов кристаллизации—возникновения кристаллических зародышей и начала их роста (до соприкосновения друг с другом и образования более или менее сплошного агрегата) в отличие от последующих стадий развития агрегата кристаллов. Термин «самопроизвольная кристаллизация» может вызвать недоразумение, так как под последней часто понимают не всякое зарождение новых кристаллов (в противоположность кристаллизации, вынужденной уже существующими кристаллами данного вещества, как следовало бы), а только зарождение в отсутствии частиц других, не изоморфных данному, веществ (или шероховатостей стенок вмещающего сосуда), служащих инородными ядрами кристаллизации. В понятие же протокристаллизации, как мы его будем употреблять, входит всякое зарождение и начальные стадии роста кристаллов как у границы метастабильного состояния, так и стимулированное инородными ядрами кристаллизации при меньшем переохлаждении или пересыщении.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОГО СЛОЯ ЛЬДА

Первая стадия конжеляционного льдообразования — формирование первичного слоя льда из свободных кристаллов — протекает по-разному на свободной верхней поверхности воды и на твердой поверхности стенок и дна вместилища воды.

Замерзание свободной верхней поверхности воды. Больше других изучались процессы замерзания свободной верхней поверхности воды, особенно широко распространенные в нижней пограничной зоне криосферы и потому имеющие наибольшее практическое значение. Однако гидрологи интересовались преимущественно термической и калорической сторонами процессов замерзания, изучение которых позволило создать количественную теорию этих явлений и давать прогнозы льдообразования. Структура новообразующегося льда в ее зависимости от условий замерзания изучена далеко еще недостаточно.

Структура и текстура первичного слоя льда обусловлены ходом рассмотренных выше процессов зарождения и роста свободных кристаллов льда у переохлажденной водной поверхности (см. стр. 69—71).

При прочих равных условиях размер кристаллов зависит от интенсивности теплоотдачи с поверхности воды. При малой скорости охлаждения количество возникающих зародышей мало, а скорость их роста велика; в результате возникает небольшое количество крупных кристаллов, тогда как при быстром нарастании переохлаждения образуется множество мелких кристаллов; в этом случае скорость возникновения зародышей и скорость роста кристаллов являются величинами одного и того же порядка.

Движение воды оказывает очень большое влияние на процесс льдообразования, в связи с чем, по предложению О. Девика, различают «статическое» и «динамическое» льдообразование. В структурном отношении влияние движения воды двояко: непосредственное, механическое, сказывающееся на положении свободных кристаллов и их сростков в момент смерзания, и косвенное влияние — через величину длительности и степени переохлаждения, которому сильно способствует интенсивное движение.

Величина переохлаждения, как мы знаем, определяет собой сплошной или скелетный тип роста первичных кристаллов, их форму (иглы или диски) и кристаллографическую ориентировку в состоянии равновесия на поверхности воды.

Насколько можно судить по имеющимся данным, в типичном случае процессы формирования первичного слоя льда на поверхности неподвижной или медленно движущейся воды протекают следующим образом. Вначале возникает сравнительно сильное

переохлаждение[1] и на поверхности воды вырастают скелетные кристаллы пластинчатого типа. Зародыши, ориентированные главной осью более или менее горизонтально, быстро разрастаясь по базисной плоскости в тонком переохлажденном поверхностном слое, превращаются в длинные остроконечные ледяные иглы, смерзающиеся друг с другом концами и образующие неправильную решетку на поверхности воды. Остальные же кристаллы, которые в момент возникновения имели более косую ориентировку, дававшую им возможность расти в пределах переохлажденного слоя как в длину, так отчасти и в ширину, до срастания с другими успевают повернуться плашмя на поверхности воды до вертикального положения главной оси и приобретают звездчатую или пластинчатую форму. Во время роста скелетных кристаллов переохлаждение быстро уменьшается, и начинается сплошной рост, в процессе которого иглы, очень медленно расширяясь, превращаются в длинные плоские параллелепипеды, а благоприятнее ориентированные для роста в горизонтальном направлении кристаллы с вертикальными осями в ячейках образованной иглами решетки вырастают в круглые диски, цементирующие агрегат в сплошную тонкую ледяную корочку[2].

Структура возникшего таким образом льда принадлежит к типу зернистых или кристаллически-зернистых структур. Кристаллы сравнительно мелкие, порядка 1—10 мм (мелко- и среднезернистая структура), в общем ангедральные, т. е. лишенные правильных граней, но в большинстве своем в поперечном сечении обладающие перпендикулярным к главной оси удлинением, что свидетельствует об их пластинчатой форме.

Таким образом, структура льда меняется в пределах от аллотриоморфно-зернистой до гипидиоморфно-зернистой с кристаллами пластинчатого типа. Кристаллографическая ориентировка зерен, на первый взгляд кажущаяся хаотической, при точном измерении оказывается строго упорядоченной, но очень своеобразной. Одна, обычно бóльшая, часть кристаллов ориентирована оптическими осями, в различных направлениях горизонтальной плоскости, образуя на диаграмме плотностей точек пересечения осей с поверхностью сферы (см. стр. 136) поясное расположение, а другая часть ориентирована оптическими осями вертикально (фиг. 31). В виде исключения бывает, что все кристаллы ориентированы главными осями горизонтально.

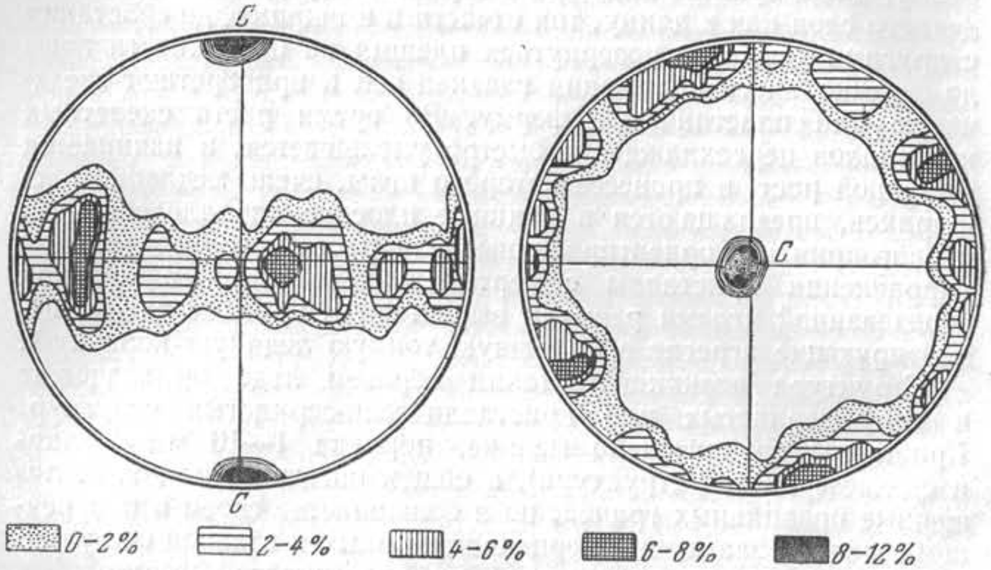
Повидимому, более редок случай, когда достаточного для роста игл переохлаждения не возникает и льдообразование

---

[1] Например, в естественных условиях на поверхности водоема были измерены переохлаждения свыше —1° (Devik, 1942).

[2] Подобную картину наблюдал также М. П. Головков (1936).

начинается сразу с образования дискообразных кристаллов, частично развивающихся в звездчатые скелетные формы, ориентированные плашмя на поверхности воды. Процесс роста пластинчатых кристаллов вплоть до образования сплошного тонкого, прозрачного, как стекло, слоя льда был подробно прослежен В. Бентли (Bentley, 1907). В таких условиях возникает аллотриоморфно-зернистая строго упорядоченная структура с однообразной вертикальной ориентировкой оптических осей (фиг. 32).



Фиг. 31. Стереограмма кристаллографической ориентировки первичного слоя конжеляционного льда на поверхности спокойной воды (52 кристалла). (Обычный случай.)

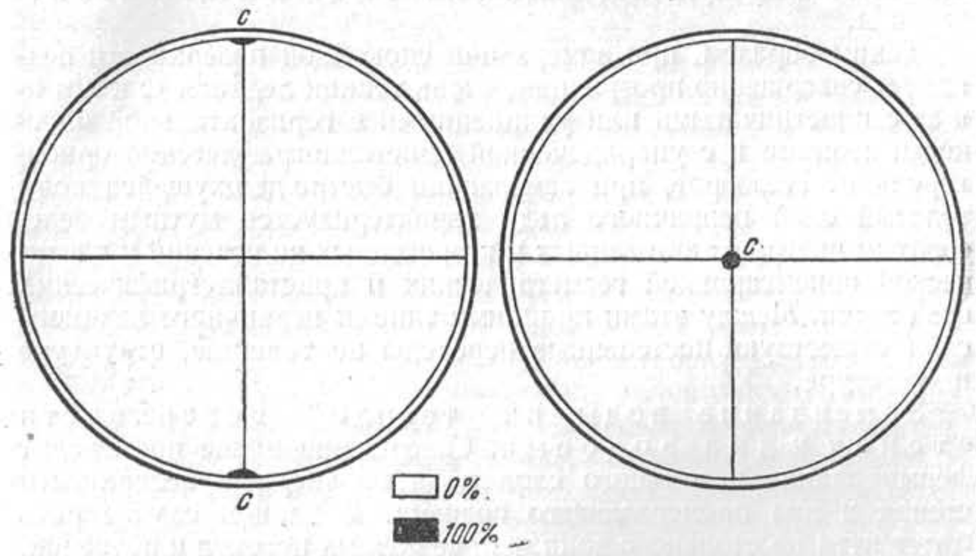
С—вертикальное направление.

Если первая стадия льдообразования проходит во время снегопада или низовой метели, то центрами кристаллизации служат попадающие в воду снежинки. Пока количество их не слишком велико, они плавают на поверхности воды плашмя. Благодаря этому в случае выпадения только пластинчатых снежинок должна возникнуть структура с вертикальной ориентировкой оптических осей [1]. При выпадении столбчатых снежинок ориентировка осей должна быть горизонтальной, а при смешанных снегопадах возникает структура, подобная изображенной на фиг. 31.

Иначе идет процесс льдообразования в достаточно быстро текущей или перемешиваемой волнением среде, что обычно свя-

[1] Такое происхождение перпендикулярной к поверхности ориентировки главных осей кристаллов предполагал Г. Квинке (Quincke, 1905) для озерного льда.

зано со значительным и устойчивым переохлаждением мощного слоя воды. Согласно наблюдениям А. Гамберга (Hamberg, 1915), в этих условиях по всей мощности переохлажденного слоя вырастает множество хаотически ориентированных пластинчатых скелетных кристаллов, которые смерзаются в пористые, губчатые, массы с беспорядочной кристаллографической ориентировкой составных частей. Волнение часто сбивает их в круглые сгущения на поверхности воды — так называемый б л и н ч а-



Фиг. 32. Стереограмма кристаллографической ориентировки первичного слоя конжеляционного льда на поверхности спокойной воды (очень медленное замерзание).

т ы й л е д. Затем вода в промежутках между первичными кристаллами вымерзает, наращивая их, в результате чего образуется значительно более мощный, чем в случае слабого переохлаждения, первичный слой с гипидиоморфно-зернистой пластинчатой или аллотриоморфно-зернистой структурой и с хаотической ориентировкой главных осей. Подобные же образования были отмечены в руслах потоков, причем подчеркивалось их сходство с ледниковым льдом (Drygalski, 1897, стр. 485, 504). Кристаллы шуги, служащие материалом для формирования первичного слоя льда, часто имеют форму игл, а не пластинок, однако в описываемых условиях это сказывается только на форме зерен, не меняя их пластинчатого типа роста и беспорядочной кристаллографической ориентировки.

При быстром росте и смерзании кристалликов шуги часть выделяющегося автогенного воздуха и сравнительно концентрированного солевого раствора захватываются льдом и образуют

скопления газообразных и отчасти жидких включений. Кроме того, во время волнения в воду часто попадает и ксеногенный атмосферный воздух в виде мелких пузырьков. Благодаря обилию включений лед мутен, непрозрачен, белесоватого цвета.

До некоторой степени сходный результат дает обильный снегопад во время замерзания поверхности воды. Снежинки, в большом количестве попадающие в воду, образуют пропитанную водой замерзающую кашу с беспорядочной ориентировкой кристаллов, известную под названием *снежицы*, или *снежуры*.

Таким образом, при замерзании спокойной поверхности возникает совершенно прозрачная, очень тонкая ледяная «*склянка*» с пластинчатыми или удлиненными в горизонтальной плоскости зернами и с упорядоченной кристаллографической ориентировкой. Наоборот, при замерзании быстро движущейся воды толстый слой первичного льда характеризуется мутным белесоватым цветом от автогенных и ксеногенных включений и хаотической ориентировкой геометрических и кристаллографических осей зерен. Между этими крайними типами первичного ледяного слоя существуют постепенные переходы по толщине, структуре и текстуре.

Замерзание воды на твердой поверхности стенок и дна водоема. Совершенно иначе происходит формирование первичного слоя льда на твердой поверхности стенок и дна промерзающего водоема. В данном случае речь будет итти не столько о донном льде водных потоков и водоемов, образующемся в условиях переохлаждения всей толщи воды за счет теплоотдачи кверху [1], сколько о промерзании снизу и с боков.

Донный лед, вырастающий наподобие инея в виде кустистых сростков пластинчатых, отчасти дендритовых кристаллов, сам по себе, повидимому, не образует длительно существующей ледяной породы. При всем громадном практическом значении донного льда, меняющего режим рек и нарушающего нормальную работу гидротехнических сооружений, его роль в процессе формирования конжеляционных ледяных пород в принципе не отличается от рассмотренной выше роли кристаллов внутриводного льда, смерзание которых ведет к образованию первичного ледяного слоя на поверхности воды. Особенности донного льда в данном отношении заключаются лишь в том, что он всплывает со дна не отдельными кристаллами, а более или менее крупными

[1] Условия и сущность процессов формирования донного льда до сих пор нельзя считать окончательно установленными, тем не менее ясно, что отвод тепла через почву (гипотеза Ф. И. Быдина) не может объяснить этого сложного явления.

сростками, несколько более плотными, чем у обыкновенной шуги, и содержит ил и другие минеральные включения. Не исключена, правда, возможность погребения донного льда аллювием в первичном залегании и сохранения его в толще мерзлых пород. К сожалению, описанные случаи нахождения погребенного донного льда [И. А. Лопатин (1876) в 1866 г. на правом берегу низовьев Енисея, В. Стефансон в 1910 г. на берегах р. Колвилль] слишком проблематичны и не дают достаточного представления ни об условиях залегания, ни о структуре льда.

Льдообразование на стенках или на дне водоемов в случае промерзания с боков и снизу привлекало к себе меньше внимания, так как оно наблюдается лишь в областях развития мерзлых горных пород. При этом следует различать два совершенно различных процесса. Если стенка или дно водоема сложены льдом, то первая стадия конжеляционного льдообразования может полностью выпадать: при малейшем переохлаждении поверхности начинается вынужденная кристаллизация, сводящаяся *к конформному наращиванию каждого обнажающегося кристалла*. Следовательно, процесс начинается сразу со стадии ориентированного сомкнутого роста кристаллов. В этом случае структура новообразующегося слоя, по крайней мере сначала, ничем не отличается от структуры ледяного основания; отличие возможно только в количестве, форме и расположении включений, если лед основания возник в других условиях.

Затравками, вызывающими конформную кристаллизацию соприкасающегося с ними расплава или раствора, могут служить кристаллы не только данного вещества, но и веществ, изоморфных ему. Известен также особый род закономерного ориентированного нарастания разнородных кристаллов — так называемая *эпитаксия* (Royer, 1928, стр. 7), — обусловленный, как и в предыдущих случаях, взаимодействием пространственных решеток нарастающего кристалла и кристалла основания. Однако и в этом случае необходима некоторая общность структуры обоих веществ, так называемый *изоморфизм* второго рода. Эпитаксическое нарастание возможно лишь при условиях, что на поверхности кристалла-основания обнажается плоскость пространственной решетки, достаточно близкая геометрически к одной из плоскостей решетки нарастающего кристалла, и далее, что в обоих кристаллах замещающие друг друга структурные единицы однородны (например, ионы одного знака) и характер связей между ними одинаков. Такие сходные по структуре плоскости пространственной решетки, по существу, также служат *затравкой*, вызывающей кристаллизацию нарастающего кристалла, ориентировка которого определяется положением субстрата.

Наличие явлений эпитаксии у льда не доказано. Толкование упоминавшегося в литературе случая ориентированного нарастания льда на свежую поверхность раскола слюды (Nakaya, Toda a. Maruyama, 1938) как эпитаксического нарастания (Weickmann, 1949, стр. 10) не обосновано структурными данными и, быть может, объясняется пассивным ориентирующим влиянием основания. Во всяком случае, ввиду большого своеобразия структуры льда трудно полагать, чтобы эпитаксическое нарастание льда было сколько-нибудь широко распространено. Полностью же изоморфных льду веществ, как отмечалось выше, вообще не существует. Поэтому можно сказать, что ориентирующее влияние на лед субстрата, основанное на взаимодействии кристаллических решеток, проявляется практически только при нарастании льда на лед.

Однако и ледяное основание не всегда вызывает вынужденную кристаллизацию с конформным нарастанием; при загрязнении поверхности и при быстром охлаждении на нем, как и на поверхности любого другого вещества, происходит процесс протокристаллизации — зарождения и роста новых кристаллов. В этом случае центрами кристаллизации обычно служат шероховатости поверхности, от обилия и эффективности которых наряду со скоростью охлаждения зависят густота расположения новообразующихся кристаллов и, следовательно, их размеры и форма (в сечении параллельно основанию) после соединения в сплошной слой. Ориентировка кристаллов такого слоя часто оказывается упорядоченной, но уже явно не под влиянием кристаллической решетки основания. В отличие от активного затравочного действия кристаллической решетки субстрата ориентирующее влияние поверхности основания на самостоятельно зарождающиеся кристаллы можно вслед за Д. П. Григорьевым (1947, стр. 25) назвать п а с с и в н ы м, так как роль основания в этом случае сводится, собственно, к изменению внешних условий существования кристаллов.

Общая кристаллографическая проблема пассивного ориентирующего влияния основания на нарастающие кристаллы, обсуждавшаяся на протяжении уже более ста лет[1], до сих пор не имеет общепризнанного решения. Относительно наиболее широким признанием пользуется теория отбора кристаллических зародышей в первую стадию кристаллизации, однако по вопросу о факторах отбора мнения расходятся. Впервые теория отбора возникла при изучении полярных кристаллов виноградного сахара, когда было установлено, что последние нарастают на основание преимущественно наиболее легко растворимой гранью. На этом основании был выдвинут п р и н ц и п н а и б о л ь ш е г о с о п р о т и в л е н и я р а с т в о р е н и ю, гласящий, что вследствие колебаний степени насыщения при первом же выделении выживут и будут расти лишь те зародыши, которые спрячут свою легкорастворимую сторону в основание, а остальные или вообще не образуются, или вскоре растворяются (Becke, 1889, стр. 494). Впоследствии этот принцип, разрабатывавшийся главным образом для объяснения закономерного срастания кристаллов, был распространен и на неполярные вещества в виде принципа минимума поверхности: сохраняются те кристаллики, которые лучше всего защищены от разрушения благодаря тому, что скрыли от материнского раствора возможно бо́льшую часть своей поверхности соприкосновением с основанием или образованием двойников (Mügge, 1903, стр. 455).

[1] Насколько известно автору, с 1835 г.

Однако более обильный фактический материал вскоре заставил выдвинуть диаметрально противоположный принципу наибольшего сопротивления растворению п р и н ц и п н а и б о л ь ш е й с к о р о с т и р о с т а и соответственно н а и б о л ь ш е й с в о б о д н о й у д е л ь н о й п о в е р х н о с т и при нарастании, причем указывалось, что он имеет значение для растворов, сильно пересыщенных во время образования зародышей, где возможность временных недосыщений исключена, а за первым принципом сохраняется значимость для противоположных, реже встречающихся условий (Johnsen, 1907, стр. 326; Holzner, 1927, стр. 199).

Принцип наибольшей скорости роста был выдвинут, собственно, еще раньше Ф. Трутоном, но не в связи с величиной свободной поверхности кристаллов, а в связи с различием теплопроводности в разных кристаллографических направлениях. Согласно этой гипотезе, при кристаллизации расплава развиваются те зародыши, которые ориентированы о с ь ю н а и б о л ь ш е й т е п л о п р о в о д н о с т и в н а п р а в л е н и и т е п л о о т д а ч и (Trouton, 1898, 1910). Трутон применял ее и для объяснения нормальной к поверхности замерзания ориентировки главных осей кристаллов льда в ледяном покрове водоемов, принимая несколько бо́льшую теплопроводность льда по главной оси, чем в других направлениях.

В отличие от этих разновидностей теории отбора, предполагающей беспорядочную первичную ориентировку кристаллических зародышей, высказывались мнения о том, что кристаллы способны зарождаться только в определенном положении. Одни авторы считали при этом ориентирующим фактором тепловой поток, якобы непосредственно действующий на частицы жидкости во время кристаллизации (гипотеза т е р м о т р о п и и) (Mallet, 1845, стр. 592; Rinne, 1926, стр. 71), а Г. Кальб — поверхностную энергию кристалла (Kalb, 1920, стр. 286). Согласно последней гипотезе, исходящей из прин-

ципа минимума поверхностной энергии, кристаллы нарастают на основание большей частью теми гранями, которые обладают наибольшим поверхностным натяжением, а так как последнее обусловливает наибольшую скорость роста нормально к данной грани, то в результате кристалл имеет тенденцию устанавливаться наибольшим поперечником по нормали к поверхности основания (Kalb, 1926, стр. 66, 69).

Наконец, высказывалось мнение о том, что нарастание кристаллов на основание должно происходить преимущественно наибольшей по площади гранью под действием силы тяжести (особенно на вертикальных поверхностях) и силы прилипания (Holzner, 1927), что, очевидно, предполагает перемещение первоначально хаотически ориентированных кристаллических зародышей в указанное положение.

При сопоставлении этих разнообразных и противоречащих друг другу гипотез с фактами нетрудно убедиться в том, что они не дают удовлетворительного объяснения особенностей ориентировки кристаллов льда, наросших на твердое основание. В 1878 г. А. Бертэн (Bertin, 1878) на основании опытов по замораживанию воды в деревянных сосудах с одной стеклянной стенкой, наклоненной под 45 и 90° к горизонту, установил, что кристаллы льда ориентируются главными осями нормально к поверхности основания. Впоследствии справедливость «закона Бертэна» для конжеляционного льда была подтверждена Ф. Клокке (Klocke, 1879) и В. Шерцером (Sherzer, 1907). Однако Г. Квинке (Quincke, 1905), проводивший опыты с замораживанием воды в сосудах, наблюдал большей частью беспорядочную ориентировку, а Г. Кальб (Kalb, 1921) — упорядоченную, но с главными осями параллельно основанию.

Наблюдения в природе и эксперименты автора подтверждают существование всех трех типов нарастания—главной осью по нормали к основанию, хаотического и главной осью параллельно основанию — как у конжеляционного, так и у сублимационного льда. Не учитывая этого обстоятельства, прежние исследователи возводили в общий закон один из возможных типов нарастания и безуспешно пытались дать ему объяснение. Так, А. Б. Добровольский (1923, стр. 350 и др.) исходил только из «закона Бертэна», а г. Кальб (1921, стр. 212) — из установленного им закона нарастания наибольшим поперечником нормально к основанию, для пластинчатых кристаллов противоположного «закону Бертэна».

При намерзании льда на твердое основание кристаллы зарождаются на неровностях его поверхности и с самого начала закреплены на ней; следовательно, здесь не может происходить поворота кристаллов наибольшей гранью к основанию под влиянием сил тяжести или прилипания, как это наблюдается на свободной поверхности воды. Гипотеза термотропии как объяснение упорядоченной кристаллографической ориентировки, невероятная с точки зрения кинетической теории фазовых превращений, безусловно опровергается фактами возникновения различной, в том числе и хаотической ориентировки, особенно в условиях, когда исключена возможность каких-либо дополнительных посторонних влияний (основания и т. п., например, при очень быстром замерзании воды в случае охлаждения ее жидким азотом). Гипотеза Кальба противоречит фактам нарастания пластинчатых кристаллов по закону Бертэна. Отбор под влиянием различий в скорости роста, обусловленных анизотропией теплопроводности, возможен—и, вероятно, действительно имеет место—во вторую стадию льдообразования в условиях теплоотдачи через лед (см. ниже), но невозможен в первую стадию, поскольку зарождение кристаллов происходит после достижения более или менее значительного переохлаждения, в связи с чем теплота кристаллизации выделяется каждым кристалликом во всех направлениях в окружающую переохлажденную среду. На первый взгляд, относительно лучше обстоит дело с теорией отбора при сочетании принципов наибольшего сопротивления разрушению с принципом наибольшей скорости роста. Первый из них, очевидно, требует нарастания по закону Бертэна, а второй — главной осью параллельно поверхности основания. Однако условия, в которых происходят различные типы нарастания, не соответствуют требуемым этой теорией.

Основной недостаток прежних исследований, связанный с тенденцией возвести в общий закон один из возможных типов нарастания кристаллов, заключался в отсутствии учета различия в условиях появления того или иного типа нарастания. Эксперименты автора выявили в этом отношении следующие особенности.

1. Упорядоченность кристаллографической ориентировки льда, наросшего на твердое гетероморфное основание, никогда не бывает строгой, следовательно, так называемые законы нарастания имеют только статистический характер.

2. Кристаллы льда нарастают преимущественно главной осью по нормали к основанию (по закону Бертэна) в условиях теплоотдачи в этом направлении, когда переохлаждение в стадию протокристаллизации ограничено более или менее тонким слоем воды, прилегающим к основанию. Чем быстрее идет охлаждение и, следовательно, чем тоньше переохлажденный слой в момент зарождения кристаллов, тем однообразнее ориентировка.

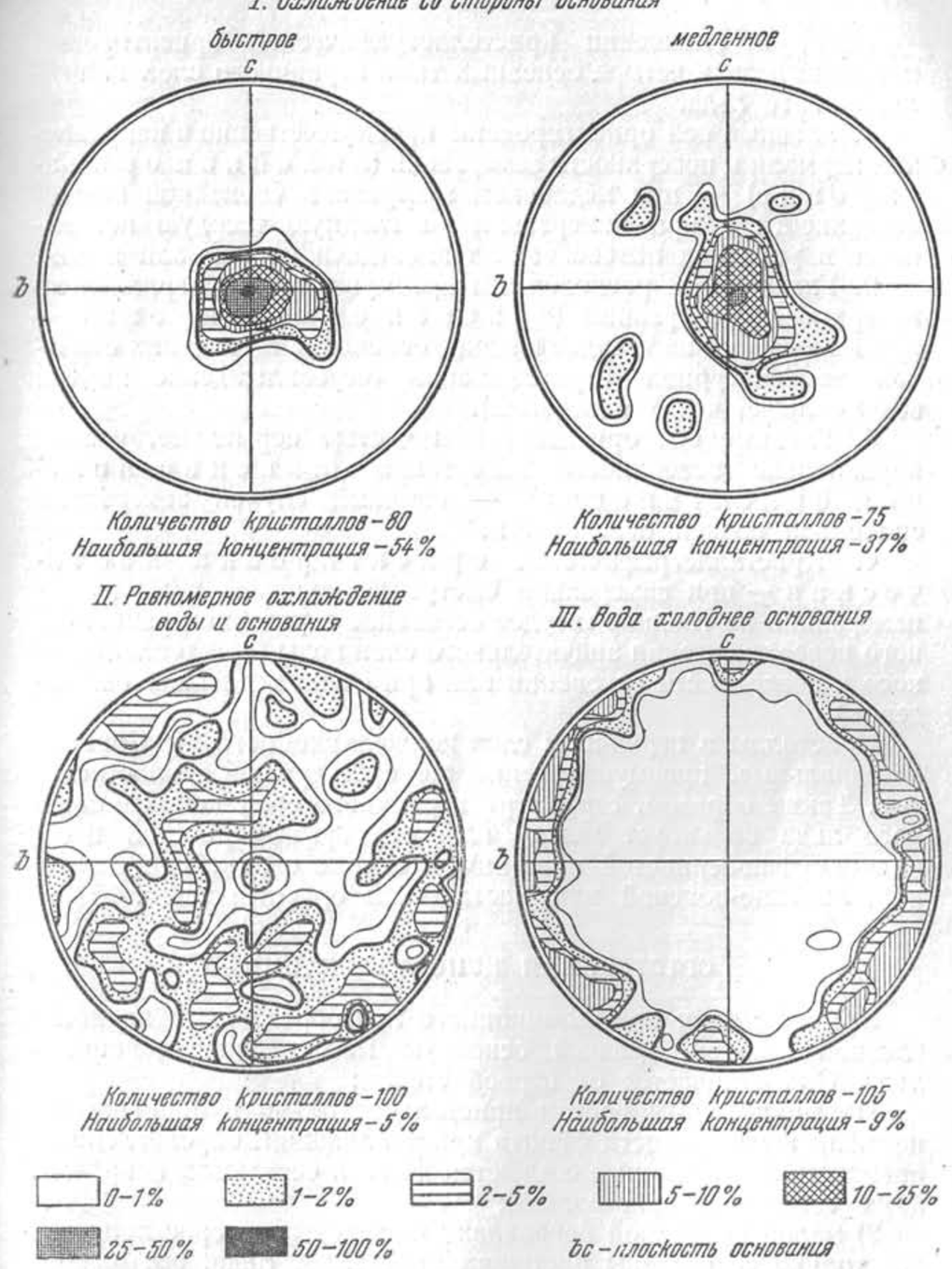
3. Хаотическая ориентировка наблюдается в условиях приблизительно равномерного переохлаждения значительной толщи воды, что отмечается при очень медленном охлаждении или при теплоотдаче под косым углом к поверхности основания, т. е.

в случаях, когда в самом субстрате наблюдается более или менее значительный температурный градиент в параллельном поверхности направлении и охлаждение распространяется не только со стороны основания, но и по воде, параллельно ему.

4. Кристаллы нарастают преимущественно главной осью параллельно основанию (по закону Кальба) в условиях обратной температурной стратификации, когда переохлаждение возрастает по мере удаления от поверхности основания внутрь толщи воды и основание играет роль только места зарождения кристаллов, а не источника холода; при намерзании конжеляционного льда это случай сравнительно редкий, но возможный и неоднократно возникавший во время экспериментов (фиг. 33).

Все это относится к конжеляционному льду, кристаллы которого в условиях свободного роста всегда принадлежат к пластинчатому типу. У столбчатых сублимационных кристаллов (при низкой температуре) соотношения, судя по немногочисленным данным, обратные. В отличие от конжеляционных, у сублимационных кристаллов наиболее распространено нарастание по закону Кальба, что связано с обратной стратификацией степени насыщения воздуха водяными парами, особенно характерной при образовании изморози во время ветра.

В свете этих данных механизм пассивного ориентирующего влияния основания на нарастающие кристаллы представляется следующим образом. Статистический характер законов нарастания свидетельствует о том, что упорядочение ориентировки является результатом отбора и преимущественного развития только более благоприятно ориентированных кристаллов. Развиваются преимущественно те кристаллы, направление наибольшей скорости роста которых не выходит за пределы переохлажденного слоя воды (или пересыщенного слоя раствора, пара). Чем тоньше этот слой, тем сильнее пассивное ориентирующее влияние основания, и, наоборот, вплоть до полного отсутствия ориентирующего влияния в условиях равномерного переохлаждения значительной толщи воды. Пластинчатые кристаллы с наибольшей скоростью роста по базисной плоскости при охлаждении со стороны основания нарастают преимущественно по закону Бертэна — пластинками параллельно основанию (так как при другой ориентировке пластинка, дойдя до границы переохлаждения, прекращает рост), а при охлаждении с противоположной стороны — преимущественно по закону Кальба — ребрами базисных пластинок. У столбчатых кристаллов, обладающих меньшей анизотропией скоростей роста, закономерности аналогичны (в первом случае нарастание происходит главной осью параллельно основанию, во втором — нормально к нему), но выражены менее четко. Отклонения от однообразной ориентировки усиливаются также неровностями поверхности основания.



Фиг. 33. Стереограммы кристаллографической ориентировки трех типов нарастания первичного слоя конжеляционного льда на твердое гетероморфное основание.

* * *

Итак, в отношении кристаллографической ориентировки можно выделить четыре основных типа первичного слоя конжеляционного льда.

1. Главные оси ориентированы преимущественно в направлении нормали к поверхности замерзания (линейная ориентировка) — при медленном замерзании спокойной водной поверхности и при намерзании на гладкую твердую поверхность в условиях интенсивной теплоотдачи по нормали к ней.

2. Главные оси расположены преимущественно параллельно поверхности замерзания (поясная ориентировка)— при намерзании на твердое гладкое основание в условиях обратной температурной стратификации (переохлаждение внутри воды больше, чем у основания).

3. Главные оси ориентированы частью нормально, частью параллельно поверхности замерзания (линейно-поясная ориентировка) — обычный случай замерзания спокойной водной поверхности.

4. Кристаллографическая ориентировка хаотическая — при замерзании быстро движущейся воды и при намерзании на гладкое твердое основание в условиях равномерного переохлаждения значительного слоя воды (при теплоотдаче косо к поверхности основания или при очень медленном охлаждении).

Кристаллы в первичном слое конжеляционного льда частью ангедральные, преимущественно же субгедральные пластинчатые. Таким образом, структура первичного слоя конжеляционного льда варьирует между аллотриоморфно-зернистой и гипидиоморфно-зернистой пластинчатого типа с линейной, поясной, линейно-поясной или хаотической ориентировкой.

ОРТОТРОПНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Вторая стадия конжеляционного льдообразования является главной стадией, дающей основную массу конжеляционного льда. Она отличается от первой стадии:

1) вынужденным ростом кристаллов только в направлении нормали к поверхности фронта кристаллизации, обусловленным препятствиями, которые создаются во всех остальных направлениях соседними кристаллами;

2) малой величиной переохлаждения воды, которое происходит только со стороны растущих кристаллов льда, вызывается отводом тепла через эти кристаллы и немедленно ведет к кристаллизации воды, как правило, вынужденной уже существующими кристаллами (без зарождения новых).

Геометрический отбор. Первая из этих особенностей — правильный ориентированный рост, ведущий к возникновению параллельно-волокнистой или призматически-зернистой структуры — была названа Ф. Ринне ортотропией или ортотаксисом[1] (Rinne, 1926, стр. 71). Частным случаем ортотропии Ринне считал упоминавшуюся уже выше «термотропию» — направленный рост кристаллов, обусловленный непосредственным ориентирующим влиянием теплового потока. При этом не проводилось никакого разграничения между направлением роста и внешней формой кристаллов, с одной стороны, и кристаллографической ориентировкой — с другой: ориентируя пространственную решетку кристаллов, тепловой поток якобы тем самым обусловливает направление роста кристаллов и геометрические особенности, обозначаемые понятием ортотропии.

Ошибочность одной из сторон гипотезы Ринне, касающейся влияния теплового потока на кристаллографическую ориентировку, уже отмечалась выше. Другая сторона гипотезы была опровергнута А. В. Шубниковым и Г. Г. Леммлейном (1927), которые простым экспериментом показали, что ортотропия роста кристаллов вызывается чисто геометрическими причинами — их взаимным стеснением и что направление теплового потока не играет при этом никакой роли.

Но ортотропный взаимно-стесненный рост кристаллов в большинстве случаев оказывает влияние и на кристаллографическую ориентировку формирующегося поликристаллического агрегата. Причину установленного еще в 1817 г. (Brewster, 1818) и затем подтвержденного громадным количеством наблюдений наличия линейной ориентировки главных осей в направлении замерзания у кристаллов конжеляционного льда (в ледяном покрове водоемов) долгое время видели в возникновении такой ориентировки в стадию протокристаллизации в первичном слое. Однако в конце прошлого века появились данные, свидетельствовавшие о возможности вторичного развития упорядоченной ориентировки в тех случаях, когда первый слой льда ею не обладал. Исследователь, впервые обративший внимание на это явление, пытался объяснить его ориентирующим влиянием давления, возникающего после образования на поверхности воды сплошного слоя льда (Drygalski, 1897, стр. 411). Эта гипотеза, содержащая, кроме всего прочего, логические ошибки, вскоре была экспериментально опровергнута (Mügge, 1900) и не представляет интереса.

---

[1] Понятия ортотропия (ортотаксис) и термотропия (термотаксис) заимствованы из биологии, где они означают особенности роста живых организмов, в частности, обусловленные теми или иными внешними влияниями (например, гелиотропия растений).

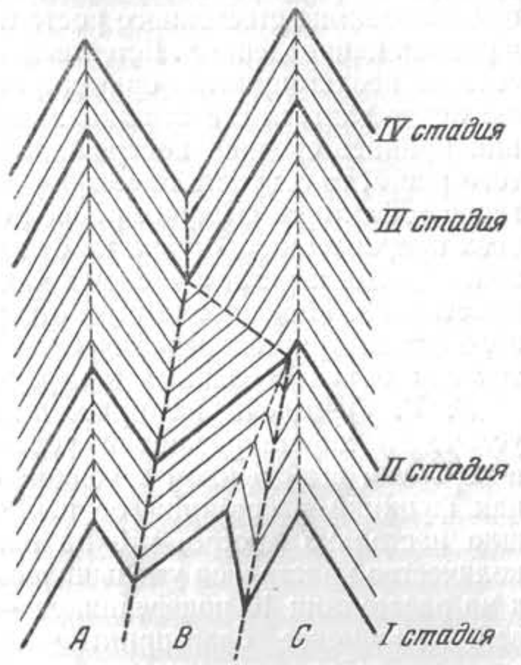
Лишь в 1915 г. А. Гамбергом (Hamberg, 1915) была сделана новая попытка решить вопрос о вторичном развитии однообразной ориентировки, отчетливо наблюдавшейся им в речном ледяном покрове. Как будет показано ниже, эту попытку также нельзя признать удачной, тем не менее она интересна тем, что в основу ее положено представление об отборе в процессе роста благоприятнее ориентированных и потому быстрее растущих кристаллов.

Более четко принцип отбора в растущем агрегате кристаллов был сформулирован в 1923 г. на основании изучения роста кристаллов в полых трубках (Gross u. Möller, 1923, стр. 375) и затем развит в стройную теорию, получившую завершение в трудах Г. Г. Леммлейна (1945) и А. Н. Колмогорова (1949). В отличие от отбора при зарождении кристаллов отбор в растущем агрегате является геометрическим. Он основан на анизотропии скоростей роста кристаллов и выражается в том, что в растущем агрегате сохраняются только те кристаллы, направления наибольшей скорости роста которых совпадают с направлением ортотропной кристаллизации или мало отклоняются от него; остальные кристаллы в процессе роста вытесняются более благоприятно ориентированными соседними кристаллами.

Механизм процесса геометрического отбора заключается в следующем. Во время взаимно-стесненного роста каждый кристалл с одной стороны граничит с расплавом поверхностью своих растущих граней, а с боков ограничен соседними кристаллами. Границы между кристаллами в структуре роста представляют собою пути ребер, разделяющих растущие грани этих кристаллов. При равной скорости роста двух соседних граней путь ребра между ними проходит по угловой симметрали этих граней, т. е. по плоскости, делящей угол между ними пополам. Если же скорости роста соседних граней различны, то угол между ними делится путем ребра так, что синусы углов, возникших благодаря этому делению, относятся друг к другу как скорости роста соответствующих граней. Таким образом, путь ребра будет отклоняться от угловой симметрали в сторону грани с меньшей скоростью роста, которая вследствие этого будет уменьшаться в размерах. Если пути ребер, ограничивающих данную грань кристалла, во время роста сходятся, то грань исчезает, и, наоборот, если пути ребер расходятся, то данная грань увеличивается. А если кристалл в структуре ограничен гранями, которые в процессе роста исчезают, то исчезает и весь кристалл, зарастая соседними кристаллами.

Следовательно, кристаллы, растущие более медленно вследствие менее выгодной ориентировки, через некоторое время уступают место быстрее растущим кристаллам.

Этот процесс схематически изображен на фиг. 34, которая представляет поперечный разрез части структуры роста, состоящей из трех кристаллов (O. Schmidegg, 1928, стр. 1). Кристаллы A и C расположены нормально к плоскости фронта кристаллизации, а кристалл B — наклонно. В первую стадию роста все три кристалла одинаково продвинулись вперед вершинами. Пути роста вершин B и C и границы B/C сходятся. Вершина, которая первая сойдется с границей B/C, должна исчезнуть во вторую стадию роста. Этой вершиной является вершина более наклоненного кристалла B, которая должна пройти больший путь. В третью стадию граница B/C сильно наклонится влево и будет быстро сходиться с границей A/B, вследствие чего кристалл B скоро исчезнет и зарастет соседними. В дальнейшем кристаллы A и B будут расти параллельно, не вытесняя друг друга, и вместе с другими образуют параллельно-столбчатую структуру.



Фиг. 34. Схема процесса геометрического отбора во время роста агрегата кристаллов.
(По O. Schmidegg, 1928)

Изображенный здесь механизм процесса геометрического отбора протекает и во время роста агрегата кристаллов льда. Поверхность головок растущих кристаллов льда тоже неровная, но имеет другую форму: она состоит из базисных плоскостей и граней призмы, образующих ряд ступенек обычно высотой порядка 0,4—0,6 мм. На ребрах пластинок часто наблюдается мелкая зазубренность под углом 60° к краю — зачатки скелетного роста по одной из побочных осей. В случае большого наклона главных осей к направлению роста неровности достигают значительно большего размера. Поверхность льда на границе с водой становится гладкой только в результате обтаивания, а не во время замерзания.

В разобранном выше случае поверхность основания, с которого растут кристаллы, — плоская. Если поверхность неровная, с выпуклостями и впадинами больше ширины кристаллов первичного слоя, то вначале возникают пучкообразные и веера-

образные, радиально-лучистые образования, которые затем, вне пределов зоны непосредственного влияния формы поверхности, перейдут в параллельный агрегат.

Скорость процесса геометрического отбора, происходящего в случаях хаотической начальной ориентировки кристаллов, зависит от размера поперечных сечений кристаллов в момент начала взаимно-стесненного роста и от различия скоростей роста в разных направлениях. Естественно, что чем крупнее поперечное сечение неблагоприятно ориентированного кристалла, тем дольше будет длиться его выклинивание. Если за единицу расстояния принять средний поперечник кристаллов в начале сомкнутого роста, то скорость геометрического отбора будет зависеть от второго фактора. В случае равной скорости роста кристаллов во всех направлениях, отбора не будет — образуется параллельно-волокнистый агрегат с числом волокон, равным исходному числу кристаллов. Наиболее быстро отбор будет происходить при росте в одном кристаллографическом направлении в виде игл, хаотически ориентированных в первичном слое (Леммлейн, 1945).

Г. Г. Леммлейн на кристаллах тимола экспериментально установил характер кривой убывания количества кристаллов в агрегате, выращенном в тонком слое между двумя стеклами, как функции расстояния от начала роста. Вначале убывание шло настолько быстро, что на расстоянии двух поперечников количество кристаллов уменьшилось до 50% от первоначального, а на расстоянии 10 поперечников — до 20%. По мере выклинивания наименее благоприятно ориентированных кристаллов скорость отбора уменьшается и количество зерен все медленнее приближается к минимуму.

А. Н. Колмогоров (1949) дал математическую формулировку закона отбора. Убывание количества кристаллов n на единицу площади поперечного сечения по мере увеличения расстояния от начала сомкнутого роста x определяется уравнением

$$n = \frac{c\sqrt{N}}{x},$$

где N — число зародышей кристаллов в начале роста, c — константа, зависящая от величины анизотропии скоростей роста кристаллов.

Одновременно с уменьшением количества кристаллов во время роста агрегата происходит и упорядочение кристаллографической ориентировки. Степень упорядоченности структуры роста вначале быстро возрастает, а потом постепенно достигает характерной для данной структуры предельной величины, которая затем уже мало меняется. Если количество кристаллов и степень упорядоченности структуры роста определяются

только процессом геометрического отбора, то пределом развития агрегата будет монокристалл с осью наибольшей скорости роста в направлении роста (при $x = \infty$ и $n = 0$, что соответствует части кристалла с бесконечно большим поперечным сечением), а реально число кристаллов в агрегате будет определяться той частью общего их количества, которая сначала имела ориентировку, достаточно близкую к направлению роста.

Таким образом, в растущем агрегате кристаллов в результате геометрического отбора с направлением роста совпадают оси наибольшей скорости роста кристаллов. Как отмечалось выше, свободно растущие кристаллы льда при температурах выше —15, —20° С обладают наибольшей скоростью роста в базисной плоскости и особенно в направлениях побочных осей, что и обусловливает их пластинчатую форму. Вместе с тем твердо установлено, что в ледяном покрове вод и в других продуктах ортотропной кристаллизации льда кристаллы ориентированы в направлении роста главной осью (см. стр. 165). Возникает очевидное противоречие, которое в свое время пытался разрешить автор первой попытки создания теории геометрического отбора для льда А. Гамберг.

Главную роль в процессе отбора А. Гамберг приписывает меньшему поверхностному натяжению базисных плоскостей ледяных кристаллов, благодаря которому они более устойчивы (труднее растворимы). Вначале базисные плоскости растут медленнее и развиваются пластинчатые кристаллы, образующие неправильные сростки. Но после устранения переохлаждения выступающие вперед косо ориентированные тонкие пластинки из-за большего расстояния от источника холода отводят теплоту кристаллизации медленнее кристаллов, ориентированных базисной плоскостью параллельно поверхности замерзания. Вся дальнейшая кристаллизация сосредоточивается на кристаллах, отставших в росте во время первой стадии, а выступающие вперед пластинки обтаивают, так как их узкие края менее устойчивы, чем базисные плоскости.

Ошибочность этого рассуждения А. Гамберга очевидна. В самом деле, если выступающие вперед кристаллы при сомкнутом росте оказываются в менее благоприятном положении, чем отставшие, вследствие большего удаления от источника холода, то преимущество отставших в росте кристаллов может вести только к некоторому выравниванию фронта кристаллизации, так как если бы они выдвинулись вперед, то также оказались бы в менее благоприятном положении.

Следовательно, кристаллы, которые при прочих равных условиях в данном направлении растут быстрее, будут все же впереди других ровно настолько, чтобы преимущество их ориентировки компенсировалось менее благоприятным положением в

авангарде растущих кристаллов. Тем самым они будут побеждать в процессе геометрического отбора, получая возможность разрастаться в ширину. Меньшее поверхностное натяжение базисных плоскостей кристаллов создает преимущество большей устойчивости, но оно имеет значение только для сохранения кристаллов и зародышей от таяния, в то же время оно связано с меньшей, чем у других граней, скоростью роста. Значит, если бы не оказывали влияние другие факторы, то кристаллы, ориентированные базисной плоскостью параллельно поверхности замерзания (или главной осью в направлении роста), росли бы медленнее других и не сохранялись бы, в противоположность происходящему в действительности. Факт ориентировки кристаллов льда в агрегатах главной осью в направлении роста не может быть объяснен иначе, как б о л ь ш е й с к о р о с т ь ю р о с т а п о г л а в н о й о с и.

Таким образом, необходимо признать, что при переходе от свободного роста разобщенных кристаллов льда к взаимностесненному росту в агрегате происходит изменение направления наибольшей скорости роста ледяных кристаллов на 90° — от базисной плоскости к главной оси.

В чем же причина такого изменения?

Единственной причиной, повидимому, может служить несколько бо̀льшая теплопроводность льда по главной оси (см. стр. 39). Принимая такое объяснение, мы возвращаемся к точке зрения Трутона (см. стр. 159), но с тем отличием, что применяем фактор анизотропии теплопроводности не к стадии протокристаллизации, а к стадии сомкнутого роста агрегата кристаллов. Гипотеза Трутона вызвала со стороны ряда авторов возражение (Dobrowolski, 1923, стр. 351; Вейнберг, 1940, стр. 162, и др.), заключающееся в том, что анизотропия теплопроводности у льда, если и существует, то слишком слаба, чтобы изменить соотношение скоростей роста граней призмы и моноэдра, из которых первая намного превышает вторую. При этом, однако, упускается из виду, что это различие пропорционально величине переохлаждения и при малых переохлаждениях ничтожно мало (см. стр. 67), а одно из важнейших отличий рассматриваемой второй стадии льдообразования от первой заключается именно в малой величине переохлаждения воды (см. стр. 164).

Другое существенное отличие стадии ортотропной кристаллизации, на которое обратил внимание А. Гамберг, заключается в том, что отвод тепла при сомкнутом росте осуществляется через растущие кристаллы, а не в окружающий переохлажденный расплав, как при свободном росте, вследствие чего в более благоприятных условиях оказываются не выступающие вперед, а отстающие части поверхности, и скелетный рост становится невозможен. Все это вместе заставляет думать, что большая скорость

роста кристаллов льда в сомкнутом агрегате по направлению главной оси обусловлена большей теплопроводностью их в этом направлении.

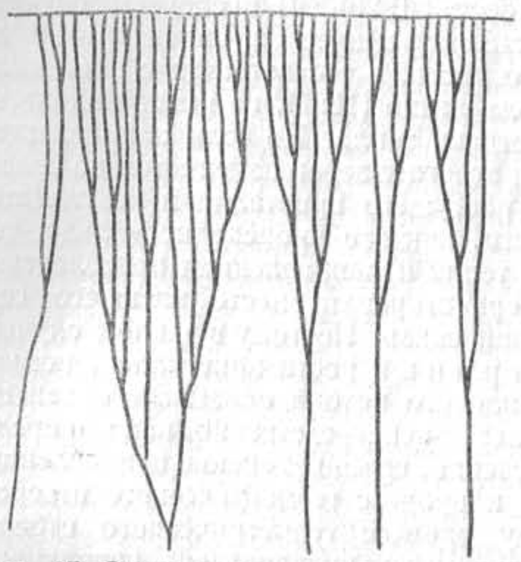
Изменение направления наибольшей скорости роста под влиянием различий в теплопроводности является особенностью льда, так как у большинства других минералов структурная тенденция в агрегате зерен подчинена анизотропии скоростей роста свободно растущих кристаллов, т. е. различие скоростей роста в разных кристаллографических направлениях у кристаллов, растущих сомкнутым фронтом, такое же, как и у свободно растущих кристаллов (Schmidegg, 1928). В последнем случае явление упорядочения кристаллографической ориентировки в процессе взаимно-стесненного роста, в соответствии с выводами А. В. Шубникова и Г. Г. Леммлейна (1927), не имеет никакого отношения к направлению отдачи тепла. Но если направление наибольшей скорости роста в агрегате зерен изменяется по сравнению с таковым свободно растущего кристалла в результате анизотропии теплопроводности, как это происходит у льда, то между направлением отвода тепла и направлением преобладающей кристаллографической ориентировки вместо внешнего совпадения возникает причинная связь. Поэтому в данном случае можно говорить о т е р м о т р о п и и роста кристаллов, помня только, что направление теплового потока оказывает ориентирующее действие на кристаллы не непосредственно, как это представлял себе Ф. Ринне, а косвенно, через изменение направления наибольшей скорости роста и процесс геометрического отбора.

В конжеляционном льду процесс геометрического отбора протекает по-разному, в зависимости от характера первичного слоя. Чем больше различия в углах отклонения главных осей кристаллов первичного слоя от направления нормали к поверхности замерзания, тем быстрее идет геометрический отбор.

В широко̀ распространенном случае замерзания спокойной водной поверхности, когда большинство кристаллов ориентировано главными осями горизонтально, а единичные кристаллы— вертикально, весь процесс отбора обычно заканчивается на расстоянии от поверхности в 50—100 средних поперечников кристаллов первичного слоя. На этом протяжении все кристаллы с горизонтальной осью выклиниваются, а остающиеся немногочисленные кристаллы с вертикальной осью соответственно увеличиваются в поперечнике (фиг. 35). Характерно, что в слое, где путем геометрического отбора происходит перестройка структуры от преобладающей горизонтальной к исключительно вертикальной ориентировке, никаких промежуточных косых ориентировок не появляется. Если изобразить стадии этого процесса в виде ряда стереограмм, то тип структуры, показанный на фиг. 31, будет превращаться в тип, приведенный на фиг. 32,

в результате постоянного уменьшения относительного количества горизонтальных осей и соответствующего увеличения количества вертикальных осей.

Геометрический отбор совсем не происходит в двух противоположных случаях ориентировки главных осей кристаллов первичного слоя: только нормально к поверхности замерзания или только параллельно ей. Последнее, повидимому, имело место в известном случае, когда при быстром замерзании озера св. Морица в Энгадине образовались вертикальные столбчатые кристаллы размерами 30 см в длину и 1 см и меньше в поперечнике, имевшие приблизительно горизонтальные оптические оси (Mc Connel a. Kidd, ,1888).



Фиг. 35. Схема структуры льда в зоне геометрического отбора.

Однако процесс геометрического отбора является не единственным фактором формирования структур роста, так как его упорядочивающее воздействие по самому своему механизму связано только с вынужденной кристаллизацией, т. е. с ростом уже существующих кристаллов.

Преобладание вынужденной кристаллизации вследствие отвода тепла через уже существующие кристаллы льда и связанная с этим малая величина переохлаждения воды были отмечены как вторая отличительная особенность описываемой стадии льдообразования. Но наряду с вынужденной кристаллизацией некоторую роль может играть и самопроизвольная кристаллизация (на инородных ядрах), — происходят не только рост прежде существовавших, но и возникновение новых кристаллов, которые вчленяются в растущий агрегат и нарушают его правильность.

Соотношение ролей вынужденной и самопроизвольной кристаллизации зависит от наличия эффективных ядер кристаллизации и от скорости охлаждения, т. е. от величины температурного градиента. Чем больше температурный градиент у фронта кристаллизации, тем большее переохлаждение он поддерживает в кристаллизующемся расплаве, тем быстрее идет вынужденная кристаллизация, но одновременно тем большую роль играют зарождение и рост новых кристаллов. Возможно, что, помимо

зарождения, при быстром росте происходит также выбрасывание зародышей растущими кристаллами, описанное А. В. Шубниковым (1935) на примере салола. Как бы то ни было, в условиях очень быстрого замерзания рост агрегата в значительной мере осуществляется за счет причленения новых, хаотически ориентированных кристаллов, каждый из которых затем начинает принимать участие во взаимно-стесненном ортотропном росте и в процессах геометрического отбора. Благодаря этому структура становится более мелкозернистой, в той или иной степени теряет параллельно-волокнистый характер и упорядоченную кристаллографическую ориентировку. Некоторую роль в этих изменениях играют также примеси, содержание которых во льду значительно возрастает при увеличении скорости кристаллизации.

Таким образом, в формировании структур роста проявляется борьба двух противоположных тенденций:

1) вынужденной ортотропной кристаллизации с геометрическим отбором и упорядочением структуры и

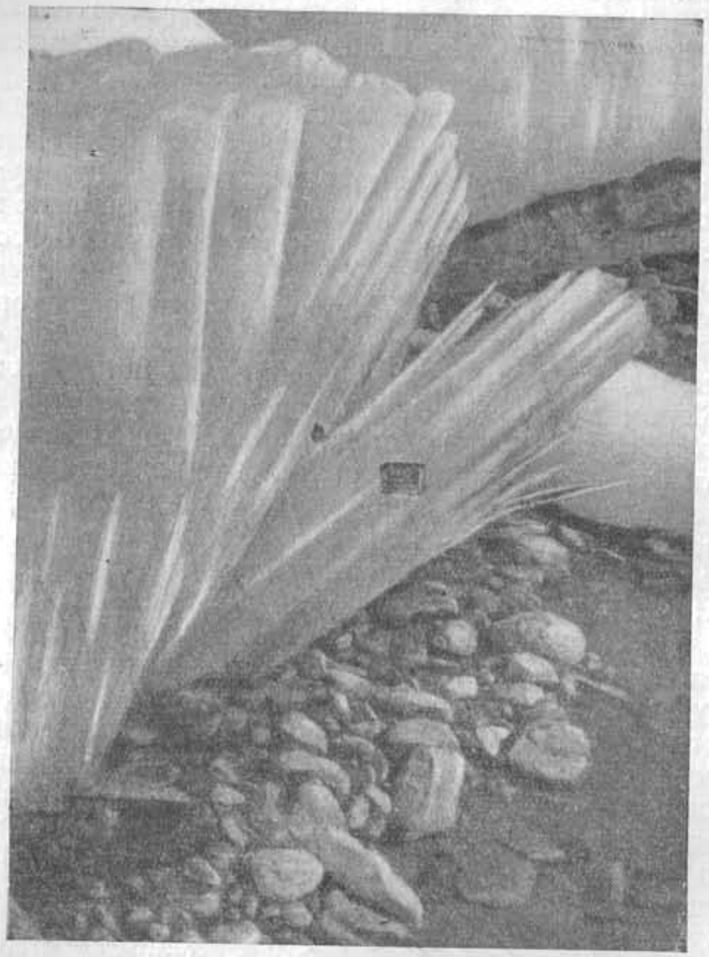
2) хаотической протокристаллизации, нарушающей правильность формы и кристаллографической ориентировки зерен. Медленное охлаждение и чистота расплава способствуют первой из них и, наоборот, быстрое замерзание и загрязненность примесями ведут к усилению второй тенденции.

Практически в естественных условиях роль протокристаллизации во вторую стадию льдообразования редко бывает настолько значительной, чтобы существенно изменять характер структуры роста. Процесс отдачи тепла всегда требует известного времени. Очень быстрое замерзание значительной массы может происходить только тогда, когда внезапно возникает большой температурный градиент (например, при излияниях воды на земную поверхность во время сильных морозов), особенно при кристаллизации переохлажденной воды, быстро освободившейся из-под давления.

В случае преобладания хаотической протокристаллизации при очень быстром замораживании, в сущности, в нескольких условиях происходит возврат к процессам первой стадии конжеляционного льдообразования.

В условиях очень медленного замерзания во вторую стадию конжеляционного льдообразования формируется совершенно прозрачный, лишенный автогенных включений параллельно-шестоватый агрегат. В зоне, прилегающей к первичному слою, где происходит перестройка структуры путем геометрического отбора, кристаллы частью суживаются и выклиниваются, частью расширяются в направлении роста, и кристаллографическая ориентировка их может не иметь закономерного отношения к внешней форме. Но после завершения геометрического отбора лед состоит

уже из крупных, очень длинных кристаллов, в которых геометрические и главные кристаллографические оси совпадают друг с другом и расположены параллельно в направлении роста (фиг. 36). Агрегат не сливается в монокристалл только



Фиг. 36. Призматически-зернистая структура конжеляционного льда.
(Фото В. П. Седова и П. Ф. Швецова)

вследствие различия в ориентировке побочных осей. В петрографии эта структура носит название призматически-зернистой, или панидиоморфно-зернистой. В реальных условиях полный идиоморфизм (эвгедральность), конечно, никогда не достигается, так как вследствие постоянных небольших колебаний условий соотношение скоростей роста

и направление граней соседних кристаллов не остаются неизменными, а поперечные сечения кристаллов редко приобретают правильную форму (см. фиг. 22, 37 и 38) [1].

При очень быстром замораживании в результате преобладания самопроизвольной кристаллизации возникает молочнобелый от мелких автогенных включений (воздуха и солей), очень тонкозернистый лед с почти изометричными ангедральными кристаллами и хаотической кристаллографической ориентировкой, что соответствует аллотриоморфно-зернистой структуре.

Между этими крайними типами существует ряд промежуточных гипидиоморфно-зернистых структур роста с кристаллами столбчатого типа, формирующихся с бо́льшим или меньшим участием как вынужденной ортотропной кристаллизации, так и хаотической, самопроизвольной. К числу гипидиоморфно-зернистых структур можно отнести и структуру зоны геометрического отбора.

Кристаллизационная дифференциация. До сих пор мы рассматривали формирование структур роста конжеляционного льда из совершенно чистой воды. Однако природная вода всегда содержит растворенные вещества и часто — механические примеси, которые могут войти в состав ледяной породы только в виде инородных включений. Благодаря этому замерзание воды сопровождается сложным процессом кристаллизационной дифференциации, в известной степени сходным с кристаллизационной дифференциацией магмы. Результатом этого процесса является формирование текстуры и связанных с нею особенностей структуры конжеляционного льда.

Автогенные включения газов и солей выделяются во время кристаллизации на границе новообразующегося льда с незамерзшей водой и с момента выделения в отношении механизма взаимодействия с растущими кристаллами не отличаются от ксеногенных включений того же состава.

Механизм взаимодействия растущих кристаллов со стоящими на их пути телами определяется поверхностными явлениями на границе раздела трех фаз: льда, воды и тела [2].

Еще в середине прошлого века было установлено существование так называемой силы кристаллизации, которая

---

[1] В поперечном разрезе появление и выклинивание части кристаллов еще не означают их действительного зарождения и вытеснения во время роста, а часто являются результатом изменения наклона границ кристаллов в перпендикулярном к плоскости разреза направлении.

[2] Г. Квинке (Quincke, 1905) придает большое значение также поверхностному натяжению на границе между концентрированным солевым раствором и чистой водой или раствором меньшей концентрации.

проявляется в давлении, оказываемом растущими кристаллами в направлении их роста, и в способности их к самоочищению. Последняя заключается в том, что возникающая кристаллическая решетка как бы стремится вытолкнуть из себя инородные примеси (конечно, за исключением тех, которые служат центрами кристаллизации). Как выяснил К. Корренс (Correns, 1926, стр. 81), в тех случаях, когда действительное или кажущееся давление растущих кристаллов не сводится к увеличению объема при изменении агрегатного состояния или к росту кристаллов за счет своего окружения, сущность «силы кристаллизации» заключается в действии поверхностного натяжения на границе различных фаз.

Для роста кристалла необходим доступ питания к его поверхности, т. е. соприкосновение последней с водой. Инородный предмет, соприкасающийся с кристаллом, служит препятствием для доступа питания, прекращает рост в данном участке его поверхности и в результате роста окружающих свободных участков через некоторое время окажется вросшим внутрь кристалла. Однако, как показал К. Корренс, действие сил поверхностного натяжения может изменить ход процесса.

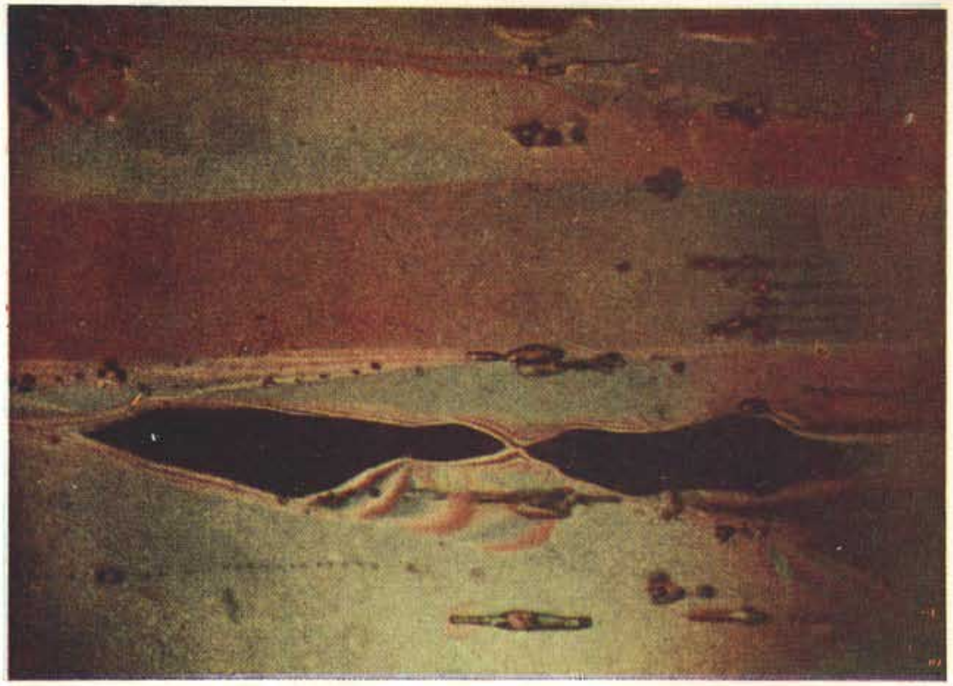
Допустим, что сумма сил поверхностного натяжения между растущим кристаллом и жидкостью ($\sigma_{1,2}$), с одной стороны, и инородным телом и жидкостью ($\sigma_{2,3}$), с другой, меньше силы поверхностного натяжения между кристаллом и телом ($\sigma_{1,3}$), т. е.

$$\sigma_{1,3} > \sigma_{1,2} + \sigma_{2,3}.$$

При таком условии силы поверхностного натяжения будут стремиться поддерживать между кристаллом и телом пленку жидкости. Чтобы прервать эту пленку, нужно затратить работу, равную произведению величины поверхности раздела на разность поверхностных натяжений $\sigma_{1,3} - (\sigma_{1,2} + \sigma_{2,3})$.

Если давление между кристаллом и телом меньше разности поверхностных натяжений, а жидкая пленка в состоянии в достаточном количестве доставлять питание прилегающему к включению участку поверхности кристалла, то скорость его роста не будет отставать от скорости роста окружающей свободной поверхности, и включение будет выталкиваться растущим кристаллом. Для того чтобы включение вросло в кристалл, нужно, чтобы жидкая пленка между ними или совсем прервалась, или стала доставлять меньше питания для роста, чем получает его окружающая поверхность кристалла. Причиной этого может явиться слишком большое давление (т. е. сопротивление тела) или чересчур быстрый рост кристалла.

К. Корренс исследовал только подъем грузов кристаллами, питающимися из раствора, когда кристаллизация растворенного



Фиг. 37. Призматически-зернистая структура конжеляционного льда (разрез в направлении роста) × 6.
(Фото Б. А. Савельева)

Фиг. 38. Призматически-зернистая структура конжеляционного льда (разрез в направлении роста) × 6.
(Фото Б. А. Савельева)

вещества не прерывает цельности жидкой пленки. В случае кристаллизации расплава условия несколько иные, так как жидкая пленка служит уже не путем для диффузии питающего кристалл растворенного вещества, а непосредственным источником питания кристалла. Как известно, внешние, менее прочно удерживаемые слои связанной воды, способные передавать ориентированные давления, подвижны. Движение в пленках связанной воды направлено в сторону меньшей толщины пленки и стремится восстановить одинаковую толщину на всем ее протяжении. Кристаллизация, как и испарение, отнимает от пленки часть вещества, которое находится под давлением, не препятствующим замерзанию при данной температуре, а силы поверхностного натяжения стремятся восстановить прежнюю толщину пленки посредством притока жидкости (Beskow, 1935).

В опытах с растворами кристалл часто нарастает снизу лишь узкими полосами по краям грани, соприкасающейся с дном сосуда, так как дальше диффузия не успевает доставлять питание. Точно так же в случае слишком быстрого замерзания или чрезмерно большого размера тела пленка воды не успевает подводить достаточное количество вещества кристаллу (Taber, 1930; Beskow, 1935). Естественно, что чем больше размер инородного тела, тем бóльшую поверхность кристалла должно обеспечивать подводом питания с боков одно и то же поперечное сечение пленки и тем меньшей скорости замерзания достаточно для врастания тела в кристалл. Мелкие тела легче выталкиваются и перемещаются растущим кристаллом, чем крупные, которые при равных скорости кристаллизации, величине давления и силах поверхностного натяжения будут врастать внутрь кристаллов.

Таким образом, судьба инородного тела, оказавшегося на пути роста кристаллов, зависит от соотношения следующих факторов:

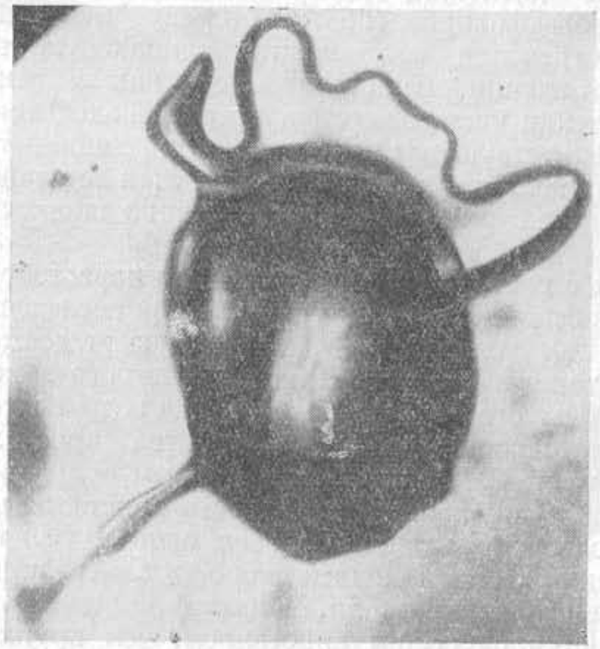
1) величины сил поверхностного натяжения между телом, жидкостью и кристаллом [1];
2) величины сопротивления тела перемещению;
3) скорости кристаллизации;
4) размера тела.

Соотношение сил поверхностного натяжения со льдом и водой у большинства распространенных примесей таково, что возможны как захват, так и выталкивание их льдом, в зависимости от скорости замерзания. При очень медленном замерзании

[1] Сюда же входят и другие молекулярные физико-химические взаимодействия между ними (ориентационный, поляризационный и дисперсионный эффекты), совокупное влияние которых и имеет значение в данном случае.

все примеси, кроме твердых частиц размера песчинок и больше, выталкиваются льдом, тогда как каждое ускорение замерзания ведет к появлению во льду включений.

Из автогенных примесей наибольший интерес представляет формирование включений воздуха. Соли из пресной воды во вторую стадию конжеляционного льдообразования захваты-



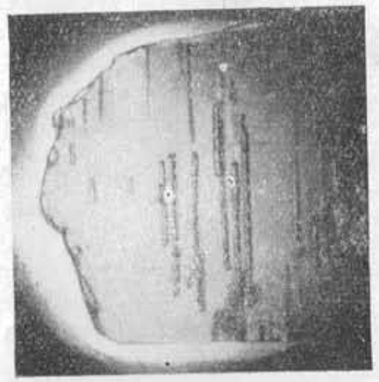
Фиг. 39. Протаивание льда вокруг воздушного пузырька вследствие наличия солей. × 52.
(Фото Б. И. Втюрина)

ваются в лед в небольшом количестве преимущественно на границах между кристаллами и вокруг воздушных пузырьков; об их присутствии можно судить по протаиванию льда (фиг. 39).

В отношении макрораспределения автогенных примесей существует общее правило, согласно которому количество обоих видов автогенных примесей в разных частях породы испытывает в общем параллельные изменения, т. е. там, где много воздуха, содержится и много солей, и наоборот. Некоторое второстепенное различие создается только в результате гравитационной дифференциации выталкиваемого в воду воздуха вверх, а солей — вниз.

Во время замерзания у фронта кристаллизации непрерывно выделяется множество мельчайших пузырьков воздуха. Если промерзание идет снизу, они большей частью немедленно всплы-

вают вверх. При боковом промерзании они частично сливаются в более крупные пузырьки и лишь затем могут отрываться от поверхности льда гидростатическим давлением или токами воды. У границы верхнего слоя льда весь всплывающий и выталкиваемый вниз воздух собирается в более крупные пузырьки, прижимающиеся ко льду гидростатическим давлением и отрываемые от него только токами воды. Не слишком быстрое течение воды, которое не препятствует замерзанию, способствует формированию чистого льда, без включений, так что речной лед при одинаковых условиях замерзания бывает чище озерного (Bentley, 1907). В случае очень медленного замерзания пузырек воздуха может долго держаться на поверхности льда, не врастая в него. При ускорении кристаллизации пузырьки одновременно начинают врастать в лед, часто образуя целый слой включений. Сферическую форму они сохраняют только при небольших размерах (максимум до 1—2 мм). Если воздух продолжает поступать, то пузырек растет в длину, приобретая цилиндрическую, трубчатую или даже нитевидную форму (фиг. 40). Для пузырьков этого типа характерно удлинение в направлении роста, так что они являются даже более точными и надежными показателями направления потока тепла, чем форма или кристаллографическая ориентировка зерен льда. Другой характерной особенностью воздушных включений такого происхождения является распространение их внутри кристаллов льда и между кристаллами независимо от положения границ кристаллов.



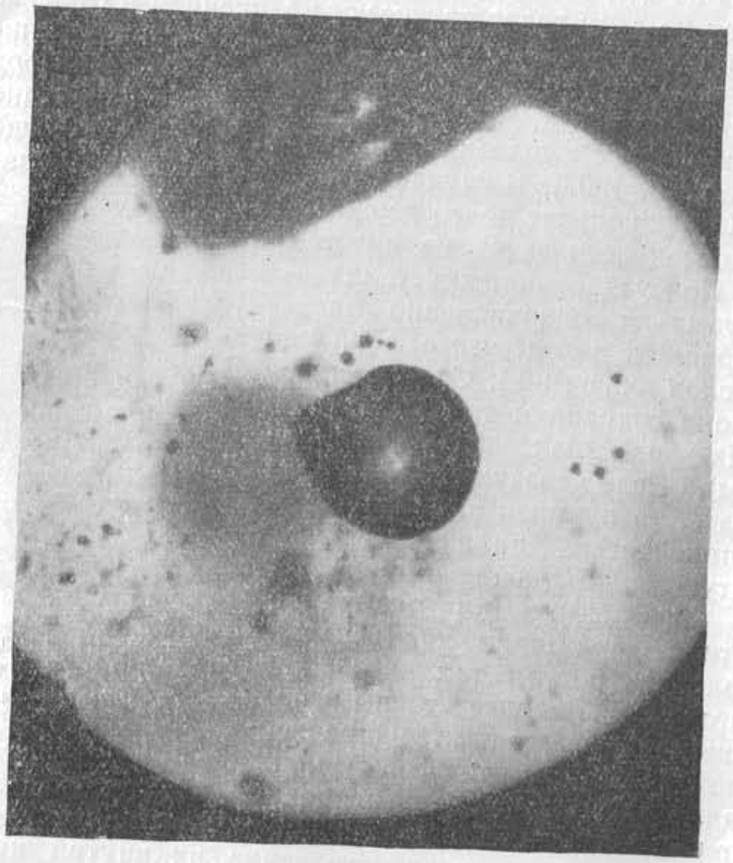
Фиг. 40. Цилиндрические пузырьки воздуха в конжеляционном льду.

Часто вместо одного цилиндрического пузырька вследствие перерывов в выделении воздуха образуется цепочка мелких сферических или коротких трубчатых пузырьков, также вытянутая в направлении роста. Другую разновидность представляют грушевидные пузырьки и подобные им формы, обращенные в направлении роста чаще широким концом, но иногда и узким, в зависимости от того, увеличивалось или уменьшалось количество поступающего воздуха во время формирования пузырьков (фиг. 41).

Описанный тип воздушнх включений — тип ориентированного прорастания, подобного пегматитовому, является столь же характерным признаком вынужденной

ортотропной кристаллизации конжеляционного льда, как и призматически-зернистая структура.

Кроме того, конжеляционный лед содержит более мелкие сферические включения воздуха, беспорядочно рассеянные

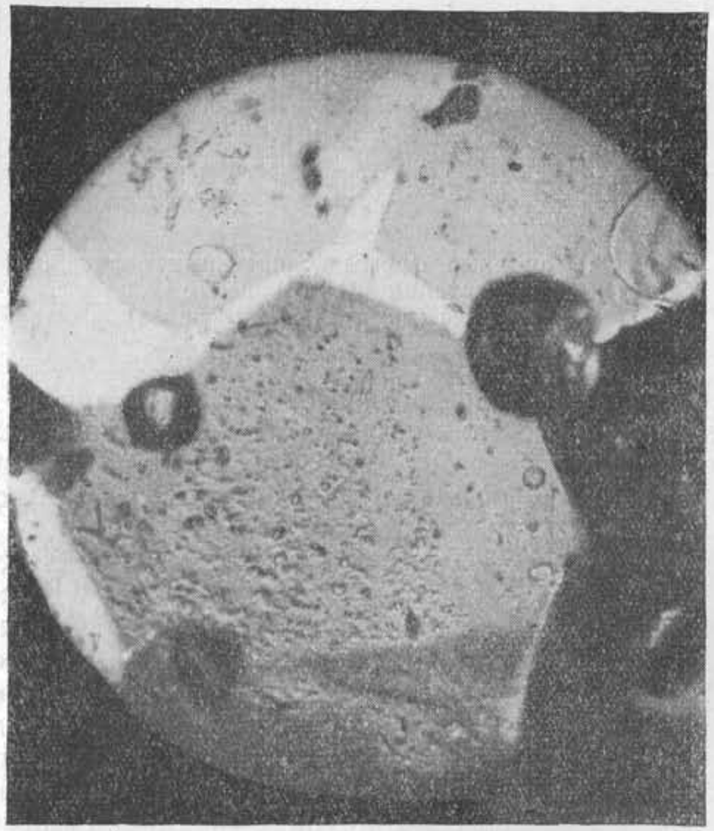


Фиг. 41. Грушевидный пузырек воздуха в конжеляционном льду. ×10.

(Фото Б. И. Втюрина)

внутри кристаллов льда, которые также принадлежат к типу прорастания, но уже неправильного, подобного пойкилитовому.

В процессе вынужденной кристаллизации бóльшая часть воздуха выталкивается изо льда. При участии в льдообразовании протокристаллизации выталкиваемый из кристаллов воздух частично оказывается зажатым вновь возникающими, причленяющимися к агрегату кристаллами. Воздушные пузырьки такого происхождения имеют овальную, сферическую или удлиненную, изогнутую форму, а в случае преобладания протокристаллизации образуют извилистые, ветвящиеся системы на границах между кристаллами, особенно в углах на стыке трех кристаллов, и расположены без



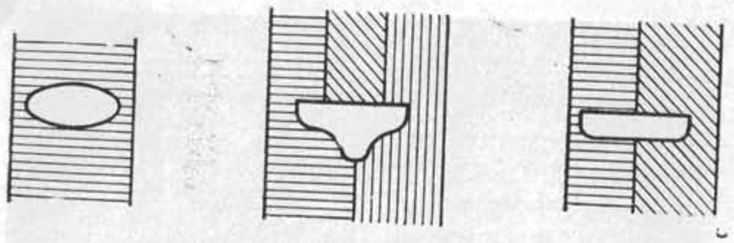
Фиг. 42. Интерсертальные воздушные включения (темные) в конжеляционном льду. ×3.

(Фото Б. И. Втюрина)

какого-либо отношения к общему направлению замерзания (фиг. 42). Это третий тип воздушных включений — интерсертальный, генетически связанный с самопроизвольной кристаллизацией и аллотриоморфно-зернистой или гипидиоморфно-зернистой структурой. Этот тип характерен и для первичного слоя льда, возникающего при значительном переохлаждении, особенно в движущейся воде.

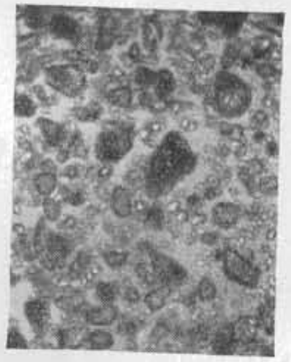
Следует отметить, что само наличие автогенных примесей, создающих помехи росту кристаллов, способствует протокристаллизации. Опыты по выращиванию крупных

кристаллов льда (Adams a. Lewis, 1934) показали, что «паразитические» новые кристаллы имеют тенденцию возникать против мест соприкосновения выращиваемого «семенного» кристалла с воздушными включениями.



Фиг. 43. Типичные формы ксеногенных воздушных включений прорастания и соотношение их со структурой льда (вертикальный разрез).

Перечисленными типами исчерпываются собственно автогенные воздушные включения стадии ортотропной кристаллизации. Для всех них, повидимому, имеет силу прямая зависимость размера от содержания газов в воде и от скорости замерзания.



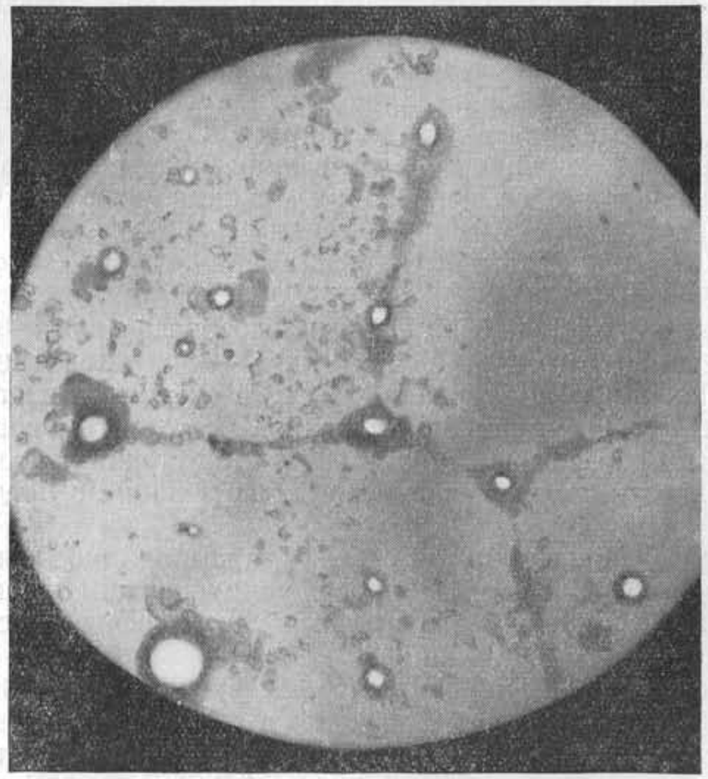
Фиг. 44. Минеральные частицы в кристалле льда. ×100.
(Фото Б. И. Втюрина)

В условиях медленной кристаллизации, когда весь (или почти весь) воздух выталкивается изо льда, скопившийся под верхним ледяным слоем воздух образует крупные пузырьки, сплющенные силой всплывания в эллипсоидальные или дискообразные формы. При всестороннем промерзании или выделении газов со дна водоема крупные пузырьки могут возникать и в условиях быстрого замерзания поверхности воды. После достижения известного размера пузырьки начинают врастать в лед даже при очень медленной кристаллизации. Воздух включений этого типа может иметь ксеногенное происхождение, а если является автогенным, то собирается не только из непосредственного окружения, но и из сравнительно отдаленных участков породы; в этом смысле такие включения прорастания можно называть ксеногенными.

Для типа ксеногенных воздушных включений прорастания характерны крупные размеры, эллипсоидальная или плоская сверху форма со строго горизонтальной ориентировкой и независимость от структуры льда (фиг. 43). Если пузырек преграждает путь роста только отдельным частям

кристалла, то он врастает в лед, совсем не нарушая структуры; если же он перекрывает всю поверхность кристалла, то последний прекращает свой рост, уступая место соседним кристаллам.

Количество автогенного воздуха, попадающего в лед во вторую стадию конжеляционного льдообразования при вынужденной кристаллизации, как правило, колеблется в пределах от



Фиг. 45. Интерсертальное расположение минеральных и воздушных включений, вытолкнутых во время кристаллизации на границы зерен. ×10.
(Фото Б. И. Втюрина)

нуля до $13^0/_{00}$ общего объема породы, что при отсутствии других примесей соответствует объемному весу льда от 0,9168 до 0,905 г/см³. При быстрой самопроизвольной кристаллизации количество воздуха во льду может несколько повышаться, но не свыше $26^0/_{00}$ общего объема (объемный вес льда 0,8936 г/см³). Более высокое содержание воздуха говорит о частично ксеногенном его происхождении. Давление, под которым воздух находится во льду, обычно немного превышает атмосферное — на величину веса вышележащей воды или льда.

Нерастворимые твердые примеси в условиях быстрого замерзания врастают внутрь кристаллов льда, образуя пойкилитовую структуру (фиг. 44), а частично остаются между кристаллами вследствие самопроизвольной кристаллизации. В условиях достаточно медленной кристаллизации мелкие частицы выталкиваются льдом; если при этом вследствие роста из нескольких центров возникают аллотриоморфные зерна, то минеральные частицы располагаются по границам кристаллов, создавая подобие интерсертальной структуры (фиг. 45).

Благодаря зависимости количества остающихся во льду включений от скорости кристаллизации, изменение интенсивности теплоотдачи ведет к возникновению слоистой текстуры льда. Каждое ускорение кристаллизации имеет результатом формирование слоя, обогащенного пузырьками воздуха и другими включениями.

ЗАМЕРЗАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯДРА

Третья стадия конжеляционного льдообразования — кристаллизация замкнутого центрального ядра — происходит по тем же общим законам формирования структур и текстур роста, что и предшествующая стадия, но условия и результаты процесса существенным образом изменяются. Для этой стадии льдообразования характерны следующие основные отличия от предыдущих стадий:

1) образование замкнутой системы, в которой внутреннее промерзающее водное ядро изолировано окружающим льдом и, как следствие, возникновение в ней высокого и все возрастающего гидростатического давления;

2) прогрессирующее повышение содержания автогенных примесей;

3) всесторонний отток тепла из центральной части ядра.

По самому характеру этих отличий видно, что между второй и третьей стадиями льдообразования не существует резкой границы.

Превращение воды в лед сопровождается увеличением объема на 9,08%. В жесткой замкнутой системе замерзание тормозится повышением давления, снижающим температуру замерзания, однако в случае сильного охлаждения давление может достигать столь больших величин (до 2500 ат при температуре ниже —22°), что способно преодолеть любое сопротивление. Промерзание замкнутой системы, как правило, приводит к вучению — изгибу — ледяной кровли, а затем к разрывам, образованию трещин во льду и излияниям избытка переохлажденной воды на поверхность. Эти явления могут многократно повторяться, что приводит к формированию весьма сложных и разнообразных структур в ледяном массиве.

Воздух, включенный во льду центрального ядра замкнутой системы, может находиться под давлением порядка многих атмосфер, так что таяние льда сопровождается множеством миниатюрных взрывов с треском и разбрызгиванием талой воды. Вместе с тем какие-либо деформации и оптические аномалии в основной массе льда отсутствуют, так как давление было гидростатическим, всесторонним.

Наиболее замечательными чертами строения льда, формирующегося в третью стадию конжеляционного льдообразования, являются обилие автогенных включений и особый характер их распределения. Лед центрального ядра обычно совершенно мутен из-за наличия воздуха и солей, которые пронизывают каждый кристалл, внедряясь через правильные промежутки по базисным плоскостям в виде тонких линзочек и прослоек. Расстояние между соседними прослойками включений в кристалле тем меньше, чем больше была концентрация примесей в остаточном маточном растворе; нередко это расстояние достигает 35—45 μ при толщине включений 8—15 μ.

Такая ориентировка включений представляет собой одно из проявлений анизотропии кристаллической решетки льда, в которой базисные плоскости обладают наиболее слабым сцеплением друг с другом. Вместе с тем расположение включений через определенные промежутки является, повидимому, наподобие колец Лизеганга, примером ритмической текстуры, возникающей вследствие периодичности в процессе кристаллизации даже при непрерывном охлаждении. Еще М. Фарадей (1858) указывал, что процесс замерзания должен представлять собой ряд пульсаций, в которых замерзание тонких слоев перемежается с остановками для отвода выделившегося тепла. Эти представления как нельзя лучше согласуются с появлением ритмической текстуры роста.

Избыток воздуха, не вмещающийся даже во льду с ритмической текстурой, собирается в верхней части всесторонне промерзающего объема воды, сливаясь в одну полость, по мере кристаллизации сначала возрастающую в объеме. Впоследствии прирост объема замедляется вследствие огромного увеличения давления. Обычно промерзание кончается взрывом с разрушением кровли или только возникновением трещин, по которым воздух и избыток воды вырываются наружу. Округлый верхний свод полости, занятой прежде сжатым воздухом, часто остается после устранения избытка давления. Образование воздушных полостей при всестороннем промерзании воды было впервые описано И. Я. Барановым (1938).

Благодаря подразделению каждого монокристалла включениями на субиндивиды — пластинки, замерзавшее последним центральное ядро ледяного массива обычно приобретает видимое

невооруженным глазом концентрически-скорлуповатое строение. При этом главные оси кристаллов сходятся по радиусу к центру, следуя направлению потока тепла. Это общее схождение осей нарушает правильность структуры роста, кристаллы как бы теснят друг друга, и ориентировка оптических осей части кристаллов может отличаться от радиальной до нескольких десятков градусов. Вследствие обилия включений и ускоренной кристаллизации, являющейся результатом всестороннего центробежного оттока тепла, центральное ядро обычно сложено мелкозернистым льдом. Кристаллы чаще всего приобретают пирамидальную форму. В других случаях из-за быстрой кристаллизации образуется аллотриоморфно-зернистая структура с беспорядочной кристаллографической ориентировкой.

Глава V

РАЗНОВИДНОСТИ И ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ КОНЖЕЛЯЦИОННЫХ ЛЬДОВ

Условия формирования конжеляционных льдов в природе чрезвычайно разнообразны. Петрографически конжеляционные льды еще настолько мало изучены, что в настоящее время не представляется возможным дать всеобъемлющую и детальную их классификацию. О необходимости выделения некоторых генетически самостоятельных видов конжеляционного льда пока можно судить только на основании условий их формирования, тогда как особенности их состава и структуры для такого выделения исследованы еще недостаточно. При этом подразумевается, что формы залегания ледяных пород сами по себе не могут служить основанием для петрографической классификации, несмотря на связь их с составом и строением ледяных тел.

Самым общим, повидимому, является деление конжеляционных льдов на три группы в зависимости от характера процессов льдообразования, обусловленного особенностями поступления исходного материала.

Выше были рассмотрены простейшие случаи, когда замерзает наличная в данном объеме масса воды, неподвижной или движущейся. Условия могут осложняться прерывным поступлением замерзающей воды, ведущим к формированию льдов с неправильнослоистой текстурой.

В отличие от обыкновенных конжеляционных льдов, вторую группу можно назвать повторно-конжеляционными льдами.

Наконец, формирование ледяного тела может происходить за счет воды, содержащейся в порах рыхлых горных пород в результате своеобразного, наложенного на первичную осадочную породу, процесса кристаллизационной дифференциации. Эту группу льдов, — пока нет лучшего термина, — мы будем называть разделительно-конжеляционными льдами.

ОБЫКНОВЕННЫЕ КОНЖЕЛЯЦИОННЫЕ ЛЬДЫ

Процессы формирования обыкновенных конжеляционных льдов, в зависимости от условий, могут проходить через все описанные стадии или же останавливаются на одной из них. Петрографически их можно разделить на четыре основных вида, между которыми наблюдаются постепенные переходы:

1) первично-конжеляционный лед с аллотриоморфно- и гипидиоморфно-зернистой структурой с преобладанием пластинчатых кристаллов; такого вида лед образуется в результате протокристаллизации переохлажденной воды, чаще всего быстро движущейся, или при замерзании снежуры;

2) селективно-конжеляционный лед с гипидиоморфно-зернистой структурой и преобладанием столбчатых кристаллов, образующийся в результате вынужденной ортотропной кристаллизации или при некотором участии протокристаллизации, сопровождающемся геометрическим отбором.

3) ортотропно-конжеляционный лед с призматически-зернистой структурой, образующийся в результате вынужденной ортотропной кристаллизации;

4) ритмически-конжеляционный лед с радиально-лучистой или аллотриоморфно-зернистой структурой и концентрически-скорлуповатой ритмической текстурой, образующийся при всестороннем промерзании воды в замкнутом объеме.

Два первых из этих видов льда характерны преимущественно для начальных стадий льдообразования, но при медленном замерзании спокойной водной поверхности может сразу возникать ортотропно-конжеляционный призматически-зернистый лед с ориентировкой главных осей перпендикулярно к поверхности замерзания. Полное промерзание замкнутого объема заканчивается формированием ритмически-конжеляционного льда, однако при боковом промерзании воды в трещинах процесс может не заходить дальше образования ортотропно-конжеляционного или селективно-конжеляционного льда, а в узких трещинах с очень холодными стенками — даже первично-конжеляционного.

Различные виды обыкновенных конжеляционных льдов слагают ледяные покровы вод, неправильные скопления в руслах быстро текущих потоков, ледяные жилы и неправильные тела в ледниках и горных породах с отрицательной температурой. Наиболее широко распространены в нижней пограничной зоне криосферы сезонные ледяные образования на поверхности воды

или в руслах потоков. Правда, в их состав часто входит также лед осадочного происхождения, но он играет второстепенную роль и легко отличим от конжеляционного.

Ледяные покровы вод имеют совершенно различное строение, в зависимости от интенсивности движения воды.

Ледяные покровы спокойных вод. Чисто конжеляционное происхождение имеют, собственно, только ледяные покровы спокойных вод — небольших озер и других водоемов, медленно текущих рек. Ко времени наибольшего развития они обычно состоят из нескольких слоев различных структуры и текстуры. Не считая снежного покрова или продуктов его преобразования, верхний слой селективно-конжеляционного льда (в среднем толщиной 15—20 см) представляет слой перестройки структуры путем геометрического отбора от преобладающей поясной ориентировки оптических осей в горизонтальной плоскости к однообразной вертикальной ориентировке. Кристаллы — относительно мелкие или средние, вертикально-столбчатые, выклинивающиеся или расширяющиеся книзу. Ниже ортотропно-конжеляционный лед имеет вертикально-ориентированную призматически-зернистую структуру. В прибрежных участках, реже во всем покрове, верхний слой селективно-конжеляционного льда отсутствует, и все вертикальные призматические кристаллы проходят сквозь покров сверху донизу. Структура льда непосредственно с текстурой не связана.

Текстура — слоистая. Слоистость создается различным содержанием автогенных воздушных включений прорастания. Обогащенные воздухом слои различной мощности, указывающие на ускорение кристаллизации, расположены преимущественно в верхней половине разреза, несколько ниже поверхности льда. Нижняя половина разреза, кристаллизовавшаяся в условиях малых и незначительно изменяющихся температурных градиентов, сложена чистым льдом с отдельными беспорядочно рассеянными ксеногенными воздушными включениями прорастания.

Ледяные покровы движущихся вод. Ледяные покровы текучих или волнуемых ветром вод (крупных рек и озер, как и моря), как правило, представляют собою сложные конжеляционно-метаморфические образования. Процессы конжеляционного льдообразования в первые же стадии их формирования осложняются динамометаморфическими процессами — разломами, дроблением и торошением льда с последующей цементацией обломков новыми генерациями конжеляционного льда. Часть льда новых генераций, заполняющая трещины ледяного покрова, должна быть отнесена к описываемым ниже жильным льдам. Лед первичного слоя различной мощности имеет аллотриоморфно-зернистую структуру с беспорядочной

кристаллографической ориентировкой и обилием интерсертальных и иных включений; дальше следуют слои селективно-конжеляционного и ортотропно-конжеляционного льда. Все эти разновидности льда, в особенности две первые, служат исходным материалом для формирования тектонической брекчии и частично — конгломерата с обломками размером от миллиметров до многих метров, сцементированных конжеляционным льдом последующих генераций. Под толщей ледяной брекчии, образовавшей достаточно прочный покров, может присутствовать обычный ортотропно-конжеляционный лед с переходным слоем вверху, но нередко ледяной тектонит нагромождается настолько мощными скоплениями, что льдообразования под ними уже больше не происходит, а, наоборот, нижняя поверхность покрова подвергается обтаиванию и нивелированию.

Строение таких покровов изучено еще очень мало. К ним относятся описания М. П. Головкова (1936), не расшифрованные генетически.

Лед потоков. Особую форму залегания конжеляционных льдов представляет лед потоков, образующий неправильные скопления в руслах горных речек, по обе стороны от стрежня, в тех случаях, когда бурное течение препятствует формированию ледяного покрова на поверхности воды. По структуре вся масса соответствует первично-конжеляционному льду — аллотриоморфно-зернистая с хаотической кристаллографической ориентировкой и мутная от включений.

Формируется лед потоков на берегах и на дне прибрежных мелких частей русла, на крупных валунах и т. п. за счет намерзания шуги, донного льда, обломков льдин и брызг воды. Скопления льда неправильной формы образуют то прибрежные банки, местами выступающие и создающие извилины русла, то «мосты» через поток, то сравнительно тонкие слои и линзы на отмелях.

Между описанными формами ледяных образований водных бассейнов и водотоков имеются постепенные переходы.

Жильные льды, или льды несогласных инъекций, для своего формирования требуют наличия трех условий: 1) доступных для воды трещин в водонепроницаемых или водонасыщенных горных породах, 2) воды для их заполнения и 3) холода для льдообразования. Наиболее благоприятное сочетание этих условий встречается в «холодных» ледниках областей континентального климата, где открытые трещины возникают в процессе движения, летом имеется изобилие талой воды, а толща льда содержит большие запасы холода зимнего промерзания. Трещиноватые ледники получают «внутреннее питание», вырастая в длину за счет жил—заполненных льдом трещин; количество жильного льда в них местами достигает 10% от общей

массы. Встречаются жилы мощностью до 1—2 м, 20 м по падению и в десятки метров по простиранию.

Другой причиной образования трещин в ледниках являются температурные колебания. Вызываемая промерзанием поверхностного слоя трещиноватость имеет существенное значение в малоподвижных ледниковых куполах ниже фирновой зоны. Ледяные жилы, возникающие в морозных трещинах, препятствуют льду вернуться в прежнее состояние при прогревании и, действуя в качестве клиньев, способствуют движению — растеканию поверхностного слоя льда. Таким образом, к холодным ледникам до известной степени применима дилатационная гипотеза движения И. Шейхцера (1707 г.) и Ж. Шарпантье (1835 г.). Лед ледяных куполов содержит громадное количество узких жил — клиньев, погружающихся вглубь куполов в процессе их движения вместе с массой льда осадочного происхождения. В «теплых» ледниках [1] областей морского климата жильные льды не достигают большого развития из-за недостатка холода.

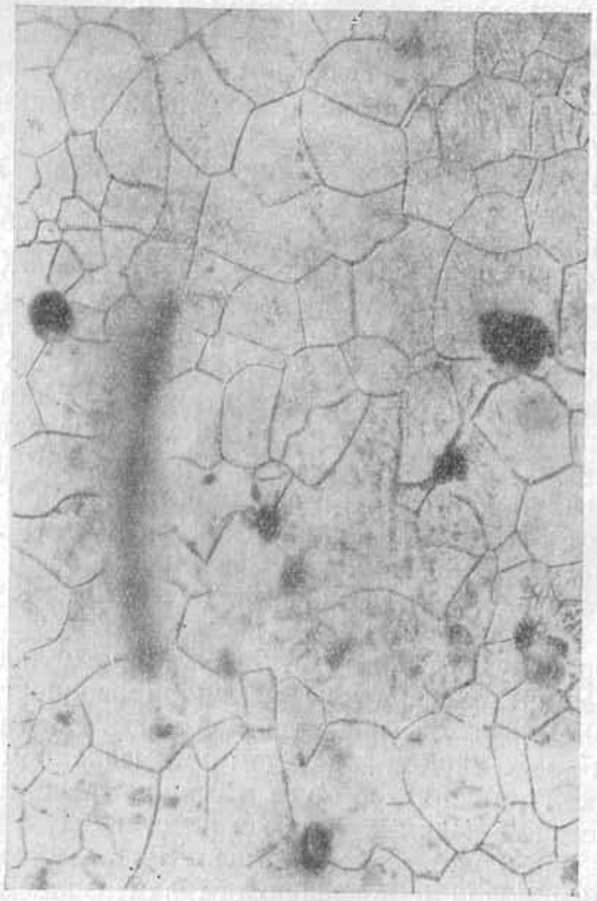
В коренных горных породах с отрицательными температурами жильный лед имеет тот же характер, что и в ледниках. В отличие от этих обыкновенных жильных льдов, существуют ледяные жилы в мелкозернистых мерзлых наносах, относящиеся к типу повторно-конжеляционных льдов, которые будут описаны ниже.

Характер структуры и текстуры жильного льда зависит от ширины трещин, температуры и теплопроводности ее стенок, а также от температуры поступающей воды. Заполнение открытых трещин конжеляционным льдом при медленном поступлении воды и низкой температуре воды и стенок трещины происходит путем нарастания ледяных натеков на стенках, а при большом количестве воды и высокой температуре — путем заливания всей трещины водой с последующим замерзанием. Во многих случаях сочетаются оба пути заполнения. Здесь мы коснемся только жил, образовавшихся вторым способом.

В узких трещинах во льду благодаря конформной вынужденной кристаллизации жильный лед по структуре может не отличаться от структуры вмещающего льда, так что отличие будет заключаться только в количестве и характере включений (фиг. 46). В более широких трещинах возникает и структурное различие, проявляющееся в некотором удлинении — зачаточной ортотропии кристаллов (фиг. 47). При еще большей ширине трещин развивается призматически-зернистая структура с нормальной к плоскости стенок ориентировкой. В середине жилы

[1] Под «теплыми» ледниками подразумеваются ледники, во всей массе имеющие температуру таяния, за исключением промерзающего зимой поверхностного слоя.

кристаллы, росшие навстречу друг другу, встречаются, образуя осевую плоскость жилы, в поперечном разрезе представляю-

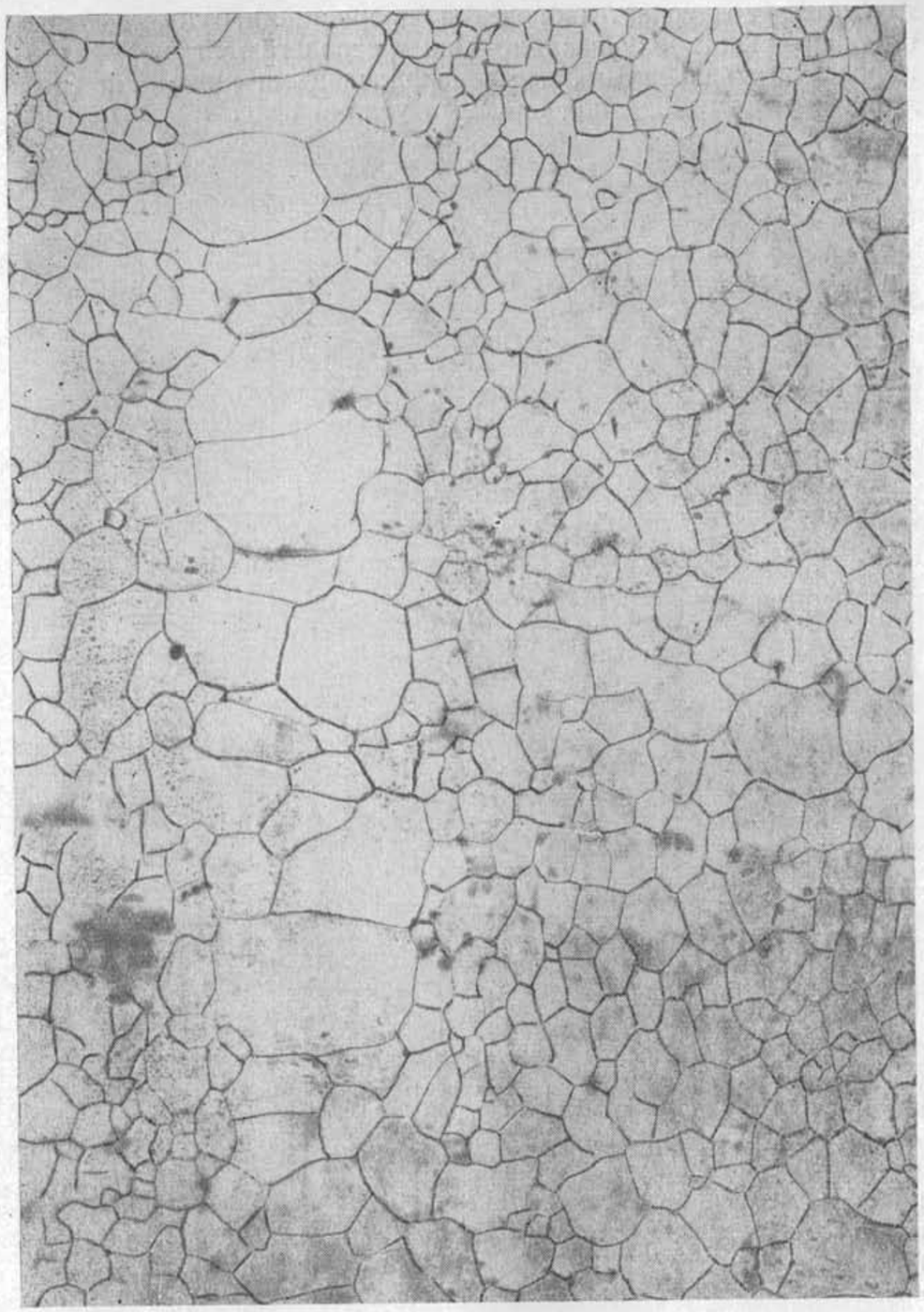


Фиг. 46. Полость по оси вертикальной жилы в ледниковом льду. По структуре жильный лед не отличается от вмещающего. Овальные темные пятна — пузырьки воздуха в ледниковом льду.

Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

щую приблизительно прямолинейный шов. В случае более сильного охлаждения одной из стенок, осевой шов бывает смещен к противоположной стенке.

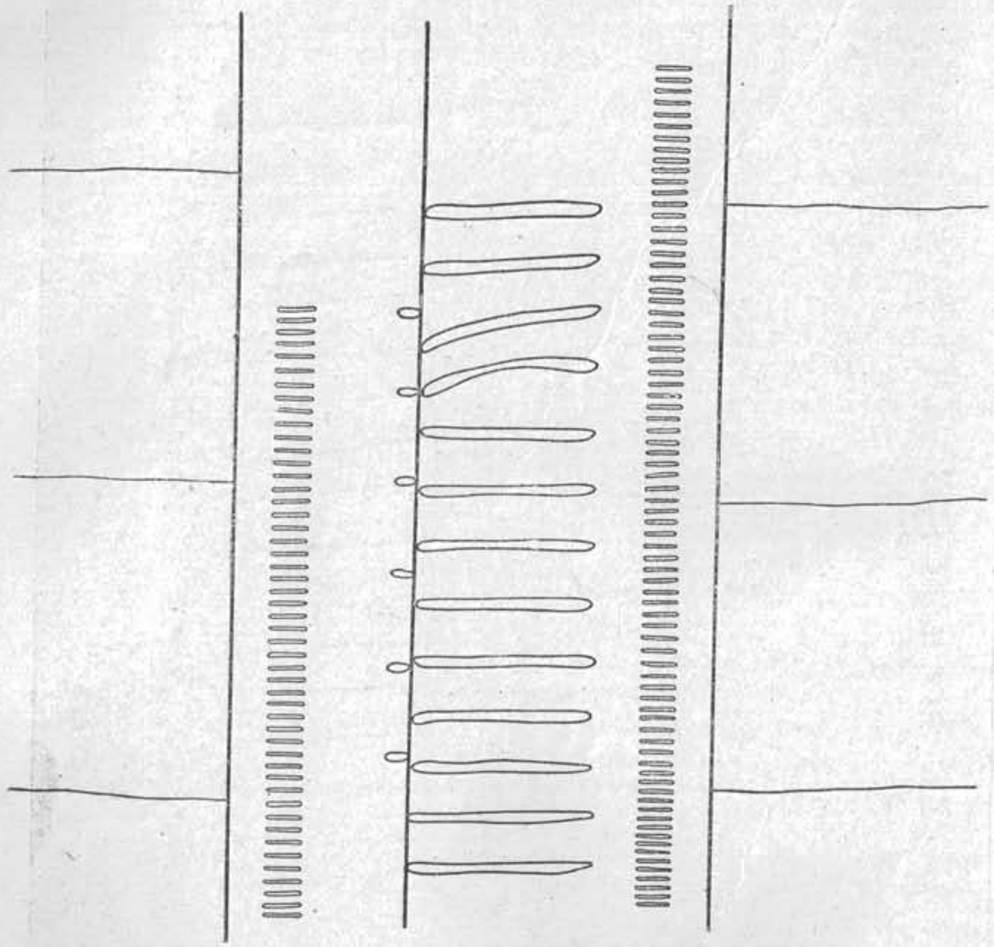
Если замерзание идет очень медленно и прогрессирует в направлении снизу вверх, то жильный лед может быть совершенно лишен включений воздуха (близкий к этому случай зафиксирован на фиг. 47). При более быстром замерзании лед содержит



Фиг. 47. Вертикальная конжеляционная жила (прозрачный крупнозернистый лед) в ледниковом льду.

Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова.)

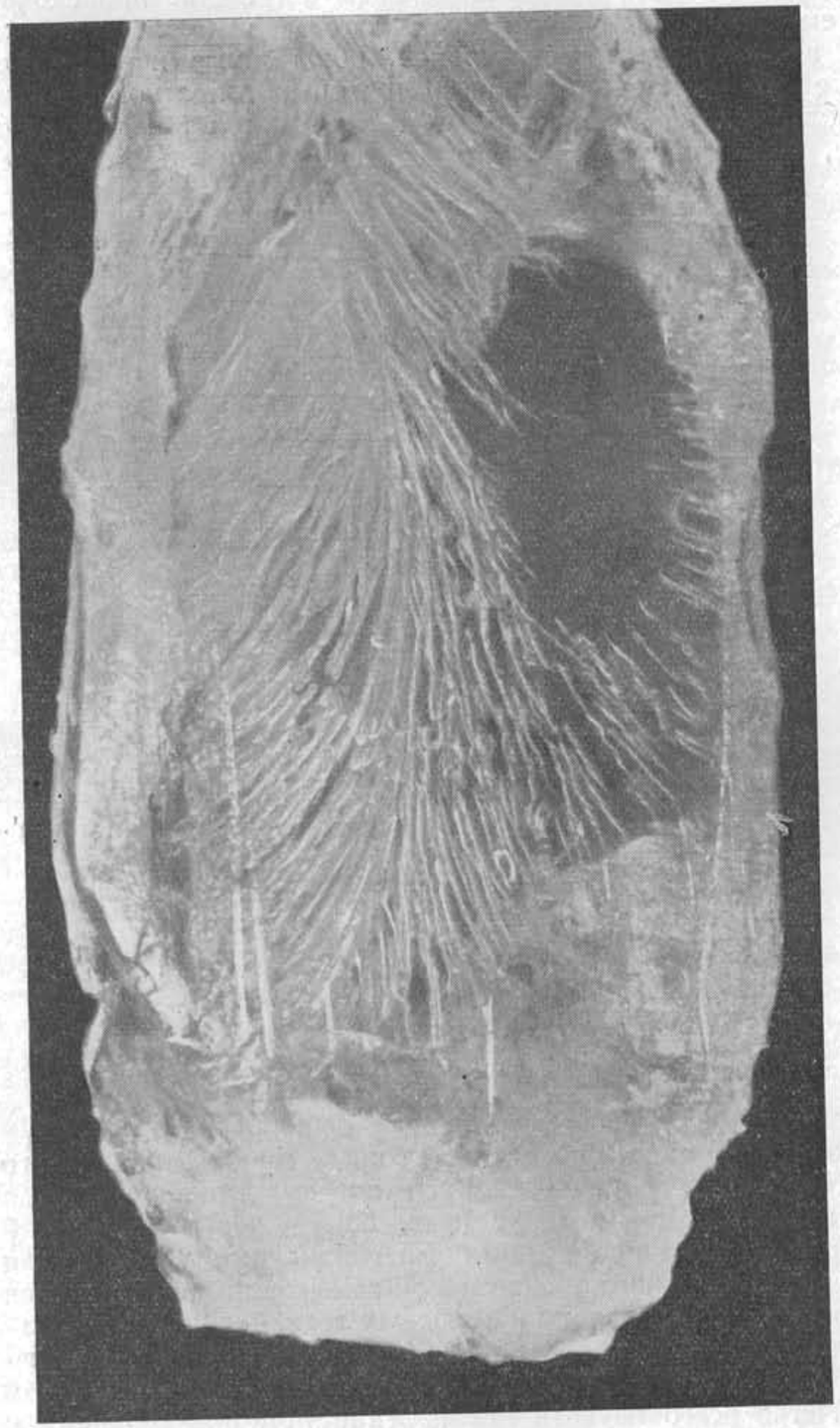
трубчатые воздушные включения прорастания, указывающие на направление замерзания. Они располагаются нормально к плоскости зальбандов, часто параллельными рядами, и сходятся к осевому шву под прямыми углами (фиг. 48). В осевой



Фиг. 48. Текстура конжеляционной жилы в леднике.

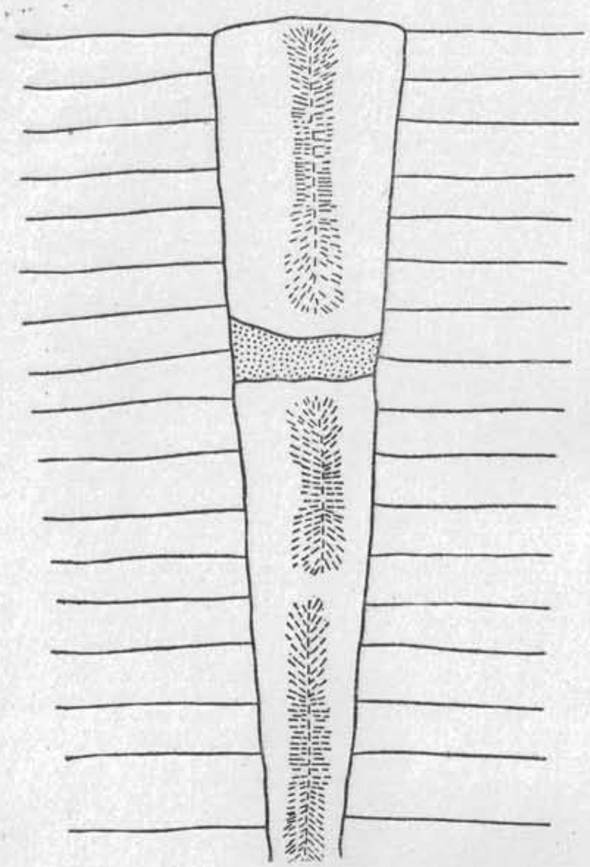
Параллельные зальбандам ряды мелких трубчатых пузырьков соответствуют ускорению замерзания. Во вторую стадию замерзание справа шло быстрее, чем слева. Зарисовка с натуры. Уменьш. в 4 раза.

плоскости сосредоточены овальные или сплющенные воздушные пузырьки, зажатые между кристаллами. На тупых нижних и боковых концах жил, где трещина до заливания водой была частично забита льдом, вследствие трехстороннего промерзания возникает веерообразное расположение трубчатых воздушных включений (фиг. 49). Основание веера кверху переходит в осевую плоскость жилы. Трубчатые пузырьки в жильном льду



Фиг. 49. Веер трубчатых воздушных включений в жильном льду.
Уменьш. в 4 раза.
(Фото Н. В. Черепанова)

иногда достигают размеров 12 × 0,8 см, а веера пузырьков — 1 м в ширину. Если промерзание воды в трещине происходит одновременно и сверху, со стороны свободной водной поверхности, возникают веера пузырьков, обращенные кверху. Некоторые жилы, формировавшиеся путем многократного частичного заливания трещин в течение нескольких лет и принадлежащие, таким образом, к типу повторных инъекций, состоят



Фиг. 50. Схема строения трехэтажной ледяной жилы.

из ряда этажей льда, иногда разделенных пробками снежного происхождения и оканчивающихся кверху и книзу веерами трубчатых пузырьков воздуха (фиг. 50).

Ядра промерзания. Благоприятные условия для возникновения замкнутых систем при замерзании воды имеются в области «вечной» мерзлоты и холодных ледников континентального климата — везде, где вода появляется только в результате летнего таяния и подстилается водонепроницаемым мерзлым слоем. Легче всего изучать эти явления при промерзании до

дна мелких озер, часто имеющем место на ледниках и, вероятно, также на мерзлых горных породах. Общий ход процессов в этом случае был описан как третья, заключительная, стадия конжеляционного льдообразования (см. стр. 184). В ходе ее образуется ритмически-конжеляционный лед с радиально-лучистой или аллотриоморфно-зернистой структурой, со множеством автогенных включений, внедренных по базисным плоскостям кристаллов (ритмическая текстура), и в результате—концентрически-скорлуповатое сложение. С этими явлениями связаны также образование бугров пучения с воздушными полостями, растрескивание и излияние воды на поверхность.

При промерзании более крупных замкнутых систем труднодоступные центральные ядра не изучались, и о наличии их можно судить лишь по поверхностным проявлениям, аналогичным описанным выше. Так, в случае скопления больших масс талой воды в замкнутых снизу неправильных вместилищах в теле холодных ледников или между льдом и ложем зимой или даже весной (до начала таяния, когда промерзание проникает далеко вглубь льда) можно наблюдать излияния воды по трещинам и каналам на поверхность, в результате чего образуются пологие натечные ледяные бугры — «гидровулканы», а ниже по склону — потоки и покровы натечного льда.

Наиболее широко образование ледяных бугров пучения распространено в наледях, представляющих собой излияния на поверхность потока речных или подземных вод вследствие промерзания канала. Возникает ли при этом замкнутая система и ядро промерзания с ритмически-конжеляционным льдом, или же пучение происходит за счет напора водного потока, — вопрос нерешенный, так как исследований льда в основаниях наледных бугров петрографическими методами не производилось. Вероятно, в природе могут иметь место оба случая. В последнем из них лед в основании наледных бугров, повидимому, имеет сходство со льдом гидролакколитов и образует переход к типу инъекционных льдов.

Как бы то ни было, верхняя часть наледных бугров имеет строение, характерное для кровли замкнутых ядер промерзания. Размеры наледных бугров достигают 5 м в высоту и от нескольких до сотни метров в поперечнике, а воздушные полости — до 3 м в высоту (Толстихин, 1941; Швецов и Седов, 1941). По наблюдениям П. Ф. Швецова и В. П. Седова, ледяной свод над воздушной полостью наледных бугров обычно утоняется в апикальной части, что указанные исследователи объясняют пластическим растяжением льда. Известны многочисленные случаи взрывов наледных бугров, в результате которых глыбы льда разлетаются на расстояния до нескольких десятков метров вокруг (Баранов, 1939; Швецов и Седов, 1941).

ПОВТОРНО-КОНЖЕЛЯЦИОННЫЕ ЛЬДЫ

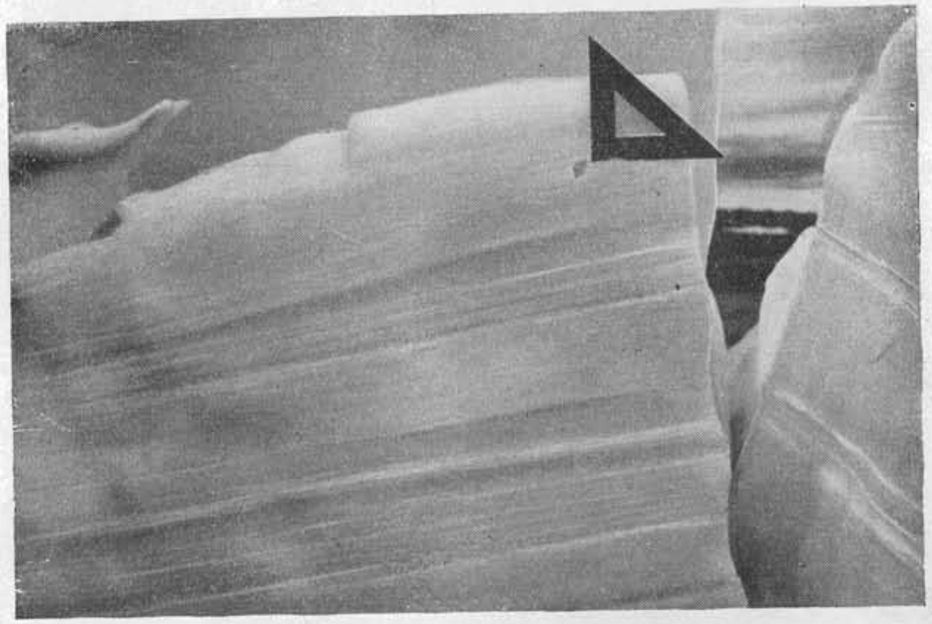
Повторно-конжеляционные льды отличаются от обыкновенных прерывным поступлением замерзающей воды и связанными с этим особенностями строения. К числу видов этой группы принадлежат натечные льды и льды повторных жил в мерзлых горных породах.

Натечные льды

Натечные льды распространены в природе очень широко как в виде самостоятельных образований, так и в составе ледяных тел сложного генезиса. Характерной особенностью механизма их образования является замерзание воды, более или менее медленно стекающей по твердому основанию в виде отдельных капель, струек или разливающихся без определенного русла потоков. Источниками воды являются таяние льда и выходы подледных или подземных вод. Замерзание происходит частично за счет теплоотдачи в атмосферу, частично за счет запаса холода твердого основания. По мере нарастания льда он сам образует поверхность, по которой стекает вода. Ориентировка поверхности по отношению к горизонту может быть самой разнообразной — от почти горизонтальной до нависающей.

Петрографические особенности натечных льдов изучены пока слабо, тем не менее у них, несомненно, имеются характерные отличия от обыкновенных конжеляционных льдов, кристаллизующихся из непрерывной водной среды. Отличия эти главным образом текстурные. Перерывы в поступлении воды даже при неизменных температурных условиях вызывают возникновение слоистости, а неравномерное растекание воды приводит к образованию характерного натечного микрорельефа поверхности слоев, состоящей из ряда каскадных уступов, разделенных ровными участками. Более крупные струи, обладающие некоторым запасом тепла, частично плавят лед, по которому текут, в то время как по окраинам их идет намерзание. В результате неоднократного повторения этого процесса слоистость имеет неправильный, волнистый и линзообразный характер. Контакты слоев то резкие (фиг. 51), часто отмеченные скоплениями примесей, то расплывчатые, переплавленные. Структура последующих слоев то является непосредственным продолжением предыдущих вследствие конформного наращивания кристаллов основания, то формируется заново. В обоих случаях структура в общем гипидиоморфно-зернистая, ориентированная перпендикулярно к поверхности намерзания; в случае же излияния воды на сильно охлажденную поверхность образуются также прослойки беспорядочной аллотриоморфной мелкозернистой структуры.

Наиболее широко распространены натечные льды в областях холодного континентального климата. К концу лета они ежегодно образуют тонкие покровы в нижней части области питания ледников с постоянно отрицательными температурами льда (холодных ледников); чередуясь со слоями льда другой структуры, натечные льды служат материалом, питающим ледники, и, следовательно, являются многолетними образованиями.



Фиг. 51. Слоистость натечного льда гидроэффузива.
(Фото В. П. Седова и П. Ф. Швецова)

Значительно большей мощности достигают нарастающие зимой покровы натечных льдов, питающиеся речными или грунтовыми водами. Причиной наиболее крупных излияний воды является промерзание или сужение живого сечения потока речной или подземной воды, встречающего наименьшее сопротивление сверху и пробивающегося на поверхность чаще всего по трещинам возникающего бугра пучения. Излияния меньших масштабов происходят также из бугров пучения, образующихся при всестороннем промерзании замкнутого объема воды в слое сезонного оттаивания или в межмерзлотных «таликах».

Излившуюся на поверхность воду русское население в районах развития этих явлений называет наледью. Некоторые исследователи стали называть наледями ледяные покровы, образующиеся в результате замерзания излившейся на поверхности воды (Толстихин, 1941). П. Ф. Швецов и В. П. Седов (1941)

предлагают называть продукты замерзания речных и озерных наледей «ледяными наледными покровами», а продукты замерзания наледей, происходящих из подземных вод, — «гидроэффузивами». Если последовательно придерживаться взгляда на лед как на горную породу, то для такого различения вряд ли можно найти основания, и очень удачный термин

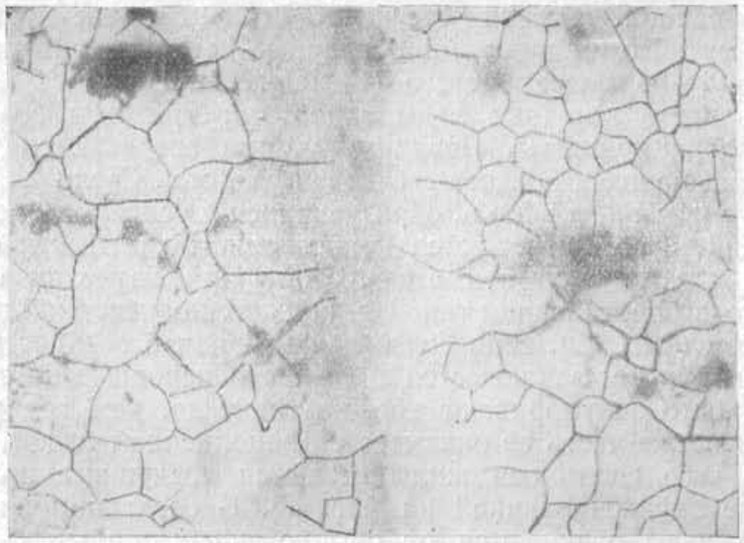
Фиг. 52. Гигантский гидроэффузив в бассейне р. Индигирки (летом).
(Фото В. П. Седова и П. Ф. Швецова)

гидроэффузивы следует относить ко всем образованиям, являющимся результатом замерзания наледей, т. е. излившихся на поверхность как речных и озерных, так и подземных вод.

Крупные гидроэффузивы принадлежат к числу наиболее сложных комплексов конжеляционных ледяных пород. Они слагаются в основном из натечного льда с участием линз обыкновенного ортотропно-конжеляционного призматически-зернистого льда, инфильтрационного льда (пропитанного водой снега) и ритмически-конжеляционного льда ядер всестороннего промерзания. В районе сибирского полюса холода имеются гигантские гидроэффузивы мощностью до 5 и даже до 10 м, длиной до 27 км и с объемом льда до 500 млн. м³ (фиг. 52), например,

Улахан-Тарын в бассейне р. Момы (Толстихин, 1941; Швецов и Седов, 1941). За некоторыми исключениями в более холодные годы большинство гидроэффузивов — однолетние, ежегодно растаивающие летом образования.

Натечные льды распространены также в виде покровов на стенах и на дне пещер, на обрывах ледников и скал и на стенах



Фиг. 53. Вертикальная жилка мелкозернистого натечного льда (на снимке в виде однородной стекловатой массы) в ледниковом льду.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова

ледниковых трещин. На отвесных стенах натечные льды, кроме более или менее мощных сплошных покровов, нередко образуют ряды полуколонн, а в случае нависающих стен и в пещерах — сталактиты, сталагмиты и как результат их срастания — ледяные колонны.

Вертикальные покровы натечных льдов по своему характеру, повидимому, подобны горизонтальным, тогда как висячие формы отличаются некоторыми особенностями. О строении их можно судить по данным исследований ледяных сосулек, представляющих собой те же сталактиты на крышах зданий. При очень медленном и непрерывном росте сталактиты представляют собою монокристаллы с горизонтальной или наклонной оптической осью, перпендикулярной к краю сбрыва (Hess, 1904, стр. 12; Головков, 1939, стр. 21). В большинстве же случаев после перерывов в росте рано или поздно начинают

нарастать поликристаллические слои с ориентировкой главных осей перпендикулярно к поверхности сталактита, что приводит к образованию радиально-лучистого агрегата. По мере роста сталактита на нижнем конце его главные оси кристаллов все более наклоняются книзу, иногда достигая вертикального положения. В сталагмитах верхняя часть обладает радиально-лучистой структурой, а наросшие на дно слои — вертикально ориентированной. Осевой стержень сталактита-сосульки состоит из мутного (от включений) льда, а внешние концентрические слои — из более чистого (Futterer, 1901).

Очень часто натечные льды заполняют трещины во льду, образуя ледяные жилы. Повидимому, они встречаются также в коренных породах области «вечной» мерзлоты. Среди жильно-натечных льдов, образующихся в условиях быстрого замерзания, часто встречаются мелкозернистые разности с хаотической аллотриоморфной структурой. При изучении структуры методом протаивания такой лед кажется однородной аморфной массой (фиг. 53). Еще более характерная особенность жил с натечным льдом заключается в том, что неровные натеки на стенках часто закупоривают трещину прежде, чем вся расположенная ниже часть ее оказывается заполненной льдом, в результате чего вдоль оси жилы остаются воздушные полости, наподобие зафиксированной на фиг. 46. В остальном жильно-натечные льды отличаются от обыкновенных жильных льдов только неправильно-слоистой текстурой.

Повторно-жильные льды

Повторно-жильные льды, значительно отличающиеся от описанных выше жильно-натечных льдов, образуются в результате ежегодно повторяющегося в течение длительного времени заполнения льдом морозобойных трещин в мерзлых горных породах.

Под влиянием сезонных колебаний температуры горные породы ежегодно испытывают изменения объема: сжимаются при охлаждении и расширяются при нагревании. Охлаждение приводит к растрескиванию монолитного массива горных пород на ряд полигональных блоков. Трещины расширяются во время проникновения холодной температурной волны и смыкаются во время проникновения теплой волны.

Для образования повторных ледяных жил необходимо:

1) чтобы морозобойное растрескивание распространялось глубже границы сезонного оттаивания (так как в противном случае возникающие жилы будут ежегодно вытаивать);

2) чтобы трещины заполнялись льдом;

3) чтобы вмещающие мерзлые породы, расклиненные ледяными жилами, уплотнялись или выдавливались кверху во время

последующего расширения при прогревании (иначе выдавливаться или плавиться под давлением будет лед, и жила также не сможет сохраниться).

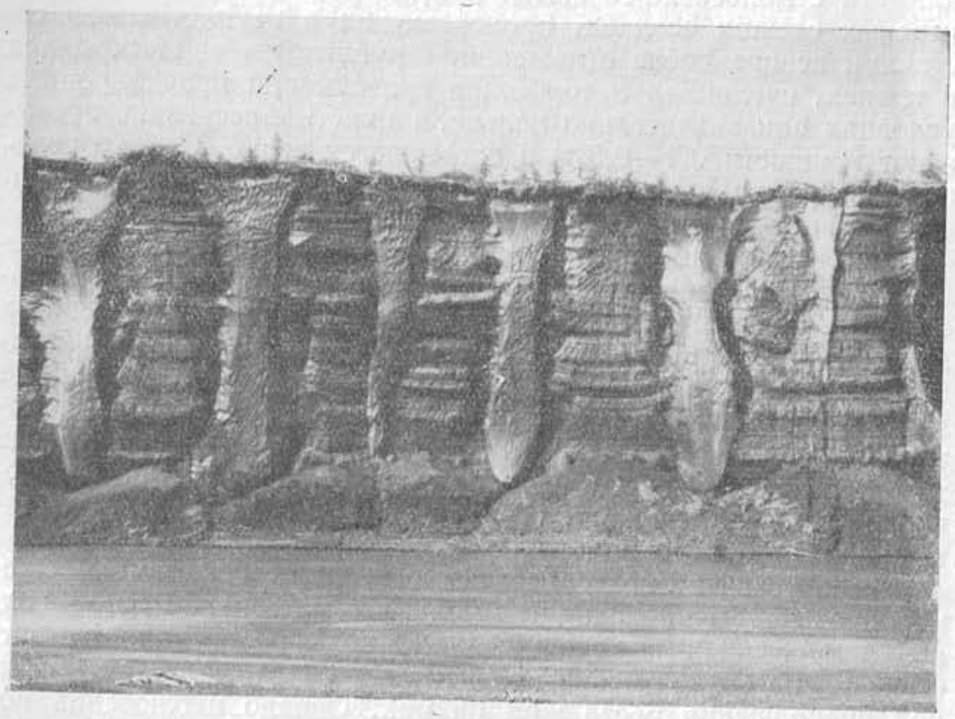
Наблюдения показывают, что повторные ледяные жилы развиваются только в условиях холодного континентального климата с малоснежной зимой и преимущественно в тонкодисперсных свежих осадках, промерзающих в неуплотненном состоянии вскоре после отложения. Крупные жилы встречаются в глинах, суглинках и торфах; в супесях при прочих равных условиях они значительно мельче, а в чистых песках не превышают мощности 0,1—0,5 м и встречаются редко. Однако большая льдистость делает возможным развитие жил даже в грубообломочных породах.

Генетически вмещающие породы бывают различны: аллювиальные, делювиальные, озерные, флювиогляциальные, морские; наибольшего развития образование повторных ледяных жил достигает в пойменном аллювии. В достаточно благоприятных климатических условиях ледяные жилы растут в речных поймах, в меньшем масштабе — также в ложбинах и делювиальных шлейфах склонов, но, как правило, после выхода террасы из пойменной стадии или закрепления склона образование жил прекращается. На древних элементах рельефа ледяные жилы не растут.

Связь развития повторных ледяных жил с пойменным режимом прежде всего наводит на мысль, что материалом для заполнения морозобойных трещин служат воды половодья, а отсутствие их на более высоких элементах рельефа является причиной прекращения роста жил на них. Однако наблюдения показали, что в некоторых случаях ледяные жилы растут и без питания водой, только за счет образующейся в трещинах глубинной изморози, а с другой стороны, на водораздельных пространствах и высоких террасах жилы не возникают и при более чем достаточном для заполнения трещин количестве воды на поверхности. Наилучшие условия для развития ледяных жил создаются в высоких поймах, редко заливаемых половодьем, в которых накопление осадков уже почти прекратилось. Для образования жил в низких поймах необходим более суровый климат.

Гораздо большее значение имеют сжимаемость и пластичность мерзлых пород, дающие им возможность уменьшаться в объеме, сминаться и выдавливаться кверху при расклинивании ледяными жилами. Такими свойствами в наибольшей степени обладают свежеотложенные тонкодисперсные сингенетически промерзшие осадки. Грубодисперсные породы, начиная с песка, почти не сжимаемы и имеют больший коэффициент вязкости, чем лед (см. стр. 105).

На древних террасах и водоразделах образования ледяных жил не происходит, потому что там не возникают глубокие морозобойные трещины, которые проникали бы глубже слоя летнего оттаивания. Глубокому растрескиванию благоприятствует повышенная льдистость вмещающих пород и пород сезон-



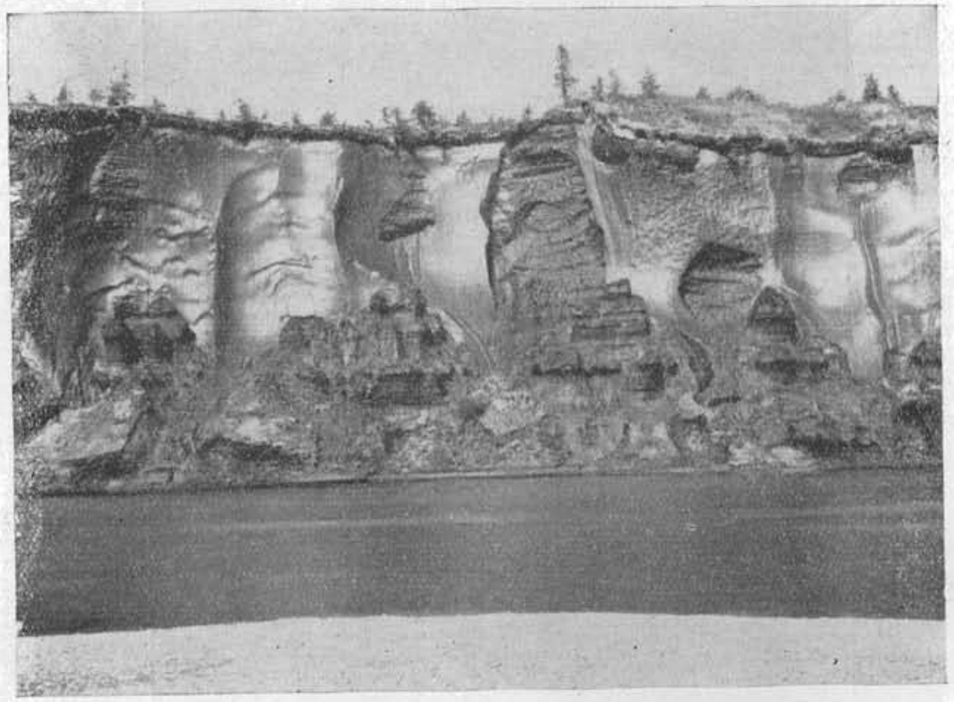
Фиг. 54. Сингенетические повторные ледяные жилы.
Высота обрыва 30 м.
(Фото Е. М. Катасонова)

но-оттаивающего слоя, так как лед имеет коэффициент температурного расширения в среднем в десять раз больший, чем у других горных пород. Большая глубина растрескивания и рост ледяных жил в поймах и на других участках накопления свежих осадков обусловлены большой их влажностью.

Возникшая за один год жила имеет мощность от 1—2 мм до 1,5—2 см и выклинивается книзу на глубине нескольких метров [1]. Этот процесс повторяется из года в год в одном и том же месте. Новые трещины проходят по льду, более слабому на раз-

[1] В самых благоприятных условиях максимальная глубина растрескивания в настоящее время достигает 5—7 м, а в эпоху наибольшего развития повторно-жильного льдообразования — в среднем 9 — 10 м (до 12—15 м).

рыв, чем мерзлые породы с низкой температурой, и жила нарастает с середины за счет вклинивающихся в нее новых слоев льда. При этом жила действует как клин, и вмещающая мерзлая порода сминается в складки и выдавливается по бокам в виде валиков.



Фиг. 55. Формы выходов решетки сингенетических ледяных жил в том же обнажении, что и на фиг. 54.
(Фото Е. М. Катасонова)

Образование повторных ледяных жил часто сопровождается одновременным накоплением осадков, благодаря чему жилы растут не только в ширину, но и вверх по мере подъема верхней поверхности вмещающей толщи. Учитывая это, среди повторных ледяных жил различают (Gallwitz, 1949):

1) эпигенетические, возникающие в отложившейся породе при неизменной высоте поверхности;

2) сингенетические, растущие в отлагающихся осадках одновременно с поднятием поверхности [1].

Повторные жилы могут достигнуть 6 — 8 м в ширину и при сингенетическом росте 20 — 30 м в глубину, а ме-

[1] См. также А. И. Попов 1953, стр. 29).

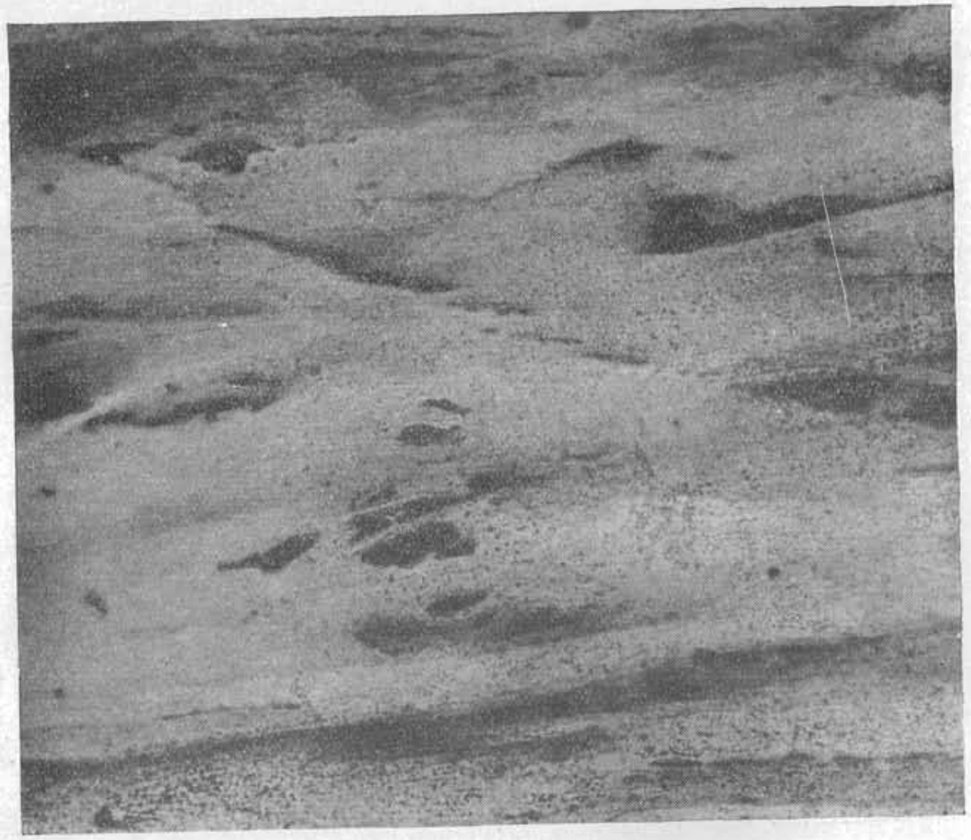
стами и больше (фиг. 54). В вертикальном поперечном разрезе эпигенетические жилы имеют форму клина (см. фиг. 58), а в плане образуют полигональную решетку. Изменения глубины растрескивания и глубины летнего протаивания, особенно

Фиг. 56. Слоистость повторно-жильного льда.
Уменьш. в 1,8 раза
(Фото Б. И. Втюрина)

же сингенетический рост одновременно с накоплением осадков являются причиной разнообразия формы повторных ледяных жил, нередко очень сложной. При весьма сильном разрастании жил ядра мерзлой породы в ячейках ледяной решетки превращаются в сравнительно узкие столбы — «земляные жилы» во

льду, при таянии льда выступающие в виде оплывающих конусов, известных в Якутии под именем байджарахов. Сечение ресшетки ледяных жил неровной поверхностью обнажения создает самые причудливые очертания залежей льда (фиг. 55).

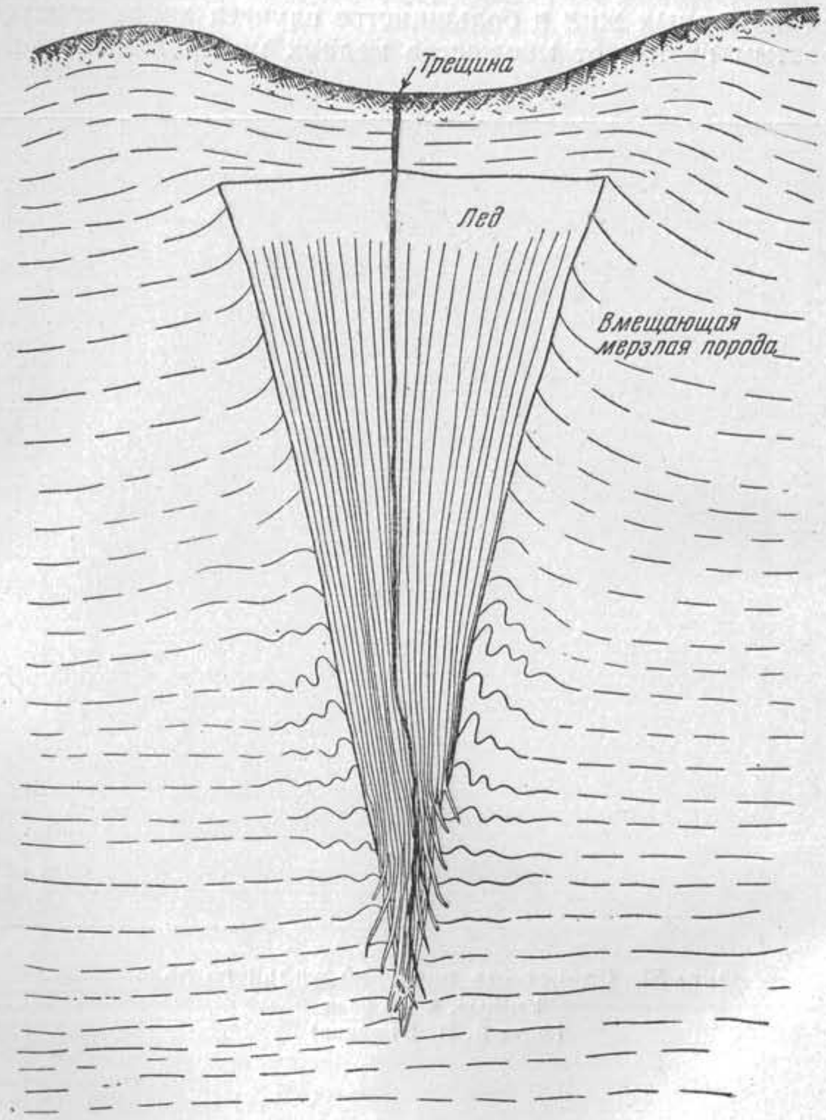
Лед повторных жил в большинстве случаев характеризуется желтоватым цветом от множества мелких минеральных частиц,



Фиг. 57. Слоистость повторно-жильного льда.
Уменьш. в 1,8 раза
(Фото Б. И. Втюрина)

привнесенных в морозобойные трещины водой. Такой лед содержит большое количество ксеногенного воздуха (до 60% общего количества), происходящего из пор глубинной изморози. Объемный вес льда колеблется примерно в пределах 0,880—0,908 г/см³, а без минеральных включений 0,878—0,903 г/см³, как у инфильтрационного льда (см. стр. 311). Содержание воздушных пузырьков составляет 25—42‰ объема,

а количество минеральных частиц составляет от 2 до 10‰ и больше. В результате окисления содержащихся в сравнительно большом количестве растительных остатков воздух во льду



Фиг. 58. Схема строения повторной ледяной жилы.

обычно бывает изменен в почти бескислородную смесь инертных и биохимических газов.

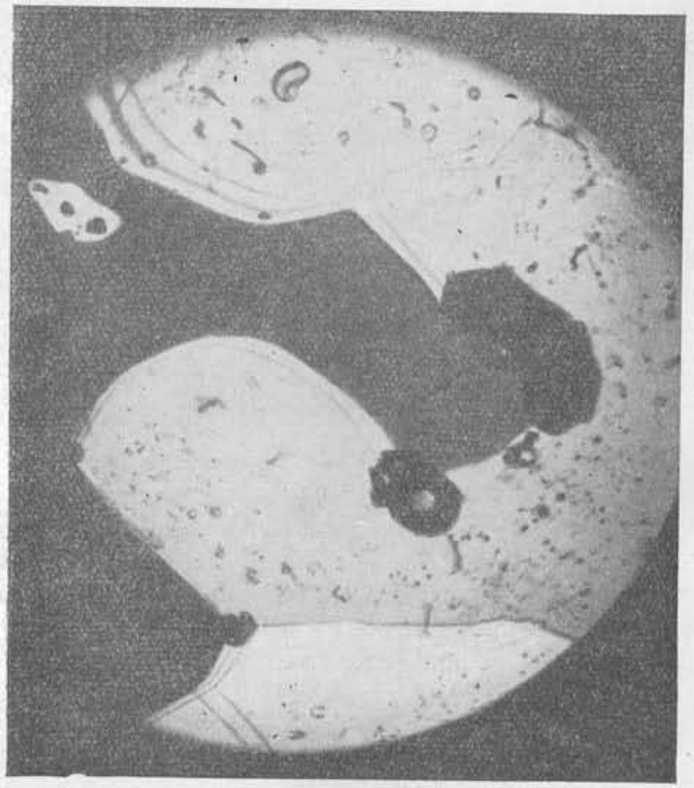
Лед имеет характерную вертикальнослоистую текстуру вследствие чередования слоев с различным содержанием минеральных

и воздушных включений. Слоистость неправильная, внизу волнистая, пересекающаяся, с неясными, расплывчатыми границами слоев из-за переплавления контактов водой (фиг. 56, 57). В глубине жил в результате закупоривания трещин намерзающим льдом

Фиг. 59. Аллотриоморфно-зернистая структура повторно-жильного льда. ×5.
(Фото Б. И. Втюрина)

иногда образуются полости, характерные для жильно-натечных льдов. Слои обычно расположены веерообразно: по оси жилы — вертикально, а по краям наклонены к середине (фиг. 58). В нижней части повторных жил встречаются ксенолиты вмещающей породы, зажатые между изогнутыми слоями льда. Отдельные слои внизу выходят за пределы основного тела жил, образуя апофизы во вмещающей породе.

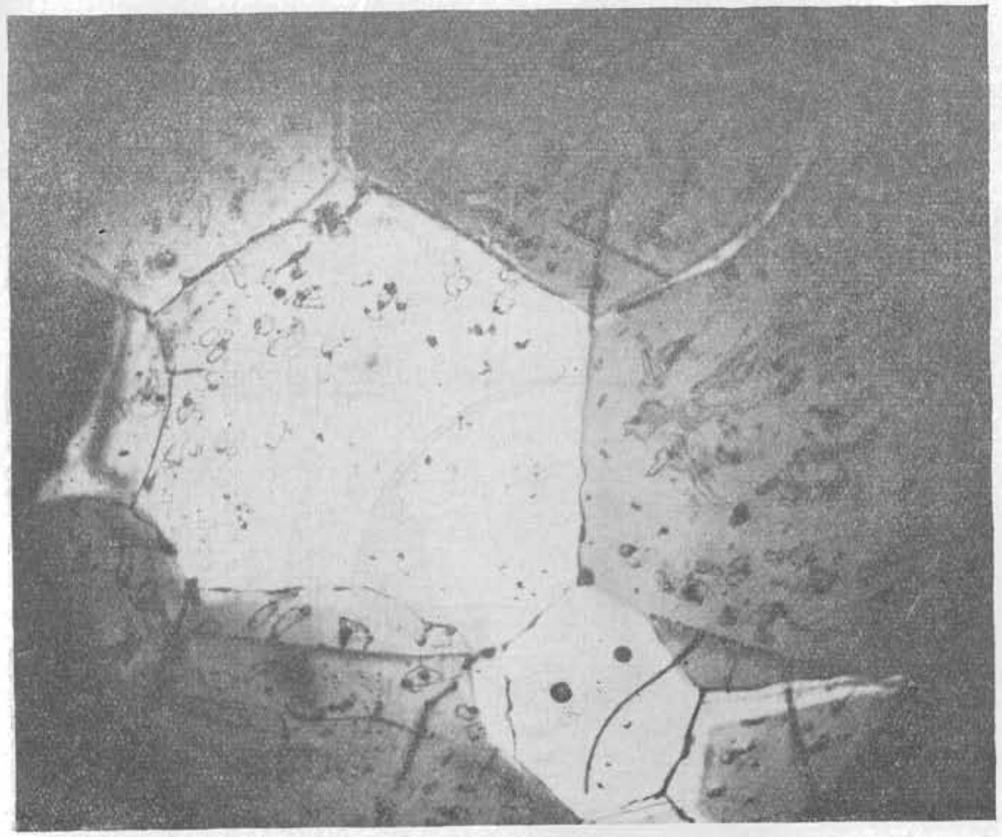
Структура льда аллотриоморфно-зернистая или гипидиоморфно-зернистая (фиг. 59—61). Горизонтальные размеры кристаллов ограничены шириной трещин; вверху они могут достигать 1—2 см, а книзу уменьшаются до 1 мм и меньше. Размеры кристаллов в поперечном сечении жил в вертикальном направлении часто несколько больше, чем в горизонтальном, вследствие чего создается видимость столбчатой формы. В действительности кристаллы в большинстве случаев сплюснуты в плоскости слоев и пластинчаты. Ориентировка главных осей кристаллов в разных частях жил варьирует от четко упорядоченной горизонтально поперек слоев до хаотической (фиг. 62). В соответствии с указанными выше законами нарастания кристаллов на твердые стенки первый тип ориентировки возникает при низкой температуре вмещающих пород во время кристаллизации, а последний — при высокой (близкой к нулю) температуре. Однако



Фиг. 60. Аллотриоморфно-зернистая структура повторно-жильного льда. ×7,5.

(Фото Б. И. Втюрина)

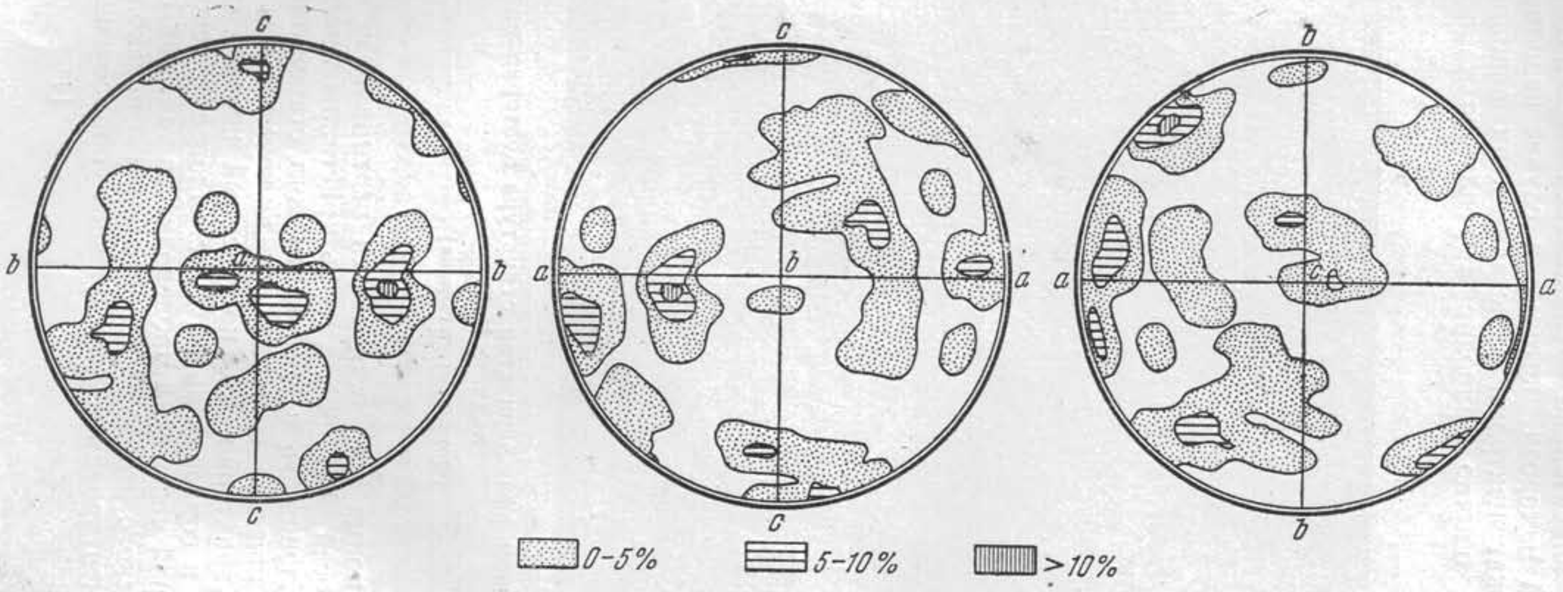
картина может значительно усложняться влиянием кристаллов глубинной изморози, которые в случае неполного переплавления служат центрами кристаллизации заполняющей трещину воды и обычно приводят к усилению хаотичности ориентировки.



Фиг. 61. Гипидиоморфно-зернистая структура повторно-жильного льда. ×16,5.

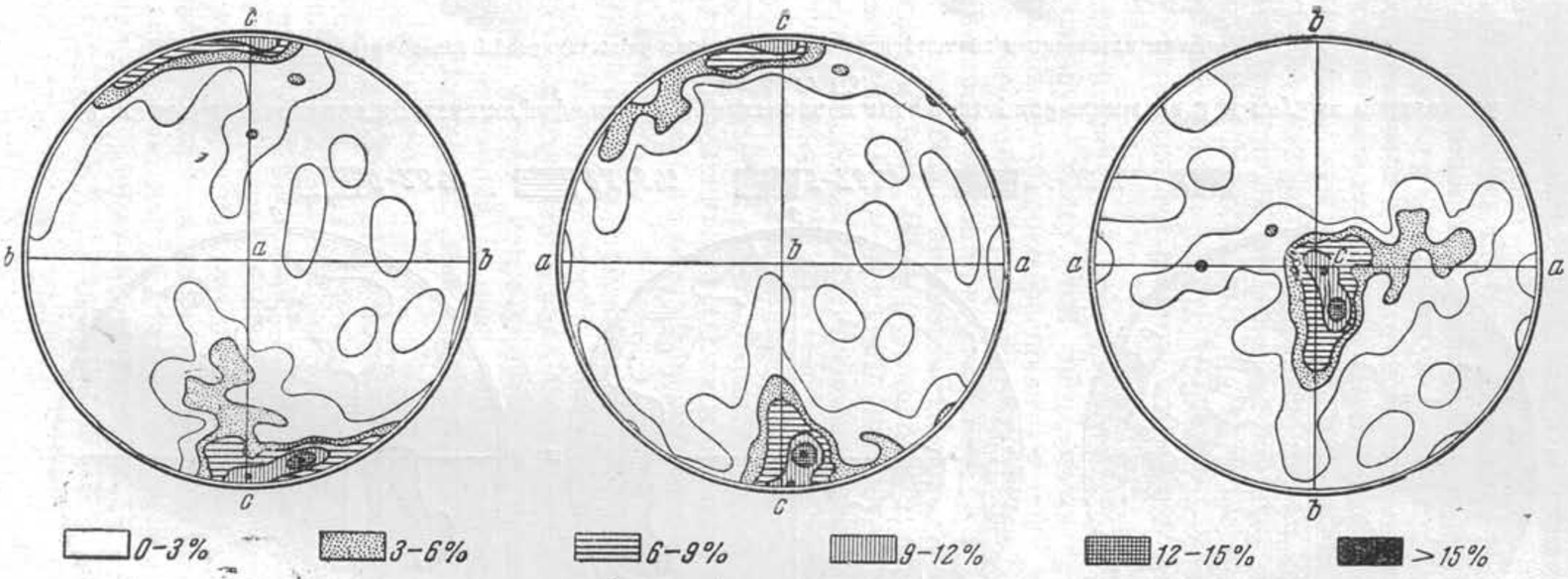
(Фото Б. И. Втюрина)

У верхнего конца жил встречается вертикальная ориентировка главных осей (фиг. 63), и здесь кристаллы имеют столбчатую форму. Слоистость в этой части жил становится совсем нечеткой, и количество минеральных включений значительно уменьшается. Характерно, что постепенный переход от вертикальной вверху к горизонтальной кристаллографической ориентировке глубинной части жил происходит не так, как в результате геометрического отбора, а с появлением в переходной зоне хаотической ориентировки и последующим упорядочением путем



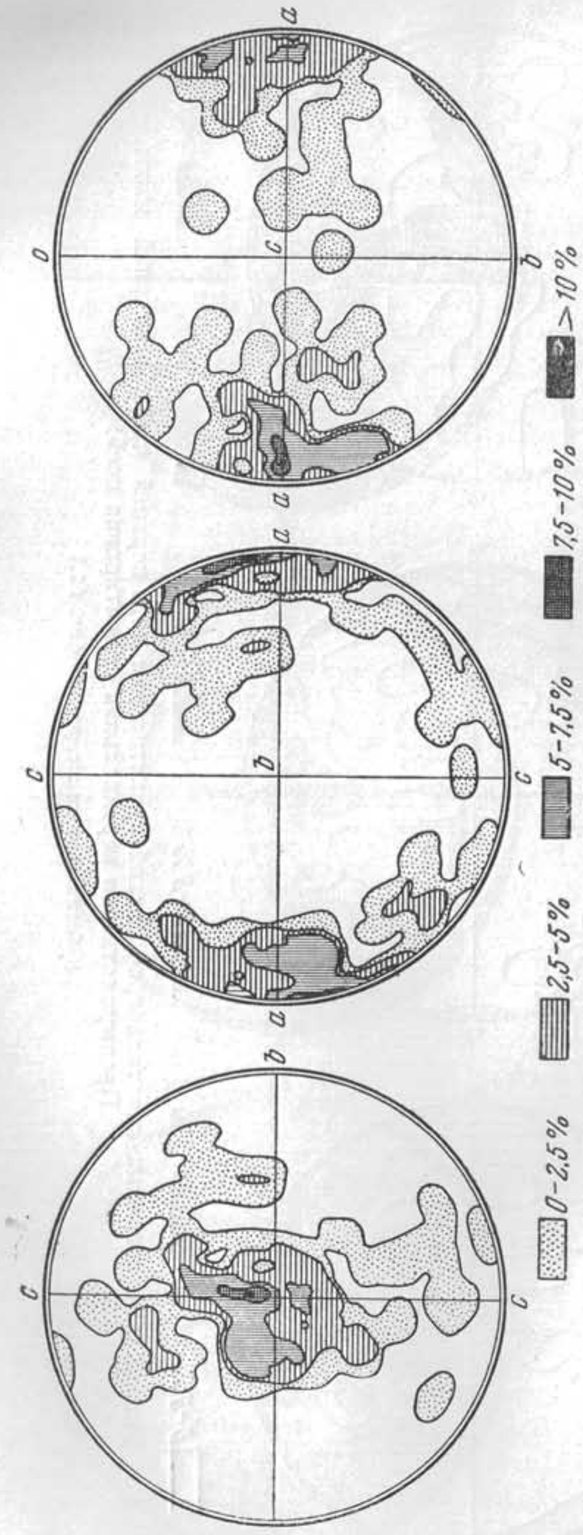
Фиг. 62. Стереограмма кристаллографической ориентировки повторно-жильного льда. Хаотическая ориентировка главных осей.

c—вертикальное направление; *bc*—плоскость жилы.



Фиг. 63. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда верхней части повторной жилы. Преимущественно вертикальная ориентировка осей.

(Обозначения те же, что на фиг. 62.)



Фиг. 64. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда повторной жилы на 2 м глубже показанной на фиг. 63.
Появление преобладающей ориентировки осей нормально к плоскости жилы.

увеличения количества кристаллов с горизонтальными осями (фиг. 64, 65).

Такова первичная структура повторно-жильного льда. Впоследствии под влиянием механических воздействий она может изменяться в катакластическую (см. стр. 363).

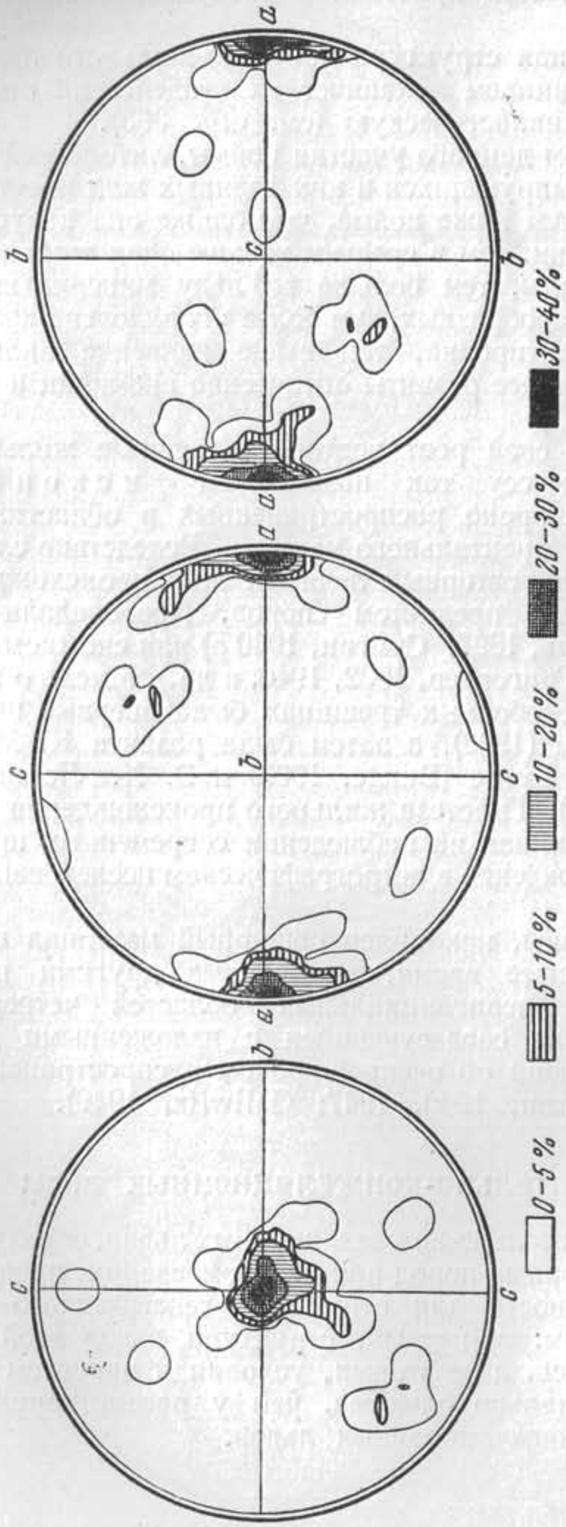
Между режимом данного участка поймы, литологией осадков и характером формирующихся в них ледяных жил имеется закономерная связь: чем ниже пойма, чем ближе она к руслу реки и чем грубее осадки, тем в среднем тоньше слои жильного льда и мельче кристаллы, тем больше во льду минеральных примесей и меньше газообразных, тем более упорядочена кристаллографическая ориентировка, тем выше давление включенных во льду газов, сильнее развиты оптические аномалии и явления катаклаза.

Прекратившие свой рост повторные ледяные жилы составляют главную массу так называемых ископаемых льдов, очень широко распространенных в областях холодного и сухого континентального климата. Вследствие сложности формы и строения повторных ледяных жил происхождение их долгое время было предметом споров. Преобладали мнения о ледниковом (Толь, 1897; Сумгин, 1940 а) или снежном генезисе (Толмачев, 1903; Григорьев, 1932, 1946, и др.). Мысль о накоплении льдов в морозобойных трещинах была впервые высказана А. Е. Фигуриным (1823), а затем была развита К. М. Бэром в 1842 г., А. А. Бунге (Bunge, 1903) и Э. К. Лефингвеллом (Leffingwell, 1919). Гипотеза жильного происхождения ископаемых льдов, основанная на наблюдении современных процессов, получила подтверждение в петрографическом исследовании ископаемых льдов.

С другой стороны, накопился обширный материал об исчезнувших в настоящее время, замещенных другими породами ледяных жилах перигляциальных областей четвертичного оледенения, вполне согласующийся с изложенными данными и свидетельствующий об очень широком распространении этих явлений (Москвитин, 1940, 1947; Gallwitz, 1949).

РАЗДЕЛИТЕЛЬНО-КОНЖЕЛЯЦИОННЫЕ ЛЬДЫ

Группа разделительно-конжеляционных льдов, образующихся внутри рыхлых горных пород при их промерзании, представляет наибольшие трудности для структурно-генетического анализа по двум причинам: во-первых, структура льдов этой группы почти не изучалась, а во-вторых, условия и процессы их формирования значительно сложнее, чем у рассмотренных выше разновидностей конжеляционных льдов.



Фиг. 65. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда повторной жилы на 2 м глубже показанной на фиг. 64.

Четко выраженная преобладающая ориентировка осей нормально к плоскости жилы.

Формирование разделительно-конжеляционных льдов представляет собой своеобразный процесс кристаллизационной дифференциации, протекающий в весьма сложной многофазной системе — увлажненной рыхлой горной породе. Ледяные тела являются лишь одним из продуктов этого процесса, а другой продукт его представляют разнообразные вмещающие их мерзлые горные породы, в которых лед содержится в виде цемента между зернами других минералов. Повидимому, нередки случаи, когда кристаллы ледяной породы непосредственно продолжаются в полиминеральную мерзлую породу в виде ледяного цемента. Очевидно, что понимание генезиса и структуры разделительно-конжеляционных льдов невозможно без изучения процессов формирования мерзлых горных пород, что представляет задачу мерзлотоведения.

Образование льда при промерзании грунтов привлекало к себе внимание преимущественно грунтоведов и строителей вследствие разрушительного влияния вызываемого им пучения грунтов на пути сообщения и на сооружения. Для изучения процессов промерзания грунтов применялись разнообразные физические методы исследования, но почти вне связи с изучением структуры возникающей мерзлой породы. Подвергалась изучению самое большее только текстура (в петрографическом смысле), которая сама по себе не дает достаточных данных для суждения о внутренних процессах в породе. Мерзлотоведение как учение о мерзлых горных породах в настоящее время находится еще в той домикроскопической стадии развития, которую петрография прошла в шестидесятых годах прошлого века.

Таким образом, условия и процессы формирования разделительно-конжеляционных льдов в мерзлых породах могут быть описаны пока лишь очень схематично, насколько это необходимо для понимания немногочисленных сведений об условиях залегания и строения разделительно-конжеляционных льдов и насколько это позволяет современное состояние мерзлотоведения.

Рыхлая, несцементированная, горная порода при положительной температуре представляет собой многофазную систему, состоящую из твердых минеральных частиц или скелета, из свободной и связанной твердой поверхностью воды, точнее — водного раствора солей и других веществ, и, наконец, воздуха с водяным паром в сообщающихся порах или в изолированных пузырьках. При этом связанная вода представляет пленку сложного строения, ближайшие к связывающей поверхности слои которой являются твердым телом — модификациями льда высокого давления или близкими к ним квазикристаллическими формами, а внешние слои находятся под меньшим молекулярным

давлением в жидком состоянии (см. стр. 25—26). Теоретически силовое поле адсорбции, асимптотически приближаясь к нулю, распространяется на бесконечно большое расстояние от связывающей поверхности, но практически на механических свойствах воды (наличие модуля сдвига) оно сколько-нибудь ощутимо проявляется до расстояния в несколько микронов, а на термических свойствах (понижение точки замерзания) — до 40 μ (Beskow, 1935).

Совершенно «сухой» горная порода или почва в естественных условиях не бывает, так как на поверхности ее частиц всегда остается пленка связанной воды такой толщины, что внешний ее слой находится в равновесии с содержащимся в воздухе водяным паром. Чем тоньше пленка, тем больше удерживающие ее силы, тем меньшего давления пара в воздухе достаточно для сохранения равновесия. Поэтому при уменьшении влажности воздуха пленка воды, связанной поверхностью твердых частиц, становится тоньше, но совсем может исчезнуть только при отсутствии водяного пара в воздухе. Подобный же процесс уменьшения толщины пленки наблюдается и при понижении температуры ниже 0° с той лишь разницей, что вода в этом случае переходит не в пар, а в лед I.

В случае оттока тепла после некоторого переохлаждения и образования устойчивых зародышей льда при 0° замерзает только пресная свободная вода в крупных порах породы, находящаяся под нормальным давлением. Остальная вода, испытывающая повышенное внешнее или внутреннее давление, в последнем случае от притяжения твердых частиц или ионов растворенных веществ, будет замерзать постепенно в процессе дальнейшего понижения температуры при достижении ее точки замерзания. Точно так же при нагревании частичное таяние льда будет происходить в значительном интервале отрицательных температур. Это положение, непосредственно вытекающее из законов физико-химического равновесия, было названо Н. А. Цытовичем (1945) принципом равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Практически основная масса воды, связанной поверхностью твердых частиц, соответствующая большей части толщины сорбированной пленки, замерзает в пределах температур на несколько градусов ниже нуля, а при температуре ниже —22°С собственно жидкой части пленки, может быть, больше и не остается; остальное будет представлять собой твердую фазу.

Относительное количество влаги, находящейся в связанном состоянии, помимо характера поглощающего комплекса и минералогического состава, зависит от размера пор породы или от величины удельной поверхности, а следовательно, и от размера слагающих ее частиц: чем они мельче, тем большая часть воды

связана. В дисперсных породах с тонкими порами, где вся вода (или значительная ее часть) связана поверхностью скелета, при охлаждении замерзание происходит не в одной плоскости фронта кристаллизации, отделяющей мерзлую породу от талой, а в более или менее мощном переходном мерзло-талом слое. В пределах этого слоя замерзание начинается с более крупных пор и внешних частей сорбированных пленок, по мере понижения температуры охватывая все более тонкие поры и прочнее связанные части пленок. Чем меньше температурный градиент и медленнее идет замерзание, тем мощнее переходный мерзло-талый слой, а при относительно высоких температурах источника холода, которым в естественных условиях является земная поверхность, вся «промерзшая» дисперсная порода содержит значительное количество жидкой рыхло-связанной воды и не выходит из этого переходного мерзло-талого состояния. В сравнительно крупнозернистых рыхлых породах, начиная с песка, количество связанной воды уже настолько мало, что запаздывание замерзания ее практически не оказывает влияния на свойства породы и на ход процессов структурообразования.

Как мы знаем, граница между размером частиц песка и пыли (0,05—0,1 мм)[1] является критической и в другом отношении: это приблизительно тот предел, до которого при очень медленном замерзании и малом внешнем сопротивлении растущие кристаллы льда способны отталкивать встречающиеся на пути твердые минеральные частицы, что объясняется главным образом малой площадью прикрываемой последними поверхности кристалла, подвод питания для роста которой должна обеспечивать разделяющая пленка воды (см. стр. 176—177). Но в почве и рыхлой горной породе имеется еще один переменный фактор, от которого зависят ход и результат процесса промерзания: наличие воды в достаточном для роста кристаллов льда количестве. Сам процесс промерзания, связанный с наличием температурного градиента, с уменьшением толщины сорбированных пленок и с увеличением объема замерзающей воды, сопровождается более или менее значительным перераспределением влаги в породе.

Проблема миграции влаги в рыхлых породах при промерзании чрезвычайно сложна и не может считаться окончательно разрешенной[2]. Как известно, движение жидкостей и газов всегда вызывается разностью давлений, но причина возник-

---

[1] В грунтоведении границей между песком и пылью считается размер в 0,05 мм, а в петрографии осадочных пород — 0,1 мм.

[2] Этой проблеме посвящена обширная литература (Beskow, 1935; Лебедев, 1935; Цытович и Сумгин, 1937; Сумгин и др., 1940; Федосов, 1940; Гольдштейн, 1948, и др.). Ниже не излагаются все существующие точки зрения, а приводится лишь наиболее вероятное, с точки зрения автора, объяснение.

новения градиента давления для различных состояний влаги в рыхлых породах неодинакова. Оставляя в стороне водяной пар в воздушных порах и твердые лед I и прочносвязанную «воду», следует выделить два различных в отношении механизма миграции состояния влаги: рыхло-связанную воду и свободную воду.

Рыхло-связанная вода, как это экспериментально установлено А. Ф. Лебедевым (1935), мигрирует в направлении уменьшения толщины пленки связанной воды. Происходит выравнивание толщины пленки, наподобие выравнивания поверхности свободной воды под действием силы тяжести до горизонтального уровня, с тем отличием, что силы, действующие на единицу массы (силы связывания), в этом случае больше гравитационных сил, и пленочная миграция не зависит от направления силы тяжести. При замерзании внешней части пленки связанной воды толщина пленки уменьшается, что вызывает пленочную миграцию в направлении, противоположном направлению температурного градиента, — подтягивание рыхло-связанной воды к слою кристаллизации. Вне слоя кристаллизации оттекающая по пленкам рыхло-связанная вода может пополняться за счет запасов свободной воды, пока они имеются [1].

Что касается свободной воды, то причины возникновения градиента давления в ней могут быть разнообразны, но большинство их не имеет непосредственного отношения к промерзанию; в частности, не связано с ним гравитационное движение свободной воды и капиллярное всасывание (под действием менисковых сил), за исключением лишь частного случая образования «пор замерзания» от расширения замерзающей воды [2]. Ка-

[1] Этот процесс совершенно подобен пленочной миграции в направлении уменьшения толщины пленки за счет испарения и не имеет ничего общего с «подсасыванием» воды непосредственно «силой кристаллизации» льда, как его изображает С. Тэбер (1930 и др.). Миграция идет в пленках, сорбированных минеральным твердым скелетом породы, а не льдом.

По мнению М. Н. Гольдштейна (1948), причиной пленочной миграции является разность осмотических давлений, возникающая вследствие повышения концентрации раствора в результате замерзания внешних слоев пленки. О том, что этот фактор не может играть решающего значения, свидетельствует применение засоления для борьбы с пучинами, которое, как признает М. Н. Гольдштейн, устраняет льдовыделение, даже если засоленный грунт замерзает. Замерзание происходит, несмотря на то, что чем больше начальная концентрация раствора, тем больше, конечно, и различие концентраций и осмотических давлений, создаваемое замерзанием одинакового количества воды.

[2] На этом второстепенном явлении была основана первая гипотеза миграции воды в замерзающих грунтах, созданная русским инженером В. Штукенбергом (1885).

пиллярное всасывание идет из более влажных участков пор, с менисками меньшей кривизны, в более сухие, с менисками большей кривизны. При наличии температурного градиента появляется новый фактор миграции — градиент поверхностного натяжения, направленный в сторону температурного градиента и ведущий к движению воды в противоположном направлении, т. е. в сторону большего поверхностного натяжения, при одинаковой кривизне менисков. Но и этот термический фактор, способствующий миграции воды к фронту кристаллизации, не связан с замерзанием как таковым и действует также в пределах положительных температур.

Только при большом количестве свободной воды в породе, заполняющей все поры, когда уменьшение объема скелета и «защемленных» водой воздушных пузырьков при понижении температуры (по закону Гей-Люссака) не может компенсировать расширения воды при превращении в лед, миграция вызывается непосредственно замерзанием. В этом случае происходит отжимание воды из замерзающего слоя, следовательно, миграция в направлении температурного градиента или, точнее, в направлении наименьшего сопротивления, которое может и не совпадать с направлением температурного градиента.

Следовательно, направление и интенсивность миграции влаги в рыхлой горной породе при промерзании обусловлены в конечном счете степенью дисперсности породы и ее влажностью. В дисперсных породах с большой удельной поверхностью скелета и тонкими порами вся или значительная часть воды связана, количество ее при полном насыщении может значительно превышать объем скелета, растущие кристаллы льда отталкивают частицы породы, отнимая одновременно воду из внешней части связанной пленки, а вода мигрирует в сторону, противоположную направлению температурного градиента, к слою кристаллизации, доставляя все новое питание для роста ледяных кристаллов.

Напротив, в крупнозернистых породах с малой удельной поверхностью скелета и крупными порами связанная вода занимает очень небольшую часть объема породы, отчего даже при благоприятных условиях пленочная миграция не могла бы давать заметного эффекта. При достаточной влажности весь избыток влаги представляет собою свободную воду, замерзающую в порах породы между частицами скелета. Вследствие большой величины поверхности каждой частицы кристаллы льда на контактах с частицами скелета не способны расти за счет питания пленкой рыхло-связанной воды с такой же скоростью, как в порах между частицами за счет питания свободной водой, и вместо отталкивания и раздвигания породы кристаллы прорастают ее по порам. Кроме того, в крупнозернистой породе давление на

контактах между частицами чрезмерно велико для того, чтобы между ними оставалась пленка достаточно подвижной связанной воды, так как вес вышележащей толщи в крупнозернистой породе распределяется на меньшее число точек.

Если такая сравнительно крупнозернистая порода не насыщена водой, то миграции жидкой воды в процессе промерзания практически не происходит, — возможна только миграция по воздушным порам в парообразном состоянии (дистилляция и сублимация), но благодаря громадной теплоте парообразования она в большей степени является фактором теплопередачи, чем фактором миграции влаги. Основная масса воды замерзает без миграции, образуя цементирующие минеральный скелет зерна льда; последние не заполняют всех пор и размерами не превышают частиц скелета, а обычно бывают меньше их. Таким образом, возникает интерсертальная структура мерзлой породы.

В насыщенной водой крупнозернистой породе в процессе промерзания свободная вода, выжимаемая растущими кристаллами льда, мигрирует от фронта кристаллизации в направлении наименьшего сопротивления фильтрации в открытой системе или в направлении деформируемой стенки в замкнутой системе. В случае возникновения многочисленных центров кристаллизации, чему способствуют служащие ядрами замерзания минеральные частицы, промерзающая водонасыщенная мерзлая порода также приобретает интерсертальную структуру с кристаллами льда-цемента, не превышающими размера пор и частиц скелета. Но при очень медленной, только вынужденной кристаллизации в водонасыщенной породе может возникнуть п о й к и л и т о в а я с т р у к т у р а, в которой частицы скелета включены в крупные кристаллы проросшего по порам льда-цемента.

В обоих взаимно противоположных случаях вызывающего миграцию воды промерзания рыхлых горных пород — в случае дисперсных пород с подтягиванием связанной воды к слою кристаллизации и в случае крупнозернистых пород с отжиманием свободной воды от фронта кристаллизации — миграция происходит тем интенсивнее, чем больше влажность промерзающей породы. Предел влажности, при котором еще продолжается миграция при промерзании, в случае крупнозернистых пород близок к полной водонасыщенности, а для дисперсных пород приблизительно соответствует влажности максимальной молекулярной влагоемкости.

Зависимость интенсивности миграции обоих описанных типов от размера частиц породы прямо противоположна. Миграция свободной воды в крупнозернистых породах от фронта кристаллизации идет тем интенсивнее, чем поры, а следовательно, и частицы, крупнее, так как при этом резко возрастает коэффициент

фильтрации, т. е. уменьшается сопротивление оттоку воды. Напротив, пленочная миграция к слою кристаллизации в дисперсных породах при прочих равных условиях протекает тем интенсивнее, чем мельче частицы скелета, так как при этом быстро увеличивается их удельная поверхность и, следовательно, количество подводящих воду пленок на единицу объема породы. Если фактически в менее дисперсных пылеватых грунтах миграция воды в процессе промерзания оказывается более интенсивной, чем в глинах, то это, повидимому, отчасти является результатом различий в толщине пленок связанной воды.

В дисперсных грунтах поры меньше нормальной толщины пленки связанной воды, поэтому в «водонаполненном» состоянии, — как называет А. Е. Федосов (1940) состояние, когда поры заполнены водой, — порода продолжает впитывать воду, «набухая» до водонасыщенного состояния, пока пленка связанной воды, раздвигая частицы скелета, не приблизится к нормальной толщине. Поэтому при одинаковом содержании влаги в «водонаполненном» состоянии в более дисперсном грунте пленки связанной воды более тонки, внешние слои в них связаны прочнее, менее подвижны и, несмотря на бóльшую удельную поверхность, не могут обеспечить достаточной интенсивности миграции. К этому присоединяются еще и различия в способности связывания воды породами разного минералогического состава; в частности, бентонитовые глины обладают способностью не только поверхностного, но и объемного связывания воды (проникающей внутрь кристаллической решетки, раздвигая ее), что ведет к различиям в толщине пленок и в подвижности связанной воды.

Однако вязкость связанной воды настолько велика, что подтягивание ее может происходить лишь очень медленно и с небольшого расстояния, по мнению М. Н. Гольдштейна (1948), измеряемого сантиметрами. Поэтому если порода настолько дисперсна, что вся вода в ней связана, то миграция не может быть очень интенсивной. Более благоприятны условия для миграции в тех породах, где наряду с достаточно большим количеством связанной воды имеется также свободная вода (в особенности гравитационная или соединенная с ней капиллярная), питающая сорбированные пленки вне слоя кристаллизации.

С подтягиванием воды к слою кристаллизации в промерзающих как открытые системы дисперсных породах связано образование с е г р е г а ц и о н н о г о л ь д а (от латинского segrego — о т д е л я т ь) и вызываемое им р а в н о м е р н о е на более или менее значительных участках п у ч е н и е пород. С выжиманием воды из крупнозернистых пород, нередко также с выжиманием переувлажненных масс, принявших состояние плывуна, в породах, промерзающих как замкнутые системы,

т. е. окруженных водонепроницаемой (например мерзлой) оболочкой, связаны образование инъекционного льда и вызываемое им дифференциальное пучение пород. В обоих случаях формирование ледяных тел среди полиминеральных мерзлых пород является результатом рассмотренного выше процесса кристаллизационной дифференциации в рыхлой влажной породе. Но в первом случае происходит выделение льда в слое кристаллизации, а во втором — внедрение под напором отжимаемой воды по плоскостям ослабления в деформируемых промерзающих породах с последующим полным или частичным замерзанием водяной линзы.

Сегрегационные льды

Если рассматривать процесс образования сегрегационного льда как наложенную на первичную осадочную породу кристаллизационную дифференциацию, то мерзлые породы с сегрегационным льдом должны быть отнесены к числу такситов (при правильном послойном чередовании — эвтакситов), а тела сегрегационного льда — к конституционным шлирам.

По описанным выше причинам сегрегационные льды образуются только в рыхлых дисперсных породах — глинах, суглинках, реже — в супесях, при достаточном увлажнении, на не слишком большой глубине от дневной поверхности (под не очень большим давлением) и при медленном промерзании. В наиболее благоприятных условиях пределом размера частиц рыхлой породы, допускающим еще выделение сегрегационного льда, является приблизительно 0,1 мм (Beskow, 1935, 1939). При увеличении внешнего давления или сцепления между частицами породы, а особенно при ускорении замерзания и уменьшении влажности этот предел резко снижается, так что при очень быстром замерзании самая тонкая глина образует макроскопически однородную породу без включений льда.

Влияние скорости промерзания ближе определяется соотношением между скоростью отвода тепла и скоростью притока воды: чем больше скорость охлаждения, тем быстрее должен итти приток воды, выделяющей скрытую теплоту кристаллизации, чтобы продолжался непрерывный вынужденный рост раздвигающих породу кристаллов сегрегационного льда. Если скорость охлаждения станет больше скорости притока воды, то в порах впереди возникнут новые центры кристаллизации, перехватывающие мигрирующую воду, и на некотором расстоянии от прежних начнется рост новых кристаллов сегрегационного льда. Чем медленнее идет охлаждение, тем большего

размера достигают тела сегрегационного льда и большими оказываются промежутки между ними, тем совершеннее кристаллизационная дифференциация; и наоборот, чем быстрее охлаждение, тем мельче и чаще расположены выделения льда, так как времени для миграции воды в процессе промерзания было меньше. В пределе, при очень быстром охлаждении, кристаллизационной дифференциации вообще не происходит — влага фиксируется на месте в виде мельчайших, равномерно распределенных в породе кристаллов льда-цемента. Подобное же препятствующее миграции действие оказывают уменьшение влажности, увеличение дисперсности при той же влажности и вообще всякое уменьшение подвижности воды в породе [1].

Первой разновидностью сегрегационного льда, образующегося в начале процесса промерзания влажной дисперсной породы, являются выцветы льда на поверхности почвы, которые многократно описывались с 1821 г. (Dobrowolski, 1923, стр. 387 — 390). Они возникают при медленном охлаждении земной поверхности, например, во время ночных радиационных заморозков, когда температура почвы у самой поверхности остается положительной, а температура воздуха падает ниже нуля. На переувлажненных почвах могут образоваться сплошная корка шестовато-волокнистого льда (Чирвинский, 1936), или разобщенные ледяные стебельки (Бонштедт, 1921) — столбчатые кристаллы до 10 — 12 см в высоту и 1—2 см в поперечнике, которые поднимают на себе камни и другие предметы с поверхности. Иногда возникает также решетка пластинчатых кристаллов с ледяной коркой наверху, описанная под названием ледяных друз (Баранов, 1949), и образуются разнообразные другие формы. Все они отличаются от сублимационных ледяных кристаллов инея и изморози на поверхности почвы тем, что образуются за счет замерзания поднимающейся к поверхности почвенной воды, причем нарастание их происходит снизу, на контакте с влажной почвой, и представляет собой типичный процесс сегрегации.

Внутри тонкодисперсной горной породы кристаллы льда зарождаются прежде всего в более крупных порах, где вода связана менее прочно. Зародыши ориентированы беспорядочно и стремятся расти преимущественно в базисной плоскости. Но

---

[1] Влажные водонепроницаемые породы, не допускающие миграции воды, некоторые исследователи уподобляют замкнутым системам. В таком понимании различие замкнутых и открытых систем становится относительным, зависящим от соотношения скоростей промерзания и миграции воды. В отличие от этого ниже под замкнутой системой при промерзании подразумевается некоторый объем водопроницаемой породы, где возможна миграция воды, всесторонне ограниченной водонепроницаемой оболочкой.

условия для роста разных кристаллов оказываются различными, в зависимости от их пространственной ориентировки, расположения по отношению к местным неоднородностям вмещающей породы и к соседним ледяным кристаллам, далее в зависимости от времени возникновения зародыша относительно своих соседей, а также от свойств породы, в том числе ее начальной влажности, и от интенсивности отвода тепла. Под влиянием этих факторов в процессе промерзания происходит о т б о р ледяных кристаллов: одни из них вырастают до значительных размеров, раздвигая минеральный скелет породы и соединяясь группами в более или менее крупные агрегаты, другие остаются мелкими, цементируя частицы породы.

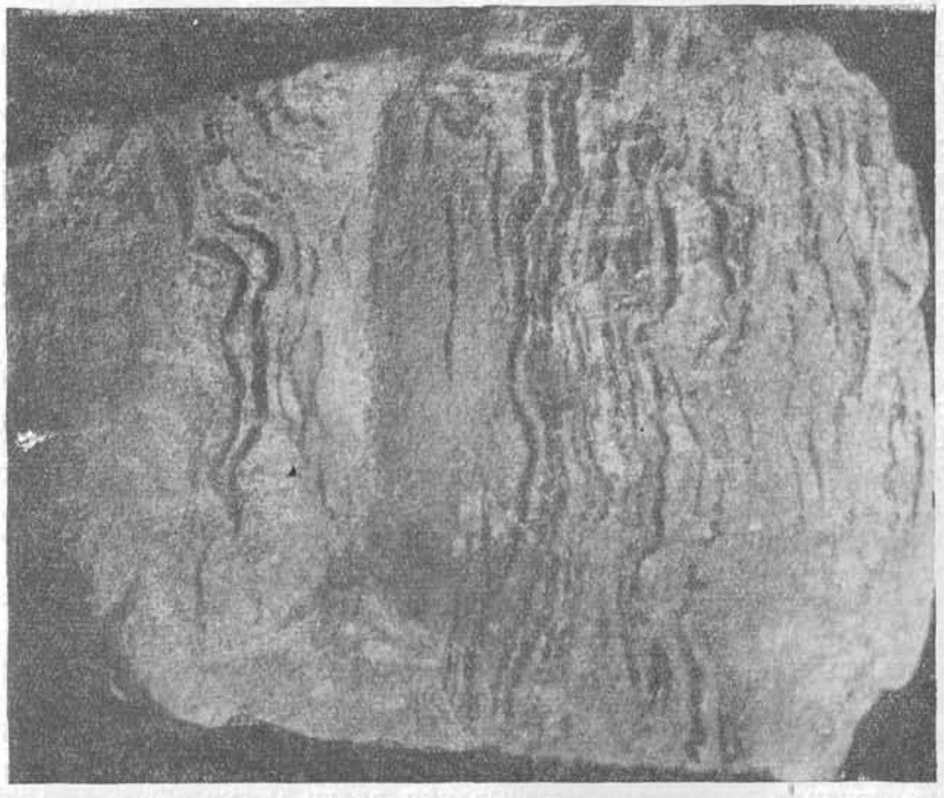
Развиваются преимущественно те кристаллы, которые зародились первыми, — они успевают использовать местные запасы влаги из окружающих участков породы.

В переувлажненной текучей породе кристаллы растут за счет своего окружения, легко раздвигая минеральные частицы в любом направлении. В этих условиях ориентировка зародыша безразлична, все зародившиеся достаточно рано кристаллы разрастаются по базисной плоскости, образуя беспорядочную решетку пластинчатых монокристаллов с ячейками породы между ними, тем более густую и тонкую, чем быстрее шло промерзание. В зависимости от величины температурного градиент: рост решетки монокристальных ледяных шлиров происходит в более или менее узкой зоне промерзания, но со временем последняя перемещается в глубь массива. При этом кристаллы, ориентированные базисной плоскостью в направлении промерзания, проникают в еще талую породу до зарождения в ней кристаллов с другой ориентировкой (для чего требуется большее охлаждение) и получают преимущество в развитии. Таким образом, во всей массе породы последовательно, слой за слоем, формируется беспорядочная сетчатая морозная текстура; при этом чем медленнее идет промерзание, тем большее преобладание в ней могут получить ледяные шлиры, ориентированные в направлении температурного градиента (фиг. 66).

Для таких текстур, повидимому, характерно формирование сегрегационного льда в основном за счет собственных запасов влаги в породе с перераспределением ее лишь в пределах незначительного по мощности слоя. В этих условиях вмещающая порода играет пассивную роль среды, в которой кристаллы льда развиваются по собственным законам. Текстура мерзлой породы определяется главным образом ориентировкой возникающих в ней кристаллов льда.

По мере уменьшения начальной влажности и изменения консистенции породы от текучей к пластичной условия сегрегационного льдообразования существенно изменяются. Главное

изменение заключается в возникновении все более значительного сопротивления раздвиганию породы во всех направлениях, кроме направления, нормального к поверхности массива, т. е. в большинстве случаев вертикального. Кроме того, рост кристаллов льда и дегидратация минеральных частиц в этих условиях приводят к появлению в породе трещин. Меняются также условия питания растущих кристаллов влагой.



Фиг. 66. Шлиры сегрегационного льда в супеси. ×0,5.

(Фото Б. И. Втюрина)

Вследствие различий сопротивления вмещающей породы раздвиганию в разных направлениях происходит отбор кристаллов, выходящих за пределы развития внутри пор: дальше могут расти только те из них, которые ориентированы базисными плоскостями более или менее параллельно поверхности массива и, следовательно, в большинстве случаев также параллельно изотермическим поверхностям. Благодаря этому приобретает новое значение и ряд других факторов. То обстоятельство, что зарождение кристаллов происходит одновременно примерно на

одной и той же изотермической поверхности при преимущественном росте их в этой плоскости, вызывает тенденцию к слиянию кристаллов в поликристаллические ледяные шлиры, параллельные поверхности массива. При этом, чем больше температурный градиент, чем однороднее и тоньше порода, тем более вероятны одновременное зарождение кристаллов на одной изотермической поверхности и образование непрерывных ледяных слоев на большом протяжении. В условиях малых температурных градиентов роль изотермических поверхностей в ограничении пространственной возможности зарождения и роста кристаллов уменьшается.

Неоднородность, перерывы сплошности и плоскости более слабого сцепления в пластичной породе приобретают большое значение как места зарождения и преимущественного роста ледяных кристаллов, ориентированных базисными плоскостями параллельно плоскостям ослабления. Ледяные шлиры возникают прежде всего в трещинах, по плоскостям скрытой зачаточной сланцеватости суглинков и глин, по границам слоев, вокруг камней, в ходах червей и т. п., а в пористой пахотной земле образуются неправильные гнезда льда. Особенно правильная слоистая морозная текстура формируется в ленточных глинах. Влияние первичного строения породы до промерзания столь велико, что, если направление слоистости резко отличается от направления изотерм, возникают две системы ледяных шлиров, ориентированные по обоим направлениям, с постепенными переходами между ними.

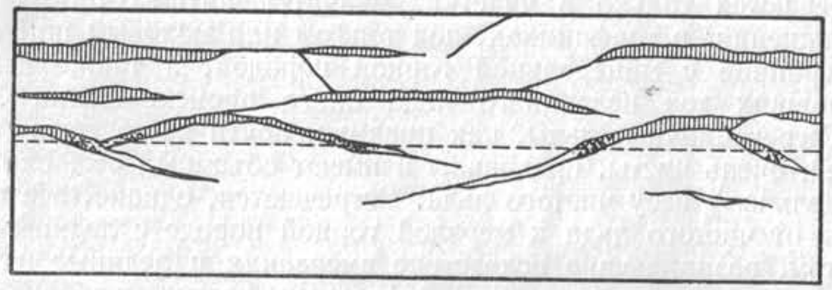
При расклинивании пластичной породы растущими кристаллами льда, сопровождающемся дегидратацией минеральных частиц и усадкой породы, возникают трещины, ориентированные преимущественно по направлению преобладающего роста пластинчатых кристаллов, параллельно фронту промерзания, но нередко отклоняющиеся от этого направления. Перед зоной промерзания вследствие отсасывания влаги могут образоваться также трещины, расположенные под прямым углом к первым, в направлении промерзания. Растрескивание распространено тем больше, чем более дисперсна порода. Перед зоной промерзания часто наблюдается прерывистая система трещин, последовательно заполняющихся льдом и проникающих иногда на несколько сантиметров в породу, температура которой превышает 0° (фиг. 67). Эти явления нарушают правильность формирующейся слоистой текстуры.

Если трещина изгибается, то кристалл, послуживший причиной ее появления, может изменить направление роста, следуя направлению трещины, отчего возникает несоответствие между ориентировкой кристаллографических и геометрических осей кристаллов. В других случаях в трещинах зарождаются новые

кристаллы, которые вскоре заполняют возникшую полость, примыкая к первичным кристаллам, вызвавшим возникновение грещины.

Таким образом, при пластической консистенции вмещающая порода перестает играть пассивную роль среды для развития кристаллов льда, но, взаимодействуя с последними, своей неоднородностью оказывает существенное влияние на формирующуюся криогенную текстуру.

Возникновение параллельных изотермам слоистых криогенных текстур может сопровождаться значительным подтоком



Фиг. 67. Поперечный разрез границы зоны промерзания в глине.

Лед кристаллизуется преимущественно в открытых трещинах, образующихся ниже границы промерзания. (По G. Beskow, 1935).

воды в зону промерзания из нижних горизонтов с образованием относительно мощных ледяных шлиров. Необходимым условием для этого является равновесие между количеством тепла, отводимого к источнику холода, и количеством тепла, выделяемого в процессе кристаллизации мигрирующей в зону промерзания водой. Чем быстрее идет промерзание, тем интенсивнее должен быть подток воды. Если равновесие между ними нарушается вследствие ускорения промерзания или вследствие уменьшения притока воды после обеднения влагой близлежащих горизонтов, то промерзание охватывает поры породы ниже ледяного шлира, где может начать формироваться новый шлир, также растущий в толщину за счет подтягиваемой воды, если снова устанавливается необходимое равновесие.

В большинстве случаев, повидимому, процесс промерзания пластичных пород представляет собой чередование остановок фронта кристаллизации на уровнях установления теплового равновесия, где формируются ледяные шлиры, со скачкообразными перемещениями его после исчерпания близлежащих запасов влаги и нарушения равновесия (Taber, 1930; Beskow, 1935, и др.). В общем чем медленнее идет промерзание, тем благоприятнее условия для поддержания теплового равновесия и

формирования мощных ледяных шлиров. При образовании сетчатых текстур в переувлажненных породах явление миграции влаги из других горизонтов и возникновение теплового равновесия за счет этого фактора вряд ли могут играть заметную роль, однако характер зависимости размера ледяных шлиров от скорости промерзания остается тем же: чем быстрее промерзание, тем тоньше шлиры и обусловленная ими криогенная текстура.

Мощность шлиров сегрегационного льда в большинстве случаев колеблется в пределах от миллиметров до 1—2 см, реже до 20—30 см. Более мощные линзообразные шлиры — до 1 м — встречаются только в участках значительного местного переувлажнения: в торфяниках, под торфом или моховым покровом на границе с минеральной горной породой, а также вокруг обтаявших тел подземного льда иного происхождения [1].

Сегрегационные льды, как правило, почти не содержат примесей, очень чисты, прозрачны и имеют объемный вес, близкий к удельному весу чистого льда. Встречаются, однако, все переходы от чистого льда к мерзлой горной породе с ледяным цементом, возникающие вследствие вмерзания в ледяные шлиры в процессе кристаллизации отдельных частиц и более или менее крупных включений—ксенолитов вмещающей породы. В случае увеличения размеров ксенолитов трудно установить границу между единым ледяным шлиром с включениями и породой с сетчатой текстурой, т. е. с породой, пронизанной сетью ледяных шлиров, которая внешне очень напоминает брекчию с базальным ледяным цементом.

В небольших линзах сегрегационного льда изредка содержатся лишь мелкие сферические включения воздуха. В более мощных шлирах наблюдаются тонкие цилиндрические и нитевидные включения, вытянутые в направлении кристаллизации. Иногда встречаются также шлиры льда, пронизанного большим количеством вертикальных цилиндрических включений воздуха и отличающегося благодаря этому белым цветом.

Структура сегрегационных льдов разнообразна, как и условия их формирования, и, повидимому, закономерно связана с характером текстуры мерзлой толщи. Чаще всего встречаются гипидиоморфно-зернистые структуры с более или менее отчетливым преобладанием ориентировки главных осей кристаллов по нормали к плоскости шлиров. При этом в тонких шлирах кристаллы имеют пластинчатую форму, а в более мощных —

[1] Указанная С. Тэбером (Taber, 1943) мощность сегрегационных льдов Аляски в 3,6 м не соответствует действительности, так как Тэбер ошибочно приписал сегрегационное происхождение повторным ледяным жилам.

столбчатую. Более редка аллотриоморфно-зернистая структура с приблизительно изометричными и беспорядочно ориентированными кристаллами. Встречаются как мелкозернистые структуры (кристаллы до долей миллиметра в поперечнике), так и крупнозернистые (до 2—5 см и более). Преобладающими размерами кристаллов в плоскости шлира являются 5—10 мм, а наибольшие наблюдавшиеся размеры достигали 20 × 9 см. Если в результате ортотропной кристаллизации шлир достигает мощности, значительно превышающей поперечник кристаллов в плоскости шлира, то формируется призматически-зернистая структура со столбчатыми кристаллами, а в мелкозернистых разностях — даже игольчатыми.

Сегрегационные льды представляют собою вторую большую группу подземных льдов, по своей массе уступающую повторно-жильным льдам, но зато имеющую значительно более широкий ареал распространения. Область распространения сегрегационных льдов практически совпадает с областью распространения пылеватых и глинистых мерзлых пород [1].

Льды этого типа имеют большое практическое значение, так как образование их является причиной пучения грунтов, а таяние — результатом значительной осадки последних, что приводит к разрушению сооружений, возведенных на «морозоопасных» грунтах. Кроме того, образование сегрегационного льда нередко вызывает разрыв корней растений и гибель посевов.

Инъекционные льды

Согласные ледяные инъекции, в отличие, с одной стороны, от жильных льдов, представляющих собою несогласные инъекции, а с другой, — от льдов сегрегационных, являются продуктами замерзания свободной воды или массы разжиженного грунта — плывуна, внедрившихся под напором вдоль границ водонепроницаемых пластов горных пород. Давление воды, раздвигающей и деформирующей вмещающие породы, может иметь двоякое происхождение, причем промерзание горных пород играет различную роль. В одних случаях промерзание только нарушает установившийся гидрогеологический режим, уменьшая живое сечение потока подземных вод или создавая на его пути преграду из водонепроницаемой мерзлой породы.

[1] К типу сегрегационных, в частности, следует отнести льды, описанные С. П. Качуриным (1946) под названием инфильтрационно-солифлюкционных. В этом случае отличие от других сегрегационных льдов заключается не в механизме процесса льдовыделения и не в обусловленных им формах залегания и строения льда, а только в происхождении исходного материала — воды.

В этих условиях роль промерзания пассивна и источником давления является гидравлический напор потока подземных вод. В других случаях при промерзании может возникать замкнутая система — некоторый объем водопроницаемой увлажненной породы, со всех сторон ограниченный водонепроницаемой оболочкой, в котором свободного пространства пор недостаточно для компенсации увеличения объема воды, превращающейся в лед. В этих условиях напор воды или плывунной массы создается в результате самого промерзания.

Вода под возрастающим давлением устремляется в направлении наименьшего сопротивления, т. е. в участки наименьшей мощности промерзшего сверху водонепроницаемого слоя, отрывая его и отслаивая от подстилающей талой породы водяными линзами или пластами, впоследствии промерзающими. При большом сопротивлении мерзлой кровли изгибу и при слабом сцеплении ее с подстилающей породой образуется плоский интрузивный пласт. В противном случае кровля изгибается более круто и возникает бугор с плосковыпуклым ядром, по форме соответствующий лакколиту. В зависимости от соотношения прочности мерзлой кровли с прочностью закрепления ее на основании с боков и от количества притекающей воды могут возникать интрузивные пласты или крутовыпуклые кверху линзы — лакколиты, или, наконец, различные переходные образования, иногда с несколькими вздутиями самого разнообразного размера.

При большом по сравнению с площадью пучения притоке воды кровля не выдерживает и в апикальной части бугра разбивается «эндогенными» трещинами, сквозь которые происходит излияние воды или плывуна на поверхность — лакколит превращается в «гидровулкан», дающий наземную наледь, или в «грязевой вулкан» («мерзлотный сальз»). Случается, что разрывы кровли сопровождаются извержениями фонтанов воды или жидкой грязи в несколько метров высотой, а иногда они представляют собой взрывы, разбрасывающие обломки кровли.

Трещины могут вскоре регенерировать вследствие замерзания заполняющей их воды, и при продолжающемся напоре воды разрывы и извержения повторяются. Процесс прекращается, когда ослабевает напор воды или если из-за промерзания увеличивается прочность кровли; в последнем случае инъекция может направиться в другое место, где кровля окажется более податливой; в результате возникают группы бугров пучения.

В разных мерзлотно-гидрогеологических условиях процессы дифференциального пучения и образования инъекционных льдов протекают неодинаково и приводят к различным результатам.

Инъекционные ледяные шлиры могут возникать в слое сезонного промерзания и оттаивания или же у нижней поверхности прогрессивно промерзающей толщи небольшой мощности. Первые представляют собой сезонные или частично перелетовывающие, кратковременные образования (фиг. 68), тогда как вторые являются образованиями многолетними.

Ледяные инъекции в виде линз мощностью до 1 м и диаметром до 10 м иногда встречаются в зоне сезонной мерзлоты в местах выхода восходящих источников. Значительно большее распространение и размеры имеют ледяные инъекции в слое

Фиг. 68. Протаявший сезонный гидролакколит.
(Фото П. Ф. Швецова и В. П. Седова)

сезонного оттаивания области «вечной» мерзлоты. По вопросу о том, возникают ли они вследствие промерзания замкнутых систем или же от промерзания нисходящих потоков надмерзлотных вод, единого мнения не сложилось на всем протяжении истории исследования подземных наледей. Первую причину выдвигали С. А. Подьяконов (1903), В. Н. Сукачев (1911), К. Никифоров (1912) и Д. А. Драницын (1914), а М. И. Сумгин (Сумгин и др., 1940; Цытович и Сумгин, 1937; и др.) воспроизвел это явление в лаборатории и дал математическую фор-

мулировку теории дифференциального пучения при промерзании замкнутых систем. Второй точки зрения на причину образования инъекций придерживались Л. П. Прасолов (1911), С. А. Яковлев (1911), Р. И. Аболин (1913), Н. И. Толстихин (1932), И. Я. Баранов (1940) и некоторые другие гидрогеологи.

Несомненно, оба типа инъекций существуют и, повидимому, связаны постепенными взаимопереходами, во многих случаях делающими затруднительным точное разграничение их. Вместе

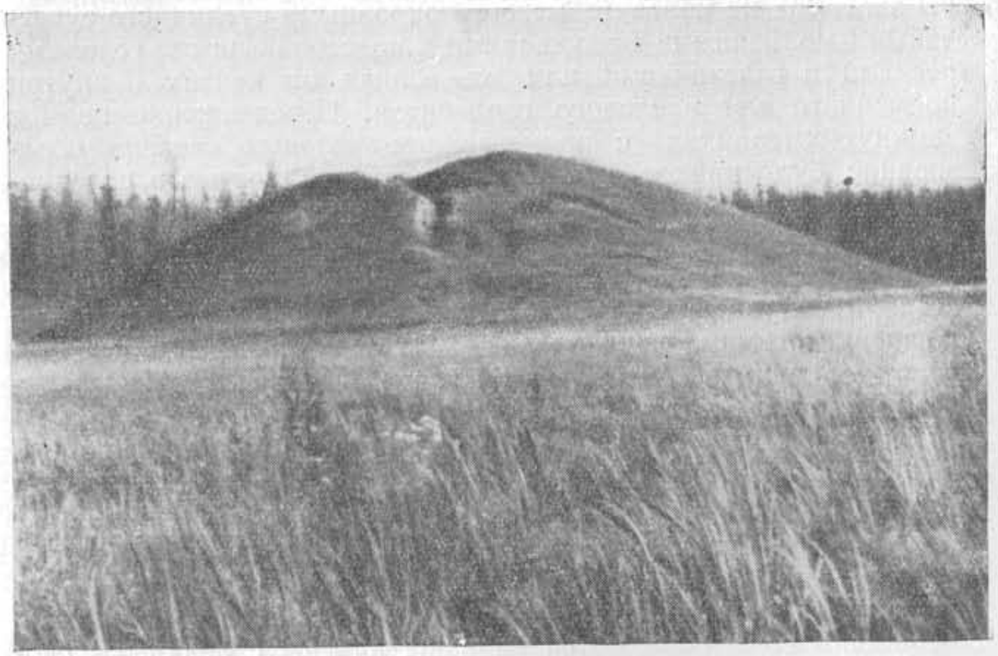
Фиг. 69. Булгуннях (гидролакколит) в термокарстовой котловине.
(Фото Б. И. Втюрина)

с тем накопившиеся к настоящему времени многочисленные конкретные описания указывают на значительное количественное преобладание и на более крупные масштабы явлений пучения, связанных с промерзанием потоков надмерзлотных вод. Сезонные бугры пучения с ледяными ядрами распространены преимущественно в районах с пересеченным рельефом, располагаются у подножья склонов, в долинах небольших рек и в ложбинах стоков временных ручьев; высота их достигает 2—3 м. В равнинных районах без четко выраженных потоков надмерзлотных вод дифференциальное пучение развито слабо и в большинстве случаев является причиной только образования небольших пластовых ледяных интрузий.

В районах мерзлых горных пород небольшой мощности и сложного тектонического строения образуются многолетние

ледяные инъекции на выходах подмерзлотных вод, впервые описанные Н. И. Толстихиным (1932) под названием гидролакколитов. Кровля инъекций этого типа может достигать большой мощности (до 15 м) и иногда сложена не только мерзлыми четвертичными наносами, но и пластами коренных пород. Высота бугров пучения на выходах восходящих источников достигает 10—12 м, иногда даже 15—17 м.

Наибольшее значение имеют многолетние ледяные инъекции, образующиеся при промерзании замкнутых снизу таликов



Фиг. 70. Тот же булгуннях крупным планом.
(Фото Б. И. Втюрина)

под мелеющими или высохшими озерами. Для объяснения их образования указанные воззрения Подьяконова — Никифорова были применены С. Г. Пархоменко, который впервые употребил для их обозначения термин «ледяные лакколиты» (1929), а затем В. Н. Андреевым (1936), В. Н. Саксом (1940), М. И. Сумгиным (1940) и другими исследователями. Бугры пучения этого типа известны в литературе под якутским названием «булгунняхи», которому в Северной Америке соответствует эскимосское название «пинго». Булгунняхи вырастают в промерзающих озерных котловинах постепенно, в течение длительного времени, поднимаясь со скоростью от едва заметной до превышающей 0,5 м в год. Высота булгунняхов в большинстве случаев колеб-

лется от нескольких до 20—25 м (фиг. 69, 70), а в северных районах — местами даже до 40—70 м (Пархоменко, 1929; Leffingwell, 1919, стр. 150—151). Крупные булгунняхи на аллювиальных равнинах значительно превышают высшие точки окружающей местности на обширных пространствах. В поперечнике булгунняхи достигают нескольких десятков и сотни метров. Кровля их имеет мощность 2—8 м, подошва ледяного или льдистого ядра обычно залегает на 5—10 м ниже окружающей поверхности. Как правило, булгунняхи приурочены к аллювиальным толщам, и слагающие их ядра инъекционные ледяные шлиры залегают на контакте между покровными суглинисто-супесчаными пойменными отложениями и подстилающими русловыми песками и галечниками или же вблизи от контакта внутри пойменного или руслового горизонтов. Передвижение воды в замкнутых таликах, с промерзанием которых связано образование булгунняхов, происходит почти полностью в водопроницаемом русловом аллювии.

Плоско-выпуклые ядра бугров пучения сложены сплошными ледяными линзами, иногда с параллельными кровле прослоями — ксенолитами вмещающих мерзлых пород или более или менее мощными пластами льда, чередующимися с мерзлыми породами. Иногда сплошная в центральной части ледяная линза на периферии расслаивается, превращаясь в пачку утоняющихся и выклинивающихся слоев. В апикальной части достаточно выпуклых бугров встречаются ледяные жилы, пронизывающие кровлю и верхнюю часть ядра.

Растущие бугры подстилаются талыми водоносными породами или водяными линзами, причем вода в большинстве случаев обладает гидравлическим напором. В сезонных буграх после вытекания воды образуются большие камеры с ледяными сводами, по краям которых видны «узкие черные норы» — отверстия сети водоносных каналов (Никифоров, 1912). В апикальной части бугров встречаются воздушные полости с ледяным сводом высотой до 3 м.

Различие в строении бугров с ядрами из сплошного льда или из льдистых мерзлых пород обусловлено, повидимому, соотношением между скоростью внедрения воды и скоростью промерзания. Если успевает замерзать только часть поступающей воды, то под замерзающим слоем постоянно находится водяная линза, в результате замерзания которой образуется чистый лед. Если же соотношение скоростей указанных процессов меняется во времени, то после замерзания водяной линзы следует промерзание водоносной породы в основании, за ним очередное внедрение воды и т. д., в результате чего возникает чередование инъекционных ледяных шлиров с льдистыми породами.

То же получается и вследствие периодических разрывов мерзлой кровли с излияниями воды на поверхность, вслед за которыми происходит регенерация трещин и промерзание подстилающей породы до нового внедрения. При достаточном уменьшении скорости притока воды образуется только льдистая порода с мелкими сегрегационными шлирами, образованию которых в той или иной степени способствует напорная миграция воды, повышающая влажность пород до промерзания. Таким образом, возможны постепенные переходы от инъекционных льдов к сегрегационным.

Инъекционный лед, как правило, очень чист и прозрачен. Ксеногенные твердые примеси в нем встречаются лишь у основания шлиров в виде поднимающихся внутрь льда и местами изгибающихся языков и струек мелких минеральных частиц, поднятых, повидимому, движениями воды. Иногда у контактов встречаются также корешки растений, стебли и ветки с комками грунта, проникающие вглубь ледяного массива.

Во льду инъекционных шлиров в небольшом количестве содержатся воздушные включения самых разнообразных размеров и форм, образующие смутно выраженную слоистость, параллельную кровле, разнообразные вертикальные, косые и неправильные сгущения и т. п. В крупных инъекциях можно встретить группы и гроздья больших, вытянутых вертикально и изогнутых пузырьков неправильной формы. Встречаются также разветвленные системы, сплюснутые горизонтально пузырьки, сферические, цилиндрические и нитевидные пузырьки и т. д., т. е. все генетические типы первичных включений, указывающие на большую сложность и разнообразие процессов кристаллизации. Апикальные части ледяных лакколитов бывают обогащены крупными воздушными включениями, особенно, повидимому, в случае значительной роли промерзания с боков и снизу, в результате концентрации там автогенных газов. Крайним случаем такой концентрации является образование обширных воздушных полостей.

Давление газов в ядрах бугров пучения и в содержащихся в них включениях может быть очень высоким, так как при промерзании замкнутых систем оно практически ограничено только величиной сопротивления жесткой оболочки. С другой стороны, взрывы и катастрофические извержения воды и сжатого воздуха, повидимому, в некоторых случаях могут приводить к возникновению внутри бугров вакуума вследствие быстрого замерзания переохлажденной воды в трещинах кровли, фиксирующего пониженное давление после взрыва. Так, в небольшом ледяном лакколите, содержавшем в апикальной части большое количество воздушных включений (28—34% объема, объемный вес льда 0,885—0,891 г/см³), автором было установлено давление воздуха в 0,44 и 0,50 атм.

Структура инъекционных льдов исследована мало. В литературе имеются указания о вертикальной призматически-зернистой структуре, основанные на беглых визуальных наблюдениях. Немногочисленные точные исследования обнаружили аллотриоморфно-зернистую структуру с зернами очень крупных размеров: от 1—2 до 16 см (в среднем несколько сантиметров в поперечнике) и с хаотической кристаллографической ориентировкой. В некоторых случаях наблюдалась слабо выраженная тенденция к линейной вертикальной и поясной горизонтальной ориентировкам, не меняющая общего характера структуры. Эти данные, как и особенности текстуры, указывают на замерзание крупных масс внедрившейся воды и на отсутствие в большинстве случаев ортотропной кристаллизации.

ОСАДОЧНЫЕ ЛЬДЫ

Глава VI
ОТЛОЖЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Осадочные ледяные породы образуют две группы:

1) широко распространенная группа атмосферных осадков, являющихся аналогами химических[1] осадков водных бассейнов;

2) второстепенная группа обломочных ледяных пород, представляющих механические отложения продуктов дробления льда.

Отлагающиеся на земной поверхности твердые атмосферные осадки образуют ледяные породы, которые, независимо от различий исходного материала и особенностей, возникающих в процессе его отложения, носят название снежного покрова[2].

Материалом для формирования снежного покрова служат атмосферные ледяные кристаллы и сростки кристаллов как сублимационного, так и конжеляционного генезиса, начиная от снежинок и кончая ледяным дождем. Переохлажденная вода в атмосфере играет очень большую роль при образовании твердых осадков: кристаллы льда зарождаются только путем замерзания капель, а в дальнейшем рост идет как путем сублимации пара с капель на кристаллы, так и в результате замерзания капель на поверхности кристаллов (обзерненные снежинки, крупа, град, некоторые виды изморози) или же самостоятельно (ледяной дождь). Тем не менее главную составную часть материала снежного покрова, определяющую общий характер его строения, представляют идиоморфные сублима-

[1] Сублимация и конденсация — замерзание водяных паров—в атмосфере аналогичны выпадению солей из раствора. Последующее механическое отложение осадков свободной атмосферы с генетической точки зрения имеет второстепенное значение.

[2] В данном случае в число твердых атмосферных осадков, естественно, не включаются продукты замерзания жидких осадков на твердой поверхности — гололед и твердый налет, образующие конжеляционную ледяную породу, близкую к натечному льду.

ционные кристаллы, в подавляющем большинстве случаев скелетные. Из бесформенных ледяных кристаллов конжеляционного генезиса существенную роль в формировании снежного покрова могут играть только снежная крупа и сопутствующая ей изморозь, так как остальные виды конжеляционных гидрометеоров вообще сравнительно редки, а град, кроме того, выпадает только в теплую погоду и сразу подвергается таянию.

Поэтому осадочная ледяная порода атмосферного происхождения представляет собой рыхлый и пористый агрегат ледяных кристаллов или их обломков, который обыкновенно называют снегом (выпавшим, отложенным снегом, в отличие от идущего). Таким образом, снежный покров, или отложенный снег,— это особые разновидности ледяной породы, отличающиеся большой пористостью. Их противопоставляют льду в петрографическом смысле как сплошной, лишенной пор породе.

Идиоморфные и особенно скелетные атмосферные ледяные кристаллы представляют собою формы свободного роста, устойчивые только при более или менее значительном пересыщении водяными парами. Образуя скопления на земной поверхности, они попадают в условия, не благоприятствующие их устойчивому состоянию, и немедленно начинают подвергаться метаморфизации.

Возникает вопрос, где провести границу между осадочной и происшедшей из нее метаморфической ледяной породой?

По отношению к другим горным породам в петрографии, несмотря на значительный разнобой, преобладает понимание, согласно которому осадочная порода превращается в метаморфическую под влиянием вулканического тепла или горообразования. Пока порода не испытывает таких воздействий, она остается осадочной, и все процессы, которые в ней происходят в течение этого времени, представляют собой не метаморфизм, а диагенез — перерождение породы без участия внешних агентов. Совершенно очевидно, что для ледяных пород, для которых роль магмы играет вода, такой критерий неприемлем. Геологи, которые не хотят подходить ко льду с особой меркой, относят все ледяные породы к числу осадочных (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1940, стр. 24; Н. И. Толстихин, 1936, Л. В. Пустовалов, 1940), с чем невозможно согласиться. Уже небольшое оттаивание и замерзание на поверхности ведет к глубокому изменению структуры снега — к фирнизации, которую следует относить к числу процессов метаморфизма.

Несмотря на то, что резкую границу между осадочной и метаморфической ледяными породами провести трудно, все же несомненно, что ведущую роль в преобразовании состава и структуры на этих стадиях эволюции играют различные

процессы. В снеге главную роль играют сублимационные процессы, являющиеся продолжением процессов формирования снежных кристаллов в измененных условиях, которые и составляют основу диагенеза осадочной ледяной породы. В отсутствии таяния стадия диагенеза длится в течение большого промежутка времени, так что снежный покров в большинстве случаев не выходит из состояния осадочной породы более года.

При всем том между диагенезом и последующим метаморфизмом имеется глубокое родство, заключающееся в общности источников энергии и физической сущности процессов: они составляют звенья единой цепи превращений снега в лед — метаморфического льдообразования. В связи с этим удобнее стадию диагенеза рассматривать вместе с остальными стадиями метаморфического льдообразования. Точно так же формирование обломочных ледяных пород мы рассмотрим в связи с процессами динамометаморфизма льда.

В следующей главе будут рассмотрены только процессы отложения снежного покрова и вызываемые ими особенности состава и строения осадочной ледяной породы или, вернее, еще не превратившегося в породу осадка.

Свойства свежеотложенного снежного покрова зависят от особенностей отлагаемого материала и от условий отложения. Все изменения, которые испытывает снежный покров в эту первую стадию своего формирования, согласно П. Ниггли, могут быть объединены под названием автометаморфизма.

Отложение снежного покрова происходит путем выпадения ледяных кристаллов из верхних слоев воздуха или в результате нарастания кристаллов на земную поверхность. Как правило, снежный покров формируется первым путем, а изморозь и иней образуют в нем лишь тонкие слои.

Иней и «легкая» сублимационная изморозь вырастают на твердой поверхности преимущественно в виде слоя сравнительно редко расположенных листочков и кустов пластинчатых кристаллов с более или менее горизонтальными оптическими осями. Более плотные слои дает «тяжелая» изморозь, частично получающаяся в процессе замерзания переохлажденных капель (фиг. 71); она закрепляет поверхность снега от развевания ветром.

Объемный вес и структура осаждающегося покрова зависят от характера исходного материала. Скелетные дендритовые кристаллы, если они не дробятся при отложении, образуют пушистый пористый слой, а сплошные кристаллы и особенно

крупа, как и тяжелая изморозь, образуют сравнительно плотные слои.

Большое значение в процессе отложения твердых осадков, выпадающих из верхних слоев атмосферы, имеет температура воздуха. При низкой температуре снежинки хрупки, не смерзаются при соприкосновении друг с другом, легко ломаются и переметаются ветром. Высокая температура, как и дендритовая форма, способствуют сцеплению снежных кристаллов, делая

Фиг. 71. Слой тяжелой изморози на поверхности снежного покрова.

возможным процесс режеляции в точках соприкосновения, и одновременно увеличивают их пластичность. Если температура воздуха во время снегопада на некоторое время слегка превышает точку плавления, снежинки начинают таять с периферии. Образуется влажный снег с разобщенными капельками на концах лучей, на углах и ребрах, благодаря чему при выпадении он соединяется в крупные хлопья и не переметается по поверхности даже сильным ветром. При более сильном таянии, когда снежинки покрываются сплошной пленкой воды, сразу начинается процесс превращения их в ледяные зерна, который будет описан при рассмотрении метаморфизма осадочного льда.

Таким образом, низкая температура делает возможным очень резкие различия в характере отлагающегося снега, тогда как в условиях температур, близких к точке плавления, различия сглаживаются ввиду большей пластичности снежинок и сразу

возникающего процесса режеляции, исключающих как чрезмерную рыхлость и пористость, так и переметание и плотную упаковку.

Больше всего свойства свежевыпавшего снежного покрова зависят от силы ветра во время отложения. В безветренную погоду снег ложится ровным пушистым слоем, в котором отдельные кристаллы едва соприкасаются между собой. Дендритовые звездочки при полном штиле могут давать покров, объемный вес которого близ поверхности составляет до 0,01 г/см³. В таких условиях был зарегистрирован наименьший известный объемный вес снега — 0,004 г/см³ (в Соданкиле в Финляндии зимой 1917—1918 гг.).

С пористостью связана и большая структурная свобода кристаллов, почти не удерживаемых в агрегате. Ориентировка кристаллов обычно совершенно хаотическая, но иногда пластинчатые снежинки укладываются преимущественно горизонтально [1]. Очень рыхлый покров редко проходит естественную эволюцию, так как при малейшем ветре он переотлагается, однако в районах, защищенных от действия ветров (например, в лесах), характер свежевыпавшего снежного покрова в общем подобен описанному.

Во время ветра при не слишком высокой температуре снежинки до отложения переносятся в приземном слое на более или менее значительное расстояние. Благодаря турбулентности движения воздуха ледяные кристаллы то поднимаются в воздух, то внезапно падают, совершая ряд скачков и ударов о поверхность снега. При этом снежинки дробятся на мелкие угловатые обломки. Переметание ледяной частицы заканчивается только тогда, когда она попадает в соответствующее ей по форме и размерам углубление среди прочно удерживающихся на поверхности других частиц. Так возникает тесная начальная упаковка, благодаря которой свежеотложенный снег сразу приобретает малую пористость и ограниченную структурную свободу частиц, удерживаемых соседними частицами. Непосредственное давление ветра в процессе ветровой упаковки не играет существенной роли [2].

Объемный вес снега, отложенного во время сильной метели[3], иногда достигает 0,50 г/см³, что соответствует пористости

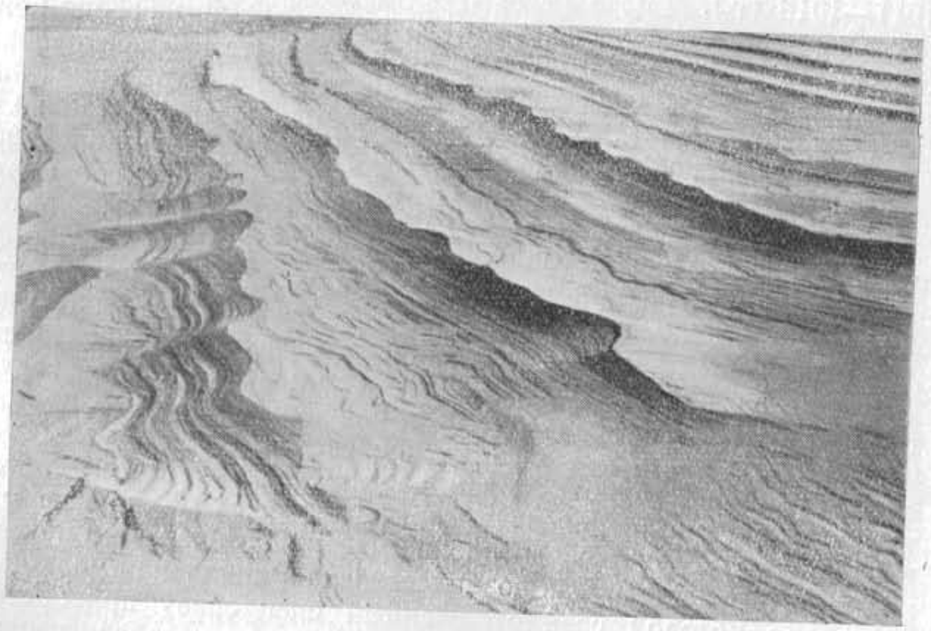
[1] Наблюдения Н. А. Морозова во время многолетнего пребывания в Шлиссельбургской крепости (Вейнберг, 1936, стр. 90).

[2] Д. Зелигмен (Seligman, 1936, 1947, стр. 70) считает, что ветровая упаковка в процессе уплотнения, сопровождающем отложение снега, играет второстепенную роль, а главная роль принадлежит сублимации льда между кристаллами влажным ветром. Сублимация, несомненно, может иметь большое значение, но, как показывает микроскопическое исследование, с помощью которого можно различить результаты обоих влияний, ветровая упаковка представляет фактор более общий и более эффективный.

[3] По измерениям автора.

порядка 45% и объему замкнутых пузырьков воздуха до 0,2%. Характер кристаллографической ориентировки зерен под влиянием ветра не изменяется: как правило, ориентировка беспорядочная, как и в снеге, отложенном без ветра. Имеются также указания на возникновение в некоторых случаях преимущественно вертикальной ориентировки главных осей в результате прижимания ветром пластинчатых кристаллов плоско к поверхности (De Quervain, 1948).

Вследствие частых изменений исходного материала и условий отложения даже снег, отложенный в течение одного снегопада, обладает тонкой слоистостью (толщина слоев — порядка



Фиг. 72. Поперечные заструги и отпрепарированная ветром слоистость снега.
(Фото Н. В. Черепанова)

нескольких миллиметров). Если слоистость непосредственно не видна, это еще не означает ее отсутствия: часто она бывает скрытой и проявляется только вследствие препарирования ветром в результате различной устойчивости слоев против развевания (фиг. 72). Более четкая и мощная слоистость создается в результате перерывов в отложении, в течение которых как весь отложенный слой, так и особенно испытывающая внешние воздействия поверхность его подвергаются значительным изменениям. Разновозрастные слои часто бывают разделены настом — различными видами наста таяния или ветровым настом в виде

белой корки, образовавшейся от ветровой упаковки и полировки поверхности переметаемым снегом и от сублимационного срастания кристаллов поверхностного слоя. При длительном воздействии влажных ветров корка наста из пористой превращается в сплошную, ледяную, сохраняя белый цвет от включений воздуха. Мощность ветрового наста может достигать 1 см.

Фиг. 73. Снежные сугробы у препятствия.
(Фото Н. В. Черепанова)

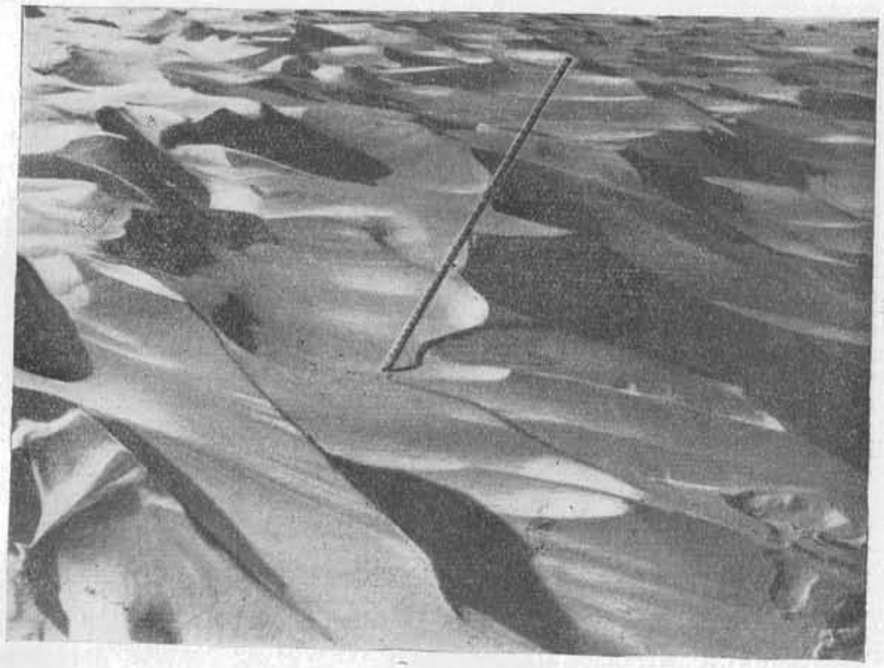
Фиг. 74. Снежные карнизы над ледяным обрывом.
(Фото Н. В. Черепанова)

В условиях, допускающих возможность значительного переметания снега, снежный покров отличается неровной поверхностью вследствие образования разнообразных дюн и сугробов, высота которых на открытом месте может достигать 0,7—1 м, а у препятствий — многих метров. Формы поверхности снежного покрова имеют много сходства с песчаными, но еще более разнообразны благодаря усложнению условий их формирования, создаваемому способностью снега к смерзанию и затвердеванию.

Кроме всевозможных валов, сугробов, карнизов и козырьков, образующихся у препятствий (фиг. 73 и 74), громадным разнообразием отличаются и формы свободной поверхности. Они бывают аккумулятивными — дюны и сугробы и эрозионными — заструги. Те и другие могут быть поперечными и продольными по отношению к направлению ветра (фиг. 72, 75); существуют также промежуточные формы.

Иногда при низкой температуре и сыпучем снеге на ровной поверхности встречаются снежные барханы и еще реже в условиях высокой температуры — снежные валики, перекатываемые ветром.

Аккумулятивные формы впоследствии частично разрушаются ветрами другого направления (фиг. 76). Материал их разрушения отлагается под защитой выступающих остатков дюн, образуя снежные сугробы. Возникает неправильный бугристый микрорельеф снежной поверхности, сложенный снегом



Фиг. 75. Свежие продольные снежные дюны.
(Фото Н. В. Черепанова)

различных генераций—от самого раннего, сильно затвердевшего, до сыпучего, как песок, свежепереметенного. Более сильные ветры коррадируют и развевают не только поверхностные образования, но вскрывают прежние слои на большую глубину, создавая формы развевания — заструги и разнообразные корразионные впадины. При этом микрорельеф часто испытывает полную инверсию. Последующие снегопады погребают под собою сложный аккумулятивно-эрозионный снежный микрорельеф, что ведет к образованию чрезвычайно неправильной слоистости: косой и диагональной, с линзами сугробов, гребнями погребенных дюн и заструг, корками наста и т. п.

Наконец, еще одна важная особенность районов, открытых действию ветра, заключается в большой неравномерности отложения снега на различных элементах рельефа. Как правило, во время метели приземные слои воздуха получают сверху или от снежного покрова неограниченное количество снежных частиц и переносят их столько, сколько способны удерживать во взвешенном состоянии при данной скорости движения, размерах и форме частиц. С увеличением скорости в движение приходят новые частицы, с уменьшением скорости часть снежинок оседает

Фиг. 76. Полуразрушенные снежные дюны.
(Фото Н. В. Черепанова)

на поверхность. Следовательно, определяющим фактором в распределении выпадающего из атмосферы или переметаемого при низовой метели снега по элементам рельефа является не абсолютная скорость ветра, а его ускорение. На ровном месте, где средняя скорость ветра неизменна по сравнению с соседними участками, уносимый ветром снег компенсируется приносимым, снег переотлагается, но средняя мощность его за счет переметания не меняется. Напротив, на выпуклых элементах рельефа, где линии тока воздуха сгущаются и скорость растет, снежный покров развевается, а на вогнутых участках, где линии тока расходятся и скорость ветра падает, происходят надувание и отложение. В результате в условиях пересеченного рельефа, кроме региональных различий мощности снежного покрова в зависимости от количества выпадающих осадков, получаются очень большие местные различия в мощности всего покрова и отдельных слоев, отлагавшихся при разном направлении ветра.

Описанные различия в условиях отложения приводят к образованию разнообразных фаций снежного покрова, отличающихся мощностью и плотностью, структурой и текстурой.

В общем свежий снежный покров обладает слоистой текстурой и пористой агломератной структурой, как правило с хаотической кристаллографической ориентировкой. Объемный вес его может колебаться в очень широких пределах — от 0,01 до 0,50 г/см³, что соответствует пористости приблизительно от 99 до 45% и объему замкнутых воздушных пузырьков от 0 до 0,2%. Чаще всего вес свежего снежного покрова составляет 0,07—0,18 г/см³.

Основными разновидностями свежего снега являются:

1) фации безветренного отложения — пушистый снег, характеризующийся единственной в своем роде идиоморфно-кристаллической, в большинстве случаев скелетно-кристаллической агломератной структурой, малым объемным весом, большими пористостью и структурной свободой кристаллов, правильной и нечеткой слоистостью;

2) ветровые фации — твердый метелевый снег с обломочной агломератной структурой, большим объемным весом, относительно малыми пористостью и структурной свободой частиц, неправильной, тонкой и более четко выраженной слоистостью.

Между ними имеются постепенные переходы.

Второстепенные отличия создаются особенностями осаждающегося материала (например, порошкообразный снег, крупа, изморозь) или температурой (влажный снег с отдельными капельками воды на концах снежинок). Появление мокрого снега со сплошной пленкой воды сразу ведет к фирнизации и старению снежного покрова.

Другое очень существенное фациальное различие заключается в мощности выпадающих слоев и покрова в целом, но на структуре оно отражается лишь впоследствии, в процессе метаморфизма снежной толщи.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЛЬДЫ

Глава VII

ОБЗОР ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА ЛЕДЯНЫХ ПОРОД

Первичные конжеляционные или осадочные породы после своего образования всегда в той или иной степени подвержены изменению, причины которого заключаются в несоответствии строения породы условиям ее существования. Ход метаморфизма породы является выражением сложной борьбы внутренних и внешних факторов.

Движущей силой процессов метаморфизма могут служить энергия самой ледяной породы, или внешние влияния на нее, или, наконец, то или иное их взаимодействие.

Принцип наименьшей свободной энергии. Внутренние, заложенные в самой породе, источники энергии ведут к молекулярным процессам, направление которых определяется термодинамическими законами равновесия. Согласно этим законам, любая система стремится к состоянию с наименьшей свободной энергией (см. стр. 41).

Расходуемая на молекулярные процессы свободная энергия $\psi = U - TS$ при неизменной величине внутренней энергии U (изотермический процесс) превращается в связанную энергию TS, т. е. идет на увеличение энтропии S. Так как температура T входит в формулу связанной энергии в качестве множителя при S, то интенсивность молекулярных процессов увеличивается по мере возрастания температуры. В кристаллической решетке льда при температуре —70, —72°С энергия тепловых колебаний атомов настолько падает, что молекулярные процессы практически прекращаются. В связи с этим температура —70, —72°С представляет собою так называемую температуру рекристаллизации обыкновенного льда, выше которой не могут устойчиво существовать аморфная и кубическая модификации льда (см. стр. 21—22). Одновременно эта температура совпадает с границей метастабильного состояния переохлажденной

воды и «тройной точкой самопроизвольного зарождения» кристаллов льда (см. стр. 60, 63).

Кристаллическое вещество может накапливать свободную энергию в двух формах: 1) в виде поверхностной энергии кристаллических индивидов или их обломков и 2) в виде внутренней свободной энергии напряженного состояния вещества.

Округление и собирательная перекристаллизация. Поверхностная энергия имеет своим источником свободную энергию пересыщенного пара или переохлажденной жидкости, затраченную на создание поверхности кристаллических индивидуумов во время их роста, или также механическую энергию хрупкого разрыва кристаллов. Величина поверхностной энергии прямо пропорциональна размеру поверхности кристаллов, завися, кроме того, от относительного развития разных граней и от свойств окружающей среды, которая оказывает влияние на величину поверхностного натяжения.

Для единичного кристалла принцип минимума свободной энергии обозначает стремление к равновесной форме. Равновесной формой изотропного вещества является шар, из всех геометрических фигур обладающий наименьшей удельной поверхностью. Приближение к шарообразной форме происходит, во-первых, путем удаления вещества с более выпуклых участков поверхности, где поверхностное натяжение больше, силы связи молекул с телом меньше или, другими словами, где молекулы обладают большей свободной энергией, и, во-вторых, посредством одновременного отложения вещества на вогнутых или менее выпуклых участках. Количественно эти соотношения выражаются формулой В. Томсона (см. стр. 56). Для анизотропных кристаллов равновесная форма несколько отличается от шара вследствие различия в поверхностном натяжении разных граней (см. стр. 66). Отличие это невелико, поэтому процесс приближения к равновесной форме мы сокращенно будем называть округлением.

Для горной породы, представляющей собой поликристаллический агрегат, принцип минимума свободной энергии обозначает, кроме того, стремление к уменьшению количества кристаллов, в конечном счете — к слиянию в монокристалл. Это процесс собирательной перекристаллизации, который по тем же, рассмотренным выше причинам протекает путем поглощения мелких кристаллов, имеющих большую кривизну поверхности, более крупными кристаллами. У анизотропных кристаллов процесс также несколько осложняется различием поверхностного натяжения граней, что не меняет его общего направления.

Скорость обоих процессов, вызываемых поверхностной энергией, — округления кристаллов и собирательной перекристаллизации — вначале велика, но вскоре уменьшается и асимптотически приближается к нулю. Кривизна поверхности кристаллов льда в условиях температур, близких к точке плавления, оказывает существенное влияние на процессы перекристаллизации при радиусах кривизны до 0,1—0,2 мм (Bader, 1939, стр. 16), а при радиусах порядка сантиметра ее влияние становится исчезающе малым. Поэтому округление протекает быстро только при наличии кристаллов скелетной или вообще угловатой формы, а собирательная перекристаллизация — только при наличии очень мелких кристаллов, в дальнейшем же оба процесса практически затухают.

Характерная особенность перекристаллизации, вызываемой поверхностной энергией, как явствует из самого механизма ее, заключается в формировании неориентированных структур.

Употребляя термин «перекристаллизация», мы до сих пор не уточняли механизма этого процесса, имея в виду, что каждый из рассмотренных видов перекристаллизации, в зависимости от условий, может осуществляться тремя способами: 1) в твердой фазе, 2) с переходом через жидкую фазу и 3) с переходом через парообразную фазу и путем миграции по поверхности кристаллов.

Рекристаллизация. Всякая перекристаллизация, протекающая в твердой фазе, носит название рекристаллизации. К числу процессов рекристаллизации принадлежат, например, расстеклование аморфного вещества при отжиге — нагревании его выше температуры рекристаллизации и превращения вещества из одной полиморфной модификации в другую после перехода соответствующей границы метастабильности. Здесь не место для изложения гипотез атомного механизма рекристаллизации, охватывающих количественную сторону явления. Для нас существенно только то, что виды рекристаллизации, вызываемые поверхностной энергией, — рекристаллизационное округление (точнее — приближение к равновесной форме) и собирательная рекристаллизация — осуществляются путем перехода молекул из пространственной решетки одного кристалла в решетку другого, вплотную прилегающего к первому. Обмен молекулами между решетками соседних кристаллов непрерывно происходит при температурах выше температуры рекристаллизации, так что явление, называемое рекристаллизацией, представляет только результат изменения баланса обмена молекулами в пользу одного из кристаллов.

Рекристаллизация проявляется в пространственном перемещении границы между соприкасающимися кристаллами, наблюдав-

шемся у льда Г. Тамманом и К. Дрейером (Tammann, 1929; Tammann u. Dreyer, 1929). Согласно опытам Таммана и Дрейера, скорость перемещения составляла при —6°С 8 μ/мин., а при —2°С достигала 14 μ/мин., т. е. приблизительно по $4 \cdot 10^5$ базисных плоскостей решетки в минуту. По мере перемещения границы зерен в ней скапливаются соли, замедляющие рекристаллизацию.

Как следует из сказанного выше, направление перемещения границ кристаллов определяется двумя факторами:

1) кривизной соприкасающихся поверхностей (вогнутые поверхности растут за счет соприкасающихся с ними выпуклых);

2) взаимной ориентировкой пространственных решеток (базисные плоскости льда имеют тенденцию причленять к себе молекулы с плоскостей призмы и пирамиды, наступая на последние (там же).

Оба эти фактора совместно являются выражением процессов рекристаллизационного округления и собирательной рекристаллизации.

В опытах Таммана и Дрейера большое значение имел еще третий фактор, не связанный с поверхностной энергией, который будет рассмотрен ниже.

Сублимационная перекристаллизация. Рекристаллизация во льду, как правило, происходит при отрицательных температурах. Одновременно с нею между несоприкасающимися поверхностями кристаллов происходит переотложение вещества через парообразную фазу — сублимационная перекристаллизация[1], сопровождающаяся миграцией вещества по поверхности кристаллов.

Существование поверхностной миграции, известной прежде у металлов, доказано изменением формы снежинок, погруженных в нерастворимую в воде жидкость (парафиновое масло), имеющую температуру —5°С, чем достигалось исключение парообразной фазы (De Quervain, 1945; Winterhalter, 1947). Поверхностная миграция возможна только при близких к нулю температурах; при температуре —10°С никаких изменений снежинки не наблюдается в течение месяцев, тогда как влияние сублимационных процессов заметно еще при температурах —80°С.

Среди процессов сублимационной перекристаллизации, обусловленных поверхностной энергией, можно различать сублимационное округление и собирательную перекристаллизацию.

Сублимационной перекристаллизации, сопровождающейся переносом в направлении переотложения вещества громадного количества тепловой энергии, в значительной степени содействует наличие температурных градиентов. Упругость насыщающего пара в частях породы, обладающих повышенной температурой, больше, чем в участках с пониженной температурой, что в пористых породах вызывает диффузию пара в направлении, противоположном направлению температурного градиента. Возникающее вследствие диффузии недосыщение приводит к возгонке в теплых частях породы, а пересыщение в участках с более низкой температурой — к сублимации. Этот процесс, возбуждаемый внешним для породы тепловым влиянием и потому относящийся к числу процессов термометаморфизма, активизирует сублимационную перекристаллизацию, которая без температурных колебаний должна была бы практически прекратиться значительно раньше. Активизация выражается в усилении возгонки с выступов поверхности и с мелких кристаллов в теплых горизонтах породы и в усилении сублимации во впадинах поверхности и на крупных кристаллах в холодных горизонтах (Колосков, 1945). Как известно, вообще все процессы перекристаллизации ускоряются внешними влияниями, выводящими вещество из состояния равновесия (так, например, рекристаллизации способствуют механические сотрясения, смены температуры и т. д.).

Дальнейшее усиление влияния внешней тепловой энергии, создающей более значительное пересыщение водяными парами в соседних с теплыми охлажденных слоях достаточно пористой породы, способствует росту идиоморфных и даже скелетных кристаллов глубинной изморози (см. стр. 79). При этом потенциально-энергетический уровень ледяной породы повышается, следовательно, рост глубинной изморози следует рассматривать как явление регрессивного метаморфизма — сублимационного диафтореза.

Рекристаллизация и сублимационная перекристаллизация представляют собой естественный комплекс процессов, который протекает в ледяной породе в условиях, исключающих наличие на активных поверхностях кристаллов жидкой фазы.

Режеляционная перекристаллизация. Перекристаллизацию льда с переходом через жидкую фазу мы будем называть режеляционной перекристаллизацией.

Слово режеляция буквально обозначает «повторное замерзание», а не смерзание, как его нередко переводят. Смешение этих терминов возникло оттого, что Д. Тиндаль (1858 г.) стал употреблять его для обозначения открытого М. Фарадеем (1850 г.) явления смерзания соприкасающихся поверхностей льда, для которого он принимал объяснение Д. Томсона (1857 г.). Последнее заключается в том, что причинами смерзания служат частичное плавление под действием давления и последующее замерзание воды после устранения давления. Как известно, М. Фарадей, установивший, что смерзание ледяных поверх-

[1] См. примечание на стр. 58.

ностей при 0°С происходит и без всякого давления, объяснял это явление большей устойчивостью твердой фазы внутри тела, чем на поверхности. В настоящее время не подлежит сомнению, что смерзание ледяных поверхностей, правда, более медленное, возможно вообще без участия жидкой фазы, при самых низких температурах, в результате сублимации льда в узкой щели и рекристаллизационных процессов. В случае одинаковой кристаллографической ориентировки сложенные куски через некоторое время сливаются в монокристалл, а при разной ориентировке связь между ними после «сухого» смерзания достигает той же степени прочности, что и между кристаллами в поликристаллическом агрегате. Следовательно, режеляция в том смысле, какой ей придавал Д. Тиндаль, представляет лишь один из способов смерзания, и эти понятия нельзя отождествлять, как это делает, например, Б. П. Вейнберг.

Как уже указывалось, режеляция в собственном смысле слова означает повторное замерзание, независимо от того, по какой причине произошло предшествовавшее таяние, — от притока тепла или от повышения давления. Естественно, что если лед полностью растаял, а затем вода вновь замерзла, то новообразующийся лед следует рассматривать как конжеляционный; происхождение воды в этом случае не будет иметь никакого значения как для хода процессов формирования, так и для особенностей структуры льда. Натечные и жильные льды часто возникают из талой воды, но процессы их формирования нельзя отнести к категории режеляционного метаморфизма.

Режеляционной перекристаллизацией следует называть только переотложение вещества в самой ледяной породе через жидкую фазу, т. е. процессы плавления, миграции и замерзания талой воды в порах или полостях льда.

Как отмечалось выше (см. стр. 100—103), очень тонкие пленки жидкого солевого раствора на границах кристаллов содержатся при отрицательных температурах даже в пресном льду. Поэтому часть процессов, рассматриваемых как рекристаллизация, повидимому, в действительности протекает с переходом в жидкую фазу, что, однако, не меняет существа дела. Переход молекул с термодинамически менее устойчивых участков поверхности кристаллов в жидкую пленку уменьшает концентрацию раствора и вызывает отложение соответствующего количества вещества на более устойчивых участках поверхности. Процесс переотложения связан с диффузией солей в растворе и довольно значительным перераспределением тепла, а потому идет медленнее непосредственной рекристаллизации (см. наблюдения Г. Таммана, стр. 252).

Несравненно быстрее протекают процессы режеляционной перекристаллизации в случае интенсивного повторного притока

энергии извне, вызывающего временное появление в пустотах породы достаточного количества свободной талой воды, помимо связанной солевым раствором. При этом главным фактором, активизирующим процесс перекристаллизации, служит поверхностное таяние породы за счет притока тепла в той или иной форме.

Проникающая сверху в поры породы талая вода, оплавляя выступы поверхности и целиком переплавляя мелкие зерна, кристаллизуется преимущественно во впадинах поверхности и на крупных кристаллах. Это ведет к чрезвычайно быстрому режеляционному округлению и собирательной перекристаллизации, относящихся к категории процессов термометаморфизма. Аналогичных сублимационному диафторезу явлений при режеляционной перекристаллизации описанного типа не наблюдается, так как они требуют большого переохлаждения, не осуществимого внутри ледяной породы без быстрых смен давления.

В качестве одного из возможных источников тепла при режеляционных процессах выдвигают скрытую теплоту сублимации. При кристаллизации 1 г водяного пара выделяется 677 кал тепла, которых при температуре 0°С было бы достаточно для плавления 8,5 г льда. На этом основании Г. Альман и А. Тветен (Ahlmann a. Tveten, 1923) полагают, что сублимация в снеге сопровождается оплавлением ледяных частиц, а В. Е. Харьков (1944) придает последнему большое значение, считая «сублимационное оплавление» одним из основных факторов образования прочных связей между кристаллами в снежном покрове. При этом, однако, упускается из виду, что сублимация возможна лишь в той мере, в какой происходит отток тепла от сублимирующей поверхности, так как повышение температуры до уровня температуры горизонта возгонки прекращает процесс. Возможность же достаточно крупных пульсаций с выделением избытка тепла по инерции допустить трудно именно вследствие определяющей роли теплового фактора. Оплавление возможно только при дистилляции водяного пара на тающую поверхность, однако оно будет не сублимационным, а конденсационным. Конденсационное таяние, действительно, играет большую роль на поверхности льда, но по своим результатам оно не отличается от радиационного или конвективного. По выражению А. А. Шахова (1948), «сублимационное оплавление» представляет собою «белое пятно» в физике снега; по нашему же мнению, существование такого «белого пятна» по меньшей мере не доказано.

Динамометаморфизм. В отличие от рассмотренных выше, процессы, связанные с энергией напряженного состояния, принадлежат к числу процессов динамометаморфизма.

Внутренняя свободная энергия напряженного вещества представляет собою поглощенную в изотермическом процессе часть энергии деформации под действием ориентированного давления или другого рода ориентированного усилия, или, иначе, часть работы, затраченной на изменение формы тела (а не объема). Превращение механической энергии в свободную энергию вещества происходит в той мере, в какой деформация упруга (см. стр. 49). Работа, затрачиваемая на пластическую деформацию и на изменение объема тела, превращается в тепловую энергию.

Для напряженного вещества принцип минимума свободной энергии означает стремление к релаксации — ослаблению напряжений, которая, как правило, достигается путем перекристаллизации. В общем виде положение о росте менее напряженных кристаллов или частей кристаллов за счет присутствующих в той же системе более напряженных было высказано Д. Томсоном (Thomson, 1861). Для случая кристаллов, соприкасающихся с расплавом или раствором, то же положение было установлено Д. В. Гиббсом (1877), подробно обосновано Э. Рикке (1894) и известно под именем *принципа Рикке* (см. стр. 37). Для соприкасающихся между собою кристаллов это положение было развито Г. Тамманом после экспериментов, в частности, и со льдом (Tammann u. Dreyer, 1929; Tammann, 1930).

Паратектоническая перекристаллизация. Механизм и результаты перекристаллизации напряженного вещества в разных условиях могут быть совершенно различными. Если деформация происходит при температуре ниже температуры рекристаллизации, то перекристаллизация отделена от нее во времени и происходит только после отжига, т. е. нагревания выше температуры рекристаллизации, что наблюдается при холодной обработке металлов. В отличие от этого деформации, испытываемые природными льдами, соответствуют процессу горячей обработки металлов, во время которой одновременно происходит перекристаллизация. Для горных пород, в зависимости от соотношения во времени перекристаллизации с тектоническими движениями, различают претектоническую, паратектоническую и посттектоническую перекристаллизацию. Рассматриваемый тип перекристаллизации льда представляет собою *паратектоническую перекристаллизацию*, которая, конечно, может продолжаться некоторое время и после прекращения движения, пока не будет достигнута релаксация внутренних напряжений. Термин «паратектоническая перекристаллизация» мы будем употреблять в дальнейшем не в хронологическом смысле, а в генетическом, обозначая им

все виды перекристаллизации льда, вызываемые внутренней свободной энергией напряженного состояния.

Паратектоническая перекристаллизация — это лишь одна из сторон приспособления породы к деформации, и, естественно, характер ее изменяется в зависимости от реакции породы на деформацию в целом. Если напряжение не превышает предела упругости в присутствии жидкой или парообразной фазы, паратектоническая перекристаллизация может быть единственным родом приспособления породы к деформации, и тогда она служит основным механизмом движения: возникает *псевдовязкое течение*, заключающееся в плавлении или возгонке с напряженных участков поверхности, в миграции вещества и отложении его на участках, свободных от напряжения — по принципу Рикке. Соответственно можно различать режеляционную и сублимационную паратектоническую перекристаллизацию, связанную с псевдовязким течением.

Псевдовязкое течение — это преимущественно механизм сжатия и бокового выдавливания. В чистом виде этот процесс должен вести к сплющиванию зерен и всей массы породы в плоскости, перпендикулярной к направлению давления, что ведет к поперечной кристаллизационной сланцеватости, наблюдаемой у гнейсов и других глубинных пород.

Характерная особенность псевдовязкого течения, внешне сближающая его с настоящим вязким течением жидкостей, заключается в отсутствии передачи ориентированного давления, в местном снятии ориентированных напряжений (Seng, 1937, стр. 239). Ничего подобного в ледяных породах, как известно, не наблюдается, так как псевдовязкое течение у них не играет сколько-нибудь существенной роли. Объясняется это тем, что в большинстве случаев во время деформации напряжения превосходят предел упругости агрегата. При этом в зависимости от степени структурной свободы кристаллов возникают межгранулярные или внутригранулярные движения, т. е. относительные перемещения целых кристаллов или движения по внутренним плоскостям скольжения кристаллов — пластическая деформация [1]. В обоих случаях результатом может явиться появление ориентированной структуры. В первом случае ориентировка подчинена внешней форме кристаллов, которые поворачиваются длинной или плоской стороной параллельно направлению движения, вызванного данной деформацией. Такие явления наблюдаются в снеге. Во втором случае, характерном для льда, ориен-

[1] Возможностью механического двойникования, дающего дополнительную степень свободы для внутригранулярного приспособления к давлению, кристаллы льда, повидимому, не обладают, как и возможностью перехода в другие полиморфные модификации.

тировка связана с внутренними кристаллографическими направлениями, а именно, параллельной направлению движения оказывается базисная плоскость, являющаяся плоскостью скольжения. Поскольку сами кристаллы при этом не испытывают вращения, появление закономерной ориентировки может явиться только результатом паратектонической перекристаллизации.

Как известно из экспериментов с металлами (Tammann, 1922, стр. 203), слабые деформации ведут к росту одних (менее напряженных) кристаллов за счет других (более напряженных). При этом средний размер кристаллов увеличивается, количество их уменьшается и появляется упорядоченная ориентировка.

После сильных деформаций процесс рекристаллизации идет иначе: среди деформированного вещества появляются зародыши новых, свободных от напряжений кристаллов, растущих за счет старых, в результате чего количество кристаллов увеличивается, а ориентировка становится хаотической или же упорядоченной, но со значительным рассеянием отдельных зерен.

Для краткости первый род рекристаллизации, согласно предложению Н. Дорси (Dorsey, 1940) мы будем называть м и г р а ц и о н н о й р е к р и с т а л л и з а ц и е й, а второй род, наиболее широко распространенный среди металлов, назовем, вслед за Р. Каном (Cahn, 1949, стр. 121) п е р в и ч н о й р е к р и с т а л л и з а ц и е й.

М и г р а ц и о н н а я р е к р и с т а л л и з а ц и я. Во льду известна только миграционная рекристаллизация, которая характеризуется тем, что кристаллы, ориентированные базисной плоскостью ближе к направлению движения и потому в процессе деформации испытывающие меньшее напряжение, растут за счет менее выгодно ориентированных, сильнее напряженных кристаллов. Вследствие этого возникает тенденция к ориентировке кристаллов главными осями перпендикулярно к направлению движения, которая и развивается после длительного движения в неизменном направлении. Размер кристаллов при этом возрастает, а количество уменьшается; в этом отношении паратектоническая миграционная перекристаллизация дает такой же результат, как и рассмотренная выше собирательная перекристаллизация, с той разницей, что она продолжает активно действовать и при больших размерах кристаллов. Пределом развития агрегата — также практически не достижимым — и в этом случае является монокристалл, но монокристалл с базисной плоскостью, параллельной направлению движения, тогда как при собирательной перекристаллизации ориентировка безразлична.

Как и в случае собирательной перекристаллизации, миграционная перекристаллизация может проходить в твердой фазе или с промежуточным переходом через жидкую или парообразную фазу. Соответственно можно различать м и г р а ц и о н н у ю р е к р и с т а л л и з а ц и ю и п а р а т е к т о н и ч е с к у ю р е ж е л я ц и о н н у ю и с у б л и м а ц и о н н у ю п е р е к р и с т а л л и з а ц и ю. Эти процессы, собственно, являются выражением принципа Рикке (непосредственно предусматривавшего, правда, только два последних), но по своему структурному результату они резко отличаются от перекристаллизации при псевдовязком течении, так как подчинены приспособлению породы к деформации иного типа — к внутреннему скольжению в кристаллах.

Основными видами миграционной паратектонической перекристаллизации являются рекристаллизационная и режеляционная, которые по своим результатам, повидимому, мало отличаются друг от друга. Первая преобладает при отрицательных температурах, а вторая — при температурах, близких к нулю. В отличие от режеляционной перекристаллизации при псевдовязком течении рассматриваемый широко развитый в «теплых» ледниках вид режеляционной перекристаллизации не связан с миграцией воды на сколько-нибудь значительное расстояние, а сводится к передаче вещества через жидкие пленки между соседними кристаллами.

Режеляционную перекристаллизацию по принципу Рикке не следует смешивать с плавлением и замерзанием под влиянием колебаний во времени всестороннего гидростатического давления, вызываемого в данном участке породы невозможностью бокового расширения из-за сопротивления окружающей породы пластической деформации. Такой процесс не имеет ничего общего с упругостью формы и принципом Рикке. Достаточно принять во внимание, что предел упругости и временное сопротивление льда на раздавливание очень низки (см. стр. 42 и след.), так что в случае давления — при возможности бокового расширения — уже при температуре порядка минус одной тысячной доли градуса лед, прежде чем расплавиться, будет подвергаться пластической деформации, а при температуре ниже —0,25°С лед еще до плавления будет раздавлен.

Пленки солевого раствора или «адиабатической» воды (см. стр. 99) между кристаллами льда препятствуют непосредственной рекристаллизации и приводят к замене ее режеляционной перекристаллизацией по принципу Рикке, но само их возникновение не связано с ориентированным напряжением. Вода, возникающая в результате плавления под односторонним давлением, немедленно мигрирует и замерзает в месте меньшего давления, тогда как вода гидростатического давления (сюда относится бóльшая часть воды межкристаллических пленок) не имеет выхода и замерзает лишь после уменьшения давления во времени.

Сублимационная паратектоническая перекристаллизация сравнительно с двумя первыми видами играет значительно меньшую роль, так как она наблюдается преимущественно в пористых породах, где кристаллы обладают относительно большой структурной свободой и где поэтому приспособление к деформации идет в основном по линии межгранулярных движений, освобождающих кристаллы от напряжения.

П о л и г о н и з а ц и я. Первичная рекристаллизация в ледяных породах, повидимому, не встречается, что, по всей вероятности, объясняется недостаточностью упругих напряжений в кристаллах льда при температурах, близких к точке плавления. Вместо нее во льду имеет место еще один род рекристаллизации, недавно обнаруженный в металлах, — так называемая п о л и г о н и з а ц и я (Cahn, 1949).

Полигонизация заключается в распаде перенапряженных изогнутых кристаллов на ряд более мелких кристаллов с более или менее прямолинейными границами между ними и с кристаллографической ориентировкой, соответствующей ориентировке данного участка первичного изогнутого кристалла. Вместо одного кристалла образуется группа более мелких, имеющих близкую друг к другу ориентировку. Как известно, именно такая картина характерна для так называемых катаклазированных горных пород, поэтому весьма возможно, что катаклаз во многих случаях сводится к полигонизации. Чем сильнее изгиб, тем на большее количество блоков распадается первичный кристалл и тем больше различие в кристаллографической ориентировке крайних блоков.

Новые кристаллы-блоки более или менее свободны от упругих напряжений изгиба, следовательно, полигонизация также представляет собою молекулярный механизм уменьшения запаса свободной энергии вещества. Однако с точки зрения общего направления процессов перекристаллизации, стремящихся к превращению поликристаллического агрегата в монокристалл, полигонизация представляет регрессивный метаморфизм — д и а ф т о р е з.

Округление кристаллов, собирательная перекристаллизация и паратектоническая перекристаллизация — вот перечень молекулярных процессов, происходящих в поликристаллической ледяной породе за счет внутренних источников энергии и приближающих ее к состоянию с наименьшей свободной энергией. Но если первые два из названных процессов имеют своим источником энергию, приобретенную в прошлом, то паратектоническая перекристаллизация черпает энергию из напряжения одновременной с ней деформации. Понятно, что влияние мощного внешнего источника энергии легко может привести не к уменьшению свободной энергии ледяной породы, но, — если сравнивать с состоянием породы до деформации, — к прямо противоположному результату, который выразится в уменьшении размеров кристаллов.

В полигонизации, как и в первичной рекристаллизации, мы встречаемся со случаями, когда молекулярные процессы, подчиняясь общему принципу минимума энергии, все же не способны полностью противодействовать притоку энергии извне и, превращая избыток ее из одной формы энергии в другую (из энергии напряженного состояния в поверхностную энергию), приводят все же к формированию породы с бо́льшим, чем прежде, запасом свободной энергии. Таким образом, количественное нарастание интенсивности деформации переходит в качественное изменение ее влияния на структуру породы.

Д и с л о к а ц и о н н ы й м е т а м о р ф и з м. Дальнейшее усиление ориентированного напряжения ведет к измельчению кристаллов уже не косвенно, через посредство упругих напряжений и молекулярных процессов, а непосредственно путем хрупкого разрыва: наступают к а т а к л а з и м и л о н и т и з а ц и я с движением обломков по поверхности разрывов, не считающихся ни с границами кристаллов, ни с внутренними плоскостями скольжения в них. Эти процессы д и с л о к а ц и о н н о г о м е т а м о р ф и з м а имеют своим непосредственным источником в н е ш н ю ю э н е р г и ю и вызывают у в е л и ч е н и е з а п а с о в с в о б о д н о й э н е р г и и в породе.

В этом, по нашему мнению, заключается общий ответ на один из наиболее сложных вопросов гляциологии: способствует движение ледника росту ледниковых зерен или препятствует ему? П. Л. Меркантон (Mercanton, 1950) констатирует, что, с тех пор как Ф. Хюги в 1830 г. установил зернистую структуру ледников, на этот вопрос не было дано определенного ответа. Это объясняется тем, что определенный ответ в каждом конкретном случае может быть разным и дать его можно только на основании детального петрографического изучения.

Р е ж е л я ц и о н н ы й д и н а м о м е т а м о р ф и з м. Вследствие большой пластичности льда и близости точки плавления сильная деформация сдвига вместо катаклаза часто ведет к возникновению зон повышенной пластичности, в которых имеет место ускорение перекристаллизации с частичным переходом в жидкую фазу. Причиной плавления, вероятно, является теплота трения. С другой стороны, лед плавится также в участках, где возникает достаточно высокое всестороннее давление. Это явления р е ж е л я ц и о н н о г о д и н а м о м е т а м о р ф и з м а, представляющего собой своеобразную замену дислокационного метаморфизма. Их нельзя причислить к обычным процессам перекристаллизации, так как они отличаются плавлением целых участков породы с последующей, частью и

самопроизвольной кристаллизацией, не связанной со структурой вмещающей породы, а с другой стороны, от конжеляционного льдообразования они отличаются генетической связью с процессами в толще ледяной породы.

Быстрое замерзание после плавления, вызванного избыточным давлением, может вызвать образование мелкозернистого льда, что, как и катаклаз, полигонизация и рост глубинной изморози, вызывает увеличение запаса свободной энергии в породе. Все эти процессы можно рассматривать как диафторез, обусловленный влиянием внешних источников энергии.

Рассмотренные выше процессы динамометаморфизма породы — от псевдовязкого течения с перекристаллизацией по принципу Рикке до милонитизации и внутреннего плавления — образуют непрерывный ряд, каждый следующий член которого отображает реакцию породы на все более сильное напряжение. Большинство членов этого ряда представляет явления течения или пластичности и поликристаллического льда, а катаклаз — явления хрупкости. Очевидно, что они значительно более сложны, чем соответствующие явления в монокристаллах (см. стр. 42—49). Межгранулярные приспособления могут сочетаться как с паратектонической перекристаллизацией при наличии жидкой фазы, так и с дислокационным метаморфизмом, нарушающим сцепление между зернами «сухого» льда.

Все отмеченные типы процессов метаморфизма ледяных пород сведены в табл. 3.

Специфические механические и термодинамические свойства льда ведут к тому, что процессы метаморфизма ледяных пород в меньшей степени обнаруживают такую последовательность изменения с глубиной под поверхностью, которая характерна для неледяных пород. Зоны метаморфизма здесь в большей мере перекрывают друг друга, так что в ледяных породах, начиная с самой поверхности или с близких к ней горизонтов, происходят процессы, свойственные как эпизоне, так и катазоне, и зоне палингенеза в земной коре. Текучесть, характерная для катазоны, у льда начинает проявляться с глубины не более 15 м; в этой поверхностной коре обычно сосредоточены открытые трещины. Но в зонах растяжения трещины проникают на глубину 80 м и больше, рассекая тело ледника на всю его мощность, а надвиги — обычное явление в придонных горизонтах ледников, даже имеющих мощность, исчисляемую сотнями метров. Что касается температурной зональности, то она вообще может отсутствовать (в «теплых» ледниках, имеющих во всей толще температуру плавления).

Вместо обычной зональности процессов метаморфизма в ледяных породах более существенное значение имеет дифференциация, обусловленная свойствами самих пород. Значительной мощности на земной поверхности достигают только толщи ледя-

Классификация

процессов метаморфизма ледяных пород

Таблица 3

Источник энергии				Типы метаморфизма			
				Общая характеристика	Рекристаллизация и дислокационный метаморфизм (в твердой фазе)	Режеляционный метаморфизм (через жидкую фазу)	Сублимационный метаморфизм (через паробразную фазу с участием поверхностной миграции)
Внутренняя энергия породы	Свободная поверхностная энергия кристаллов			Округление кристаллов (приближение к равновесной форме)	Рекристаллизационное округление	Режеляционное округление	Сублимационное округление
				Собирательная перекристаллизация	Собирательная рекристаллизация	Собирательная режеляционная перекристаллизация	Собирательная сублимационная перекристаллизация
	Свободная внутренняя энергия напряженного состояния	Динамометаморфизм	Паратектоническая перекристаллизация	Миграционная рекристаллизация	Паратектоническая режеляционная перекристаллизация (по принципу Рикке)	Паратектоническая сублимационная перекристаллизация (по принципу Рикке)	
				Полигонизация (рекристаллизационный диафторез)			
Внешняя энергия			Дислокационный метаморфизм	Катаклаз и милонитизация	Режеляционный динамометаморфизм трения и давления	Сублимационный диафторез (рост глубинной изморози)	

ных пород осадочного происхождения, которые в первую стадию их существования очень резко отличаются от сплошного льда. Снег и лед — две совершенно различные породы и по своему строению, и по физическим свойствам, и по протекающим в них процессам метаморфизма. Достаточно сказать, что свежий снег вследствие своей пористости по механическим свойствам соответствует вязкой жидкости, отличаясь от нее только сжимаемостью. На наклонной поверхности заметное течение льда под влиянием собственного веса начинается с глубины в среднем около 12—15 м, тогда как в случае снега — с глубины порядка 5 см (De Quervain, 1945). В снеге пластическим преобразованиям подвержены как форма, так и объем, тогда как во льду последняя особенность почти отсутствует. Наконец, снег из-за своей пористости допускает миграцию вещества в жидкой и газообразной фазе, тогда как «здоровый» лед — порода непроницаемая.

Поэтому следует отдельно рассматривать процессы метаморфизма снега до превращения его в лед в петрографическом смысле слова, т. е. в породу без открытых пор, и процессы метаморфизма льдов как конжеляционного, так и осадочно-метаморфического происхождения.

Первую группу процессов мы будем называть процессами метаморфического льдообразования. В них принимают участие и процессы динамометаморфизма, но они играют подчиненную роль. Наоборот, процессы метаморфизма льдов сводятся почти исключительно к динамометаморфизму; термометаморфизм льдов имеет очень ограниченное значение.

Глава VIII

МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ

Результатом метаморфического льдообразования является превращение беспорядочного, пористого скопления едва соприкасающихся между собой частиц льда в сплошной, не проницаемый для воды и воздуха агрегат ледяных кристаллов. Это превращение достигается путем, во-первых, взаимного смещения кристаллов, во-вторых, поверхностных изменений их формы и размеров и, в-третьих, внутренних деформаций кристаллов. В результате этих процессов открытые поры исчезают, и кристаллы оказываются сомкнутыми и сросшимися друг с другом, размеры же их заметно возрастают.

Исчезновение пор происходит в значительной мере благодаря механическому сближению кристаллов между собою, т. е. в результате сжатия породы, выражающегося в оседании, но частично оно вызвано также заполнением пор льдом, мигрирующим преимущественно сверху, в виде талой воды. В ходе льдообразования большая часть воздуха из пор вытесняется кверху, однако некоторое количество его (от 1 до 30%) закупоривается во льду и остается там в виде замкнутых пузырьков. Следовательно, происходит «захват» воздуха льдом, в результате которого объем замкнутых воздушных включений возрастает от примерно 1—2‰ общего объема в свежем снеге до 13—130‰ во льду.

Чем бóльшую роль в метаморфизме играет оседание, тем больше включается в лед воздуха, и чем бóльшую роль играют инфильтрация и замерзание талой воды, тем больше воздуха вытесняется.

Весь процесс льдообразования можно было бы выразить в виде кривой оседания породы во времени, которая при безветренном отложении сухого снега и неизменных внешних условиях близка к гиперболе. Вначале оседание идет очень быстро, а затем все медленнее, асимптотически приближаясь к нулю при

наибольшем возможном объемном весе [1]. По расчетам Р. Гефели, для сухого снега, начальный объемный вес которого составляет 0,074 г/см³ под нагрузкой 0,1 кг/см², оседание до остатка в количестве 10% от общего возможного требует 0,85 года (311 дней), до остатка в 5%—2,21 года и до остатка в 1%—10,5 лет (без учета частичного превращения воздушных пор в замкнутые пузырьки). Таким образом, в описанных условиях процесс метаморфического льдообразования достаточно длителен.

В действительности условия значительно сложнее и могут разнообразиться до бесконечности. Если такой фактор, как начальная ветровая упаковка, казалось бы, можно учесть простым смещением исходного пункта процесса оседания на упомянутой теоретической кривой, а оползание по склону, накладывающее на деформацию сжатия сдвиг, не оказывает существенного влияния на форму кривой оседания, то отложение сверху новых слоев снега и особенно частичное таяние совершенно меняют дело.

Оседание — уплотнение представляет лишь один из показателей изменения структуры породы наряду с формой и размером кристаллов и соответственно — пор между ними, с прочностью связей между кристаллами и т. д. Все эти свойства породы испытывают разнообразные изменения, еще очень мало изученные, в которых, однако, обнаруживаются определенные закономерности.

В процессе превращения снега в лед уже давно были выделены промежуточные стадии, которые А. Б. Добровольский (1923, стр. 647) характеризует следующим образом: «Первичные массы снега превращаются сначала в мелкозернистый фирновый снег, не столь уже ослепительно белый благодаря меньшему содержанию воздуха, потом в крупнозернистый, еще более матовый, затем в фирновый лед, наконец, в собственно ледниковый лед с зернами все более крупными и чистыми».

Фирновый лед, по А. Б. Добровольскому, характеризуется тем, что он состоит из прозрачных ледяных зерен, спаянных цементом из мутного льда, подобно конгломератам и песчаникам, тогда как настоящий ледниковый лед представляет чисто зернистую породу без цемента, наподобие мрамора. Такое различие отнюдь не характерно: обычно вся масса состоит из зерен разнообразного размера с рассеянными между ними и внутри них пузырьками воздуха. Никакого определенного критерия для отличения так называемого «фирнового» льда, как первой стадии

[1] Попытки количественно изобразить процесс оседания снега или изменение объемного веса во времени см. у А. А. Шепелевского (1938) и R. Haefeli (1939).

существования осадочно-метаморфического льда, от ледникового льда не существует. Следовательно, среди ледяных пород осадочного происхождения можно различить лишь три основные группы: снег, фирн и лед [1].

Немецкое слово «фирн» или «фернер» первоначально обозначало вообще «прошлогодний», а в современном языке употребляется только для обозначения старого (точнее, прошлогоднего) снега в противоположность снегу текущего года. Поскольку этот термин укоренился в ледоведении, его значение должно быть точно определено. За основу определения, конечно, нельзя принимать возраст, так как скорость процессов метаморфизма в разных условиях совершенно различна. Исходя из того изменения, которое испытывает снег на альпийских фирновых полях в течение лета, фирном следует называть зернистый снег независимо от его плотности и возраста. Границей между стадиями снега и фирна должна служить утрата последних остатков свойственной снегу идиоморфной структуры, происходящей от сублимационных процессов, а границей между фирном и льдом — утрата характерных для фирна сообщающихся пор. Превращение снега в фирн, в зависимости от условий, может иметь место при объемном весе в пределах примерно от 0,35 до 0,60 г/см³, а превращение фирна в лед — при объемном весе от 0,80 до 0,90 г/см³.

Соответственно процесс метаморфического льдообразования можно разделить на три основные стадии:

1) диагенез снежного покрова, включающий все процессы, происходящие в снеге;

2) фирнизация — превращение снега в фирн;

3) собственно льдообразование — превращение фирна в лед.

При всем разнообразии процессов метаморфизма осадочных ледяных пород последние резко различаются в зависимости от того, протекают ли эти процессы в присутствии жидкой фазы, с участием таяния и замерзания, или же происходят только в твердой и парообразной фазах. Сублимационный метаморфизм и рекристаллизация вместе составляют естественный комплекс процессов холодного типа метаморфического льдообразования, а режеляционная перекристаллизация — «теплый» тип метаморфического льдообразования.

[1] Вместе с понятием «фирнового льда» должно, конечно, отпасть как необоснованное и выделение в особую группу так называемых «фирновых ледников». Это тем более необходимо, что часто встречающееся выделение «фирновых ледников» наряду с каровыми и висячими в обычных морфологических описаниях является смешением различных принципов классификации.

ХОЛОДНЫЙ ТИП МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Диагенез снежного покрова

К числу процессов диагенеза относятся все процессы, которые протекают в снежном покрове без воздействия на него высокой температуры, вызывающей появление заметного количества талой воды, или воздействия высокого давления, препятствующего сохранению некомпактной пористой структуры. Стадия диагенеза, в течение которой еще сохраняются основные особенности осадочной породы, обычно продолжается в течение холодного сезона и прерывается таянием. Лишь в областях материкового оледенения диагенез длится непрерывно до погружения породы на такую глубину под поверхностью, где условия и характер процессов существенно изменяются. В этих случаях стадия диагенеза может растягиваться на ряд лет.

Общими условиями, которые определяют собой комплекс процессов, протекающих в снежном покрове, являются: относительная близость точки плавления и, как следствие ее, высокое давление насыщающих паров льда и большая пластичность кристаллов; далее в большинстве случаев — большая начальная пористость осадка, определяющая собой возможность циркуляции водяных паров в порах и большую свободную поверхность кристаллов, активную в отношении сублимационных процессов, а с другой стороны — малую площадь поперечного сечения контактов между кристаллами и, следовательно, большие местные напряжения на контактах, а в результате — большую структурную свободу кристаллов в агрегате; далее неустойчивость скелетных форм роста снежных кристаллов, возникших в пересыщенной водяными парами атмосфере, после перехода в окружение в среднем только насыщенных водяными парами пор, и, наконец, большие и часто меняющиеся вертикальные температурные градиенты в верхних горизонтах снежной толщи, активизирующие сублимационные процессы.

Уже из этого перечисления видно, что ведущую роль среди процессов диагенеза играют с у б л и м а ц и о н н а я п е р е к р и с т а л л и з а ц и я и о с е д а н и е. Второстепенными процессами являются режеляция и рекристаллизация на контактах кристаллов. Роль рекристаллизации сводится только к некоторому увеличению прочности смерзания контактов. Собирательная и миграционная рекристаллизация в снеге не имеют места, точнее, не дают сколько-нибудь заметного результата, что обусловлено как малой площадью контактов, так и частыми нарушениями их во время дифференциальных подвижек кристаллов в процессе оседания. Бо́льшую роль, повидимому, может играть режеляция на контактах кристаллов, но только при температурах, близких к нулю (выше —0,25°С, см. стр. 259)[1], так как в противном случае режеляция уступает место механическим разломам контактов.

Оседание и сублимационные процессы в снеге тесно связаны друг с другом. Большая пористость вначале создает условия, в равной мере благоприятные для обоих процессов. Сублимационное округление, с которого начинаются сублимационные процессы, сильно способствует относительному вращению и скольжению кристаллов в пористом агрегате. Однако в дальнейшем, как подчеркнул Э. Бухер (Bucher, 1948), сублимационная перекристаллизация и оседание начинают становиться антагонистическими, в известной мере противодействующими друг другу процессами. Причины этого заключаются в следующем.

Что оседание и уплотнение, уменьшая пористость, ослабляют сублимационные процессы, непосредственно очевидно. Но установлена и обратная связь. Текучесть снега, до 10^4—10^5 раз бо́льшая текучести льда (коэффициент вязкости свежего снега близ 0°С около 10^8 пуаз) (там же), основана на структурной свободе кристаллов в пористом агрегате и имеет аддитивный характер: каждая структурная единица в данном объеме своими дифференциальными подвижками увеличивает текучесть. Поэтому мелкозернистый снег пластичнее крупнозернистого. Следовательно, сублимационная перекристаллизация, приводя к росту размеров зерен снега, тем самым увеличивает вязкость и замедляет оседание и уплотнение.

Антагонизм между оседанием и сублимационной перекристаллизацией настолько резок, что в условиях, способствующих одному из этих процессов, течение другого процесса может совершенно подавляться. В результате из-за различий условий в начальную стадию диагенеза могут возникать противоположные типы развития данного слоя снега или снежного покрова в целом — развитие в сторону у п л о т н е н и я при преобладании оседания и развитие в сторону р а з р ы х л е н и я при преобладании сублимационной перекристаллизации. Развитие первого типа ведет к быстрому увеличению объемного веса при отсутствии роста зерен, а второго — к быстрому росту размера кристаллов при сохранении начального объемного веса. Второй тип развития в большинстве случаев заканчивается процессами

[1] Интересный опыт, доказывающий отсутствие режеляции в снеге при отрицательных температурах, был проведен И. В. Крагельским (1942, стр. 13). При сильном сжатии снега с метиленовой синькой никаких признаков таяния не было обнаружено, несмотря на то, что снег был спрессован в сплошной комок. В тех же условиях под скользящим деревянным полозом снег сразу интенсивно окрашивался в результате плавления. К сожалению, исходную температуру снега автор не указывает.

сублимационного диафтореза, который в благоприятных условиях вызывает появление в некоторых слоях так называемого снега-плывуна — очень хрупкого крупнозернистого снега, обладающего большой вязкостью и слабым сцеплением и переполненного кристаллами глубинной изморози.

Оседание снега может происходить двумя путями: 1) нормальным путем — посредством постепенного пластического преобразования, хотя и основанном преимущественно на дифференциальных движениях кристаллов, но в общем не нарушающим структуры, и 2) путем резких внезапных просадок, сопровождающихся сломом первичной структуры, сотрясением и быстрым вытеснением воздуха из снега. Второй способ оседания часто отмечается в период безветренного отложения снега и непосредственно после него, но в этих случаях обычно не сопровождается какими-нибудь особенными, привлекающими внимание явлениями. В последующие стадии существования снежного покрова толчкообразные оседания снега являются конечным результатом развития в сторону разрыхления, после того как жесткие и хрупкие слои погружаются на такую глубину, где не могут выдержать возросшей нагрузки позднейших верхних отложений. В этих случаях оседания часто сопровождаются громким шумом и значительными сотрясениями.

Диагенез снега состоит из двух более или менее отчетливо различающихся стадий, которые приблизительно соответствуют стадиям раннего диагенеза (сингенеза, диагенеза осадка) и эпигенеза (позднего диагенеза) других осадочных пород.

Стадия раннего диагенеза снега. Стадия раннего диагенеза, во время которой достигается первое приближение к равновесию со средой в резко изменившихся с момента отложения снежных частиц условиях, характеризуется очень быстро протекающими процессами оседания и сублимационного округления, а при близких к нулю температурах — также и процессом режеляции. Продолжительность ее невелика, — обычно порядка нескольких дней. Наиболее общими результатами раннего диагенеза, проявляющимися во всех фациях снежного покрова, являются смерзание снега, сублимационное округление снежинок и сглаживание тонкой первичной слоистости.

Самым ранним по времени результатом диагенеза, проявляющимся не более чем через 1—2 суток после отложения, является смерзание снежного покрова, превращение его из осадка — скопления только соприкасающихся ледяных частиц, окруженных пленкой адсорбированного воздуха, в осадочную породу, более или менее прочно сросшуюся в беспорядочную пространственную решетку кристаллов. Прочность смерзания контактов снежных частиц на разрыв достигает 0,5—1 кг/см² и больше

(De Quervain, 1948), в зависимости от взаимной кристаллографической ориентировки, так что только малая площадь контактов и большие напряжения делают возможными нарушения на контактах и дифференциальные подвижки кристаллов. После смерзания перевевание и переотложение снега прекращается, и лишь при сильных ветрах снежный покров может становиться объектом корразии и дефляции. Смерзанию поверхностного слоя весьма способствуют влажный ветер и низкая температура снега по сравнению с приземными слоями воздуха, ведущая к диффузии водяных паров из воздуха в снег и к цементации вогнутых контактов и узких пор между кристаллами. Наоборот, сухой ветер и возгонка с поверхности снега препятствуют смерзанию поверхностного слоя и могут привести даже к вторичному его разрыхлению.

Основным процессом стадии раннего диагенеза является округление снежных частиц, преимущественно сублимационное, а при температурах около 0°С — и режеляционное. В результате округления в значительной мере происходит также сглаживание тонкой первичной слоистости снега. Имеется в виду слоистость в пределах одного снегопада (см. стр. 244), которая в описываемую стадию не исчезает бесследно, а только становится неразличимой или с трудом различимой визуально, еще долгое время сказываясь на различной прочности сцепления внутри и между слоями.

Округление снежинок благодаря возгонке может начинаться еще во время падения сквозь нижние слои воздуха, перед отложением, но в большинстве случаев там происходит медленный сплошной рост. В порах же снежного покрова воздух только насыщен паром по отношению к поверхностям кристаллов преобладающего, достаточно большого радиуса кривизны, а узкие выступы, ребра и лучи подвергаются возгонке. Длительные наблюдения за ходом метаморфизма (Bader, 1939; De Quervain, 1945) показали, что вначале происходит исчезновение микрорельефа поверхности снежинок (см. стр. 70), затем — округление ребер и плоскостей и, наконец, исчезновение или отшнурование боковых лучей скелетных кристаллов путем возгонки узких участков, расположенных преимущественно у основания лучей. Испаряющееся и мигрирующее по поверхности вещество отлагается главным образом на вогнутых участках и в узких порах, отчасти цементируя соприкасающиеся кристаллы.

В результате мелкие частицы (до 0,4 мм) становятся совсем круглыми, а более крупные приобретают неправильную форму с округленными углами, но частично сохраняют плоские грани. Образуется мелкозернистый снег, размер зерен которого зависит от величины отлагавшихся снежинок или продуктов их дробления. Обычные размеры колеблются в пределах

от 0,1—0,2 до 1 мм в поперечнике. Зерна срастаются в более или менее тесные комплексы; каждое зерно соприкасается с тремя-четырьмя соседними, и вся структура представляет собой скорее неправильную пространственную решетку, чем шаровую упаковку.

Уничтожение боковых лучей в процессе округления очень способствует быстрому оседанию снега. Однако оседание в стадию раннего диагенеза характерно не для всех фаций снежного покрова — снег с очень плотной ветровой упаковкой совсем или почти совсем не подвергается оседанию, пока не окажется на большой глубине под поверхностью. При безветренном отложении снега в верхнем слое обычно происходит серия мелких толчкообразных оседаний с изломом кристаллов, сменяющихся затем плавным, но быстрым псевдопластическим оседанием, основанным на дифференциальных подвижках и округлении кристаллов.

Поверхностный слой сухого свежего снега объемного веса 0,15 г/см³ в Альпах оседает в среднем на 13% от первоначальной мощности в сутки, так что объемный вес за счет оседания в три дня вырастает с 0,15 до 0,25 г/см³ (Hughes a. Seligman, 1939).

Но скорость оседания, помимо начальной ветровой упаковки, зависит также от температуры снега, оказывающей большое влияние на его пластичность, и особенно от величины нагрузки сверху, т. е. от количества и частоты выпадения твердых осадков. Быстрому оседанию и уплотнению способствует относительно высокая температура, тогда как при больших морозах пластичность значительно уменьшается и снег оседает медленно. Если снег долго остается у поверхности снежного покрова и не подвергается действию нагрузки, то в процессе округления он мало оседает, и, наоборот, быстро скрываясь под мощными слоями осадков, быстро уплотняется.

Вместе со специфическими поверхностными изменениями, обусловленными действием ветра и интенсивным энергетическим и вещественным обменом с атмосферой (ветровой наст, сублимационная цементация и разрыхление от возгонки, таяние и т. д.), температурные условия и особенно нагрузка в стадию раннего диагенеза оказывают решающее влияние на весь ход дальнейшего развития снега, предопределяя развитие по типу уплотнения или по типу разрыхления.

В областях морского климата с частыми и обильными снегопадами при относительно высокой температуре создаются условия для развития снежного покрова в целом по типу уплотнения, тогда как в областях малоснежного холодного климата развитие покрова идет в сторону разрыхления. В районах с сильными ветрами и пересеченным рельефом возникают такого же характера местные различия между фациями подножья склонов, где

отлагаются мощные толщи снега, и фациями малоснежных возвышенностей.

Те же причины ведут к зарождению в стадию раннего диагенеза вторичной дифференциации в слое каждого снегопада, накладывающейся на первичную тонкую слоистость. Каждый слой снега приобретает тенденцию к развитию по типу уплотнения в нижней части и по типу разрыхления — у поверхности. На границе двух слоев возникает скачкообразное изменение свойств, причем прерывность увеличивается с возрастанием временно́го промежутка между отложениями; она больше также после обильных снегопадов и высоких температур, способствующих сильному уплотнению нижней части слоя, чем после малых снегопадов и низких температур (Bucher, 1948).

Зародившиеся в описываемую стадию различия проявляются все более ярко во время последующего развития снежного покрова.

В целом в стадию раннего диагенеза снег характеризуется мелкозернистой пористой агломератной структурой, скрытослоистой текстурой и слоистым сложением, обусловленным чередованием сравнительно мощных слоев различных снегопадов.

Стадия эпигенеза снега. Стадия эпигенеза снега характеризуется тем, что округление снежных частиц в основном заканчивается (несмотря на то, что еще сохраняются остатки скелетной структуры) и на первый план выступает процесс собирательной сублимационной перекристаллизации. Соответственно оседание снега должно замедляться, и быстрому затуханию его по кривой гиперболического вида препятствует только рост давления со стороны отлагающихся новых слоев. В процессе оседания зерна снега все больше зажимаются соседними зернами, структурное сопротивление, фиксирующее зерно в его связи, растет, благодаря чему наряду с межкристаллическими дифференциальными движениями некоторую, но вначале небольшую, роль начинают играть внутренние деформации кристаллов, а вместе с тем и паратектоническая сублимационная перекристаллизация по принципу Рикке.

Лабораторные опыты (De Quervain, 1945) показали, что при неизменной температуре и отсутствии температурного градиента диагенез снега практически останавливается на стадии округления и возгонки самых мелких зерен. Дальнейшая собирательная перекристаллизация может осуществляться только при содействии колебаний температуры и пространственных температурных градиентов.

Как отмечено выше (см. стр. 253), под влиянием температурного градиента лед через парообразную фазу мигрирует в

направлении теплового потока, так что весь сублимационный процесс служит средством ускорения передачи тепла в пористой ледяной породе. Чем пористее снег, тем меньше его кондуктивная теплопроводность, тем больший температурный градиент может в нем возникнуть, тем легче в нем идет миграция пара и, следовательно, тем благоприятнее условия для развития сублимационных процессов.

Температурный градиент в снежном покрове всегда направлен нормально к поверхности. Суточные и особенно апериодические колебания температуры, ослабленные и с запозданием, проникают в снежный покров на глубину до нескольких десятков сантиметров. В этом слое направление миграции паров постоянно меняется. Глубже проникают только сезонные температурные колебания. Для большей части времени существования снежного покрова характерны относительно низкие температуры на поверхности и направление теплового потока снизу вверх, значит— сублимационная миграция льда из нижних горизонтов в верхние. Весенне-летнее прогревание сверху ведет к обращению направления сублимационной миграции, кратковременному в сравнении с зимним режимом.

Данные о величине и пространственном распределении сублимационной миграции сильно расходятся. Лабораторные опыты А. С. Кондратьевой (1945) со снегом объемного веса 0,32—0,45 г/см³ при постоянном температурном градиенте 27°С/м по профилю в 41 см дали вынос из «теплой» половины профиля, достигавший в первой четверти профиля 0,016 г/см³/сутки, и привнос в последней холодной четверти профиля в 0,004 г/см³ сутки. Теоретические расчеты Г. Бадера (Bader, 1939) дают величину переноса порядка миллиграмм в сутки на квадратный сантиметр, т. е. в 100 раз меньше, со следующим распределением по профилю: вынос только у «теплого» края, равномерное отложение половины вещества внутри толщи и отложение другой половины у «холодного» края. В естественных условиях в полуметровой толще снега, следовательно, в зоне суточных и апериодических температурных колебаний, автором настоящей работы была измерена величина сублимационного выноса из нижнего 7-см слоя снега за 6 зимних месяцев, определенная в 0,022 г/см³ (изменение объемного веса с 0,374 до 0,352 г/см³), сопровождавшаяся уменьшением объемного веса без учета открытых пор на 0,008 г/см³, что соответствует выносу льда в 24,3‰ от общего объема породы при увеличении объема пор на 21‰ и объема замкнутых пузырьков на 3,3‰.

На сублимационную миграцию, осуществляющуюся путем диффузии водяного пара в направлении теплового потока, накладывается миграция, вызываемая конвективными токами воздуха. В порах снежно-фирновой толщи центральной Гренландии

наблюдались медленные токи воздуха, обусловленные, повидимому, колебаниями атмосферного давления (Sorge, 1935), но они вряд ли могут оказывать заметное влияние. Более существенную роль играет циркуляция воздуха параллельно слоистости в снежной толще на горных склонах, обычно сосредоточенная под корками наста и над ними (Neher, 1939).

Интенсивность сублимационной перекристаллизации, протекающей при содействии изменчивых температурных градиентов и токов воздуха, в очень сильной степени зависит от пористости и воздухопроницаемости снега. Именно благодаря этому в стадию эпигенеза усиливается вторичная дифференциация, намечающаяся в снежном покрове в первую стадию вследствие различной скорости оседания (см. выше). Теперь развитие снега более или менее отчетливо идет по предопределенному в стадию раннего диагенеза типу: в сторону уплотнения или в сторону разрыхления.

Обусловлено это тем, что в снеге, с самого начала уплотненном путем сжатия, мелкие зерна сближены, поры очень тонки, извилисты и не оставляют места для сублимационного роста зерен. Воздухопроницаемость такого снега мала, и собирательная сублимационная перекристаллизация очень затруднена. Происходит только срастание — цементация зерен в более или менее тесные комплексы. Вместе с тем благодаря аддитивному характеру текучести снега, основанной на межгранулярных движениях, мелкозернистый агрегат сохраняет относительную пластичность, поэтому раз начавшееся развитие в сторону уплотнения продолжается все в том же направлении: новые снегопады ведут к новым сжатиям, и образуется плотный и твердый мелкозернистый снег.

С другой стороны, в снеге, не подвергавшемся оседанию (или ветровой упаковке), высокая пористость и большая воздухопроницаемость ведут к интенсивной собирательной сублимационной перекристаллизации и, следовательно, к быстрому росту зерен. Образуется рыхлый и хрупкий пористый средне- или крупнозернистый снег. Зерна в нем сцементированы группами в более или менее крупные сростки, но в то же время узкие перемычки между отдельными сростками подвергаются возгонке, и снег становится менее прочным, чем в начале. Вместе с тем рост зерен сопряжен со значительным увеличением вязкости агрегата, которая ослабляет оседание и в дальнейшем, несмотря на рост нагрузки. Поэтому также и в данном случае раз начавшееся развитие в сторону разрыхления неизменно продолжается в том же направлении, пока не будет прервано таянием или механическим разрушением структуры под возросшим давлением верхних слоев.

Пример общего развития снежной толщи в сторону уплотнения представляет центральная Гренландия, где зерна снега

достигнув в течение первого года среднего поперечника в 1 мм (0,9—1,1 мм) против 0,5 мм (0,1—0,8 мм) в свежем снеге, затем не обнаруживают никакого роста в течение десятков лет (исследована толща, насчитывающая 21 год) (Sorge, 1935). Еще более типичный пример такого развития дают мощные толщи снега у подножий крутых склонов в районах холодного климата с сильными ветрами, где в течение одного холодного сезона образуется очень твердый мелкозернистый снег (зерна 0,5—1 мм), объемного веса до 0,56 г/см³ и пористостью 40,3%, т. е. с той же степенью уплотнения, которая в центральной Гренландии достигается за 21 год на глубине 15 м под поверхностью. В тех же климатических условиях на участках дефляции с тонким снежным покровом наблюдается типичное развитие снега в сторону разрыхления, в результате которого за один холодный сезон зерна и прочные сростки вырастают до 3—6 мм в поперечнике, а объемный вес снега не превышает 0,35—0,38 г/см³, немногим больше, чем начальная величина, приобретаемая в результате ветровой упаковки.

Благодаря влиянию температуры на пластичность снега наиболее типичное развитие в сторону уплотнения преобладает в условиях умеренного морского климата, а в областях холодного континентального климата преобладает развитие в сторону разрыхления (см. стр. 272). Этим объясняется видимая аномалия, заключающаяся в том, что при больших морозах снег в общем более крупнозернист, чем в условиях мягкой зимы, если только умеренные морозы не перемежаются с оттепелями.

В общем в большинстве случаев развитие снежной толщи включает как уплотнение путем оседания, так и рост зерен, только с бóльшим или меньшим преобладанием одной из этих тенденций. Поэтому в вертикальном профиле снега имеют место и увеличение объемного веса, и увеличение размеров зерен сверху вниз, но на это общее изменение накладываются значительные колебания.

Дифференциация, только менее резкая, чем в приведенных выше случаях, возникает внутри любой снежной толщи благодаря различиям, заложенным в стадию раннего диагенеза: нижняя часть каждого слоя развивается по типу уплотнения, а верхняя— по типу разрыхления. В результате структура и свойства снега в вертикальном профиле испытывают неправильные колебания вследствие различий в обилии и температуре отдельных снегопадов. Нижняя часть слоя каждого снегопада уплотнена и характеризуется меньшим размером зерен, большей пластичностью и большей прочностью, а верхняя, наоборот, относительно неплотна, крупнозерниста, непластична и хрупка. На границе двух слоев, часто отмеченной к тому же настом, свойства скачкообразно изменяются. Этому способствуют также различия в тепло-

проводности, создающие большие температурные градиенты и способствующие местной активизации сублимационных процессов.

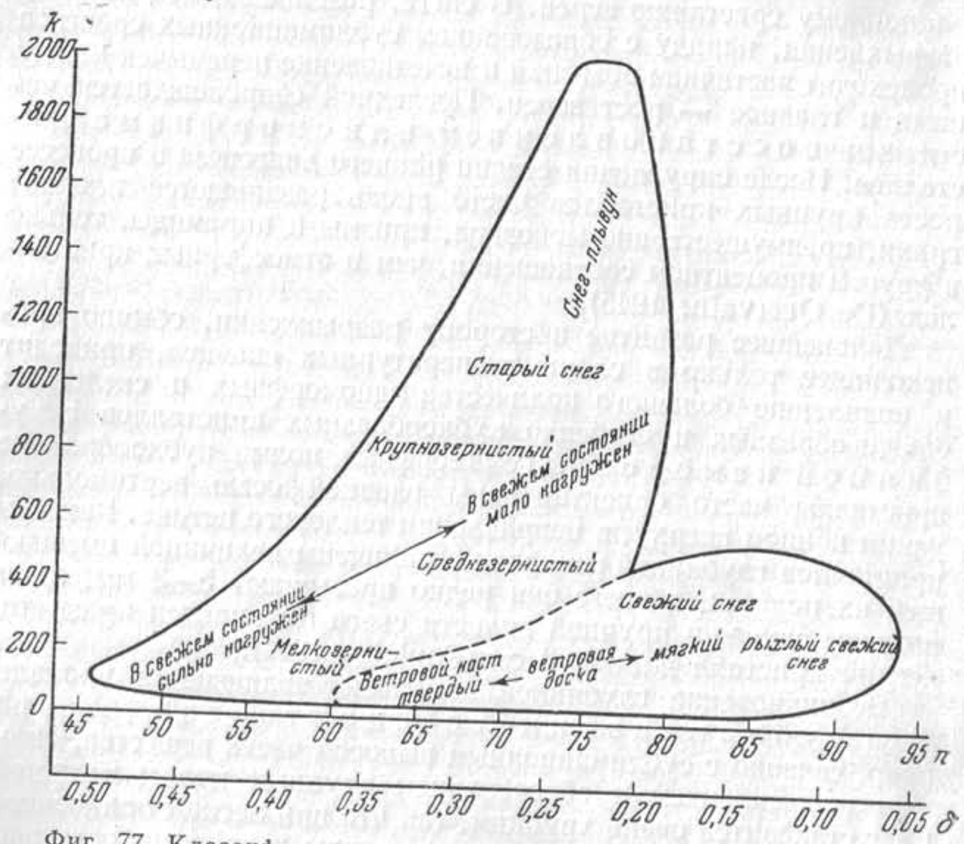
При развитии по типу уплотнения структурные изменения сводятся только к сжатию пор, сближению и частичному сублимационному срастанию зерен. В снеге, развивающемся по типу разрыхления, наряду с образованием сублимационных сростков происходят частичная возгонка и исчезновение перемычек между ними и главное — рост зерен. Последний сопровождается частичным восстановлением идиоморфизма кристаллов. После округления стадии раннего диагенеза в процессе роста крупных кристаллов часто вновь развиваются плоские грани, преимущественно моноэдра, призмы и пирамиды, только в другом процентном соотношении, чем в атмосферных кристаллах (De Quervain, 1945).

Дальнейшее развитие в сторону разрыхления, обычно происходящее только в слоях температурных скачков, приводит к появлению большого количества идиоморфных и скелетных блюдцеобразных и особенно кубкообразных кристаллов глубинной изморози. Гемиморфные полые кубкообразные кристаллы часто ориентированы главной осью вертикально, узким концом кверху, в направлении теплового потока. Размеры кристаллов глубинной изморози ограничены величиной вмещающей их полости; в снеге они редко превышают 5—8 мм, лишь в одном случае в крупной полости снега был найден призматический кристалл длиной 3 см (Paulcke, 1934).

Возникновение глубинной изморози, являющееся проявлением сублимационного диафтореза, как правило, связано с сублимационным выносом части вещества, сильным разрыхлением и образованием крупных пор и полостей. Снег становится очень хрупким, так что при легком прикосновении рассыпается на отдельные кристаллы и сростки, оставаясь вместе с тем непластичным. Такой снег не совсем удачно был назван В. Паульке «снегом-плывуном». При пользовании этим термином следует помнить, что текучим плывун становится только после разрушения его структуры, что легко может произойти именно благодаря ее жесткости и хрупкости. Объемный вес плывуна обычно колеблется в пределах 0,2—0,3 г/ см³, что соответствует 67—78% пористости, а благодаря крупнозернистости и большому размеру пор воздухопроницаемость его значительно превосходит таковую всех других видов снега.

Наиболее благоприятны для развития плывуна нижние надпочвенные горизонты снежного покрова, где возникают наибольшие температурные градиенты, и в меньшей степени — участки на границах слоев внутри снежного покрова, чему, может быть, в некоторых случаях способствует также конвективная

циркуляция воздуха над и под непроницаемыми корками наста на склонах. В придонных горизонтах снежного покрова мощность слоев снега-плывуна обычно не превышает 10—30 см, лишь в редких случаях она бывает свыше 1 м, а внутри снежной толщи, как правило, составляет не более нескольких сантиметров.



Фиг. 77. Классификация снега по соотношению пористости n с воздухопроницаемостью k.
(По G. Bader, 1939)

Описанные выше различия в направлении развития снега в стадию эпигенеза отчетливо проявляются на составленной Г. Бадером диаграмме (фиг. 77) соотношения пористости n с воздухопроницаемостью k (см. стр. 111). Старый снег может отличаться от свежего малой пористостью и большим объемным весом, тогда он твердый и мелкозернистый, — это в случае развития в сторону уплотнения при большой нагрузке в свежем состоянии. Воздухопроницаемость такого снега остается примерно такой же низкой, как и у свежего снега (воздухопроницаемость последнего мала, несмотря на большую пористость, вследствие скелетной структуры и соответственно большой извилистости

пор). Наоборот, при малой нагрузке в стадию раннего диагенеза старый снег мало уплотняется, становится грубозернистым и при средней величине пористости приобретает большую воздухопроницаемость — это тип развития в сторону разрыхления, крайний пример которого дает снег-плывун.

Структура старого снега пористая агломератная от мелко- до крупнозернистой, всегда со следами первичной скелетной, а у снега-плывуна — частично вторичная идиоморфно-кристаллическая. По отношению к снегу целесообразно установить следующие пределы размеров различных групп зерен: мелкие < 1 мм, средние 1—3 мм, крупные > 3 мм. Таким образом, большинство видов зернистого снега по размеру частиц соответствует псефитам (гравию) и только самые мелкозернистые — псаммитам (песку). Крупные зерна старого снега при микроскопическом исследовании обычно оказываются более или менее тесными сростками нескольких (до 10—15) кристаллографически различно ориентированных частиц, нередко с проникающими внутрь порами.

Объемный вес старого снега колеблется в пределах от 0,2—0,3 г/см³ у плывуна до 0,5—0,6 г/см³ у некоторых видов мелкозернистого снега, что соответствует пористости от 78 до 36%.

Образование сублимационных сростков в снеге сопровождается закупориванием части пор, превращающихся в изолированные пузырьки. Гипогенные пузырьки-новообразования отличаются от первичных воздушных включений в снежинках неправильной формой и расположением, а часто и бо́льшими размерами. Первичные пузырьки в зернах снега встречаются очень редко. Объем замкнутых пузырьков воздуха в старом снеге составляет 2—7‰. Поскольку основная масса их представляет гипогенные новообразования, возникшие в породе в результате диагенетических процессов, то среднее давление воздуха в пузырьках близко к атмосферному давлению на данном гипсометрическом уровне.

Определения кристаллографической ориентировки зерен в естественном снежном покрове, проводившиеся в Альпах и на шельфовом льду Росса в Антарктике, не обнаружили каких-либо признаков упорядоченной структуры. Только на основании лабораторных опытов высказывалось предположение о возможности развития упорядоченной ориентировки под действием собственного веса снега (De Quervain, 1948). Пока пористость породы делает возможным взаимное перемещение частиц, упорядочение структуры во время деформации обусловлено формой кристаллов. Пластинчатые кристаллы при деформации поворачиваются своей плоскостью параллельно направлению движения, следовательно, при сдвиге — в плоскости сдвига, при сжатии — перпендикулярно к направлению давления (благодаря возможности бокового расширения) и при растяжении — парал-

лельно направлению растяжения. В горизонтальном снежном покрове действуют силы вертикального давления, приводящие к сжатию и оседанию снега, а в снежном покрове на склонах, кроме того, действует срезающее усилие параллельно склону, вызывающее оползание вниз по склону. В обоих случаях пластинчатые кристаллы должны приобретать преимущественную ориентировку главными кристаллографическими осями нормально к поверхности снега. Практически такое упорядочение не может заходить далеко, поскольку кристаллы имеют тенденцию менять свою форму на изометрическую.

Вертикальное оседание горизонтального снежного покрова в стадию эпигенеза обычно идет значительно медленнее, чем в свежем снеге безветренного отложения, несмотря на большую нагрузку. Со временем этот процесс постепенно замедляется. В центре ледяного щита Гренландии (станция Айсмитте экспедиции А. Вегенера 1930—1931 гг.) на глубине 2—3 м, где объемный вес снега составляет около 0,4 г/см³, непрерывное оседание происходит со скоростью 0,011—0,012% от первоначальной мощности в сутки, более чем в 1000 раз медленнее, чем у свежего снега (см. стр. 272), а на глубине 5—7 м при объемном весе 0,45—0,49 г/см³ скорость оседания составляет лишь 0,0065—0,008% в сутки. Возраст снега на первом из этих уровней трех — четырехлетний, на втором — шести — девятилетний, а нарастание нагрузки составляет 0,031 кг/см²/год (Sorge, 1935). Того же порядка скорость оседания снега наблюдалась в близких к описанным условиям на шельфовом льду Росса в Антарктике (Wade, 1945).

На склонах снежный покров одновременно с вертикальным сжатием-оседанием испытывает деформацию сдвига параллельно склону. Измерения скорости оползания поверхностного слоя снежного покрова по склону в Альпах дали величину 1,0—1,5 см в сутки (Neher, 1939). На недостаточно крутых склонах вследствие оползания видимое равновесие снежного покрова возможно только при содействии напряжений растяжения в верхней части склона и тангенциального сжатия у подножья, причем величина зоны растяжения снега больше, чем зоны сжатия, а растягивающее усилие больше сжимающего, в противоположность тому, что характерно для льда. Если толщина снежного покрова к нижней части склона растет, то зона растяжения может доходить до самого подножья (Haefeli, 1939).

Благодаря наличию вертикального и тангенциального давлений, сдвига и растяжения, усиливающихся по мере накопления снега, развитие снежного покрова, не сопровождающееся его упрочнением, создает опасность разлома и нарушения структуры. Развитие в направлении уплотнения ведет к увеличению прочности снега при одновременном сохранении достаточно большой

пластичности, отчего такой снег реагирует на рост нагрузки медленными пластическими деформациями — оседанием и оползанием вниз по склонам. Развитие в сторону разрыхления приводит к прямо противоположным результатам. Сочетание малой плотности, большого размера зерен и, следовательно, малого количества контактов между ними порождает большую жесткость, не допускающую пластических деформаций, и одновременно малую прочность. Поэтому такой тип развития в конечном счете неминуемо приводит к разломам, нарушающим равновесие снежного покрова, если только развитие не прерывается таянием до момента соответствующего нарастания нагрузки.

Наиболее безобидное последствие разрушения разрыхленных слоев под влиянием вертикального давления представляют внезапные резкие оседания с характерным, напоминающим громкий вздох, шумом выходящего воздуха. То же происходит в результате проламывания полостей, образовавшихся от неравномерного оседания нижних слоев снега под прочными корками наста. В толще снега центральной Гренландии «толчки фирна» от проламывания разрыхленных прослоек охватывают одновременно пространства свыше сотни километров в окружности, сопровождаются шумом, подобным раскатам грома, и ощутимым сотрясением поверхности (Koch u. Wegener, 1930; Sorge, 1935). Мгновенное оседание при наблюдавшемся в Айсмитте «толчке фирна» выразилось величиной 1—2 см на слой в 2,5 м. Оседания распространяются со скоростью звука и связаны с аэродинамическими толчками вытесняемого воздуха. Повидимому, после слома пористого агрегата кристаллы снега теряют сцепление, и вся вышележащая толща оказывается лежащей на «воздушной подушке», подобно тому как при внезапных растеканиях грунтов минеральные частицы на некоторое время оказываются взвешенными в воде. Оседание сопровождается вытеснением воздуха, распространяющимся отчасти вдоль проламывающихся пористых горизонтов.

На склонах разломы рыхлых слоев под влиянием вертикального давления или тангенциальных напряжений вызывают падение лавин типа «снежных досок», тогда как внезапные оседания в стадии раннего диагенеза приводят к возникновению «лавин рыхлого снега» [1].

Фирнизация и льдообразование

Фирнизация и льдообразование «холодного» типа распространены на громадных пространствах материковых ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии и по масштабам значительно

[1] О лавинах см. Г. К. Тушинский (1949), Э. Бухер (Bucher, 1948).

преобладает над «теплым» типом метаморфического льдообразования. Тем не менее степень изученности этих процессов находится в соотношении, прямо противоположном их значению в природе. Процессы стадии фирнизации «холодного» типа известны пока только по исследованиям Э. Зорге (Sorge, 1935, 1939) на станции Айсмитте в центре Гренландии, Ф. Уэйда (Wade, 1945) и А. Говарда (Howard, 1948) на шельфовом льду Росса в Антарктике, а процессов и результатов холодного льдообразования пока вообще никто не наблюдал.

Фирнизация. Фирнизация «холодного» типа представляет дальнейшее продолжение процессов диагенеза, но в несколько иных условиях. Основные отличия физических условий фирнизации от диагенеза связаны с накоплением сверху мощной толщи новых осадков, которая оказывает двоякое влияние на ход процессов метаморфизма. Пассивная роль ее заключается в предохранении ушедших на глубину слоев от температурных колебаний, а активная роль проявляется во все возрастающем давлении на нижние слои.

В снеге и фирне центральной Гренландии амплитуда годовой температурной волны уменьшается на глубине немного более 5 м до 1/10 амплитуды на поверхности снега, равной почти 35°С, на глубине 9 м — до 1/40, а на глубине 18 м — до 1/1000, т. е. на этой глубине температура уже постоянна (—28,68°С) с очень небольшим вертикальным градиентом.

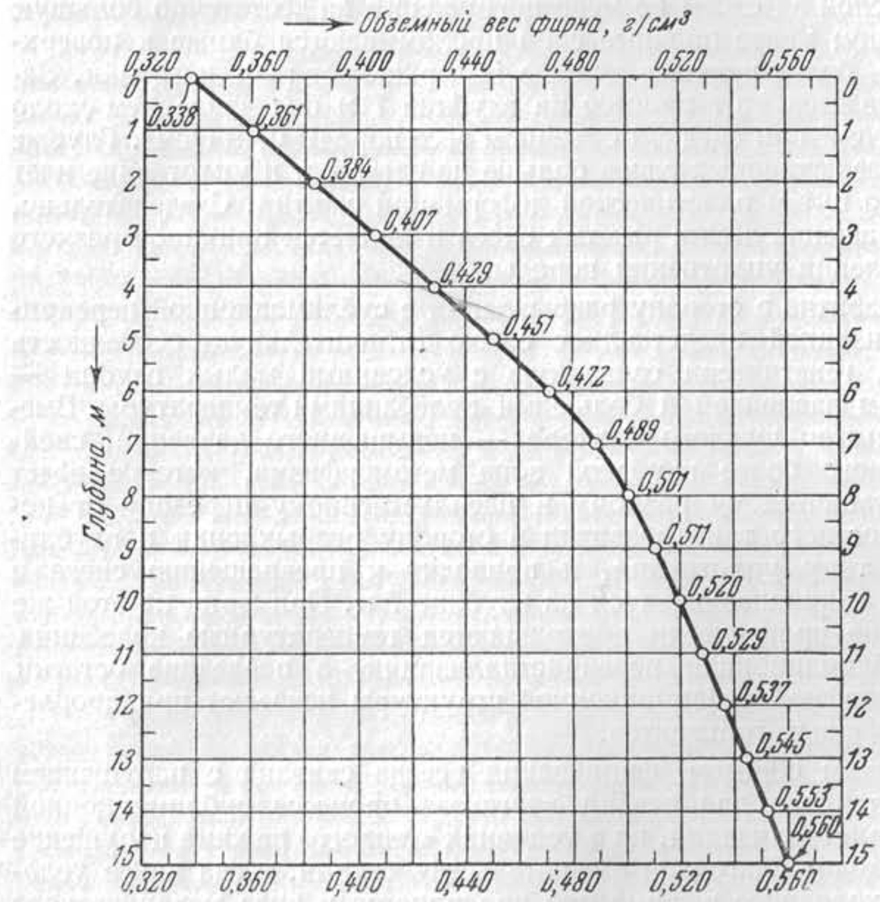
Благодаря развитию в основном по типу уплотнения пористость породы с глубиной уменьшается, поры становятся узкими и извилистыми, что приводит к значительному уменьшению воздухопроницаемости породы. Уменьшается и размер общей поверхности стенок пор, так как значительная часть поверхности кристаллов граничит друг с другом, а не с порами.

Таким образом, эффективность всех факторов, способствующих развитию сублимационных процессов, по мере погружения под дневную поверхность быстро ослабевает. Поэтому сублимационная перекристаллизация уже на глубине нескольких метров сильно замедляется, а затем и совсем затухает.

В результате роста давления и увеличения площади взаимного соприкосновения зерен главная роль в процессах метаморфизма переходит к рекристаллизации. Переход этот совершается постепенно, так что границу между процессами различных типов провести трудно. Тем не менее в Айсмитте, где исследования проводились более детально [1], удалось обна-

[1] Полнота и тщательность работ группы экспедиции А. Вегенера в Айсмитте, несмотря на исключительно трудное, угрожавшее жизни положение, несравненно выше, чем у хорошо обеспеченных американских антарктических экспедиций. Главный недостаток гляциологических исследований Э. Зорге обусловлен отсутствием поляризационного микроскопа.

ружить прерывность в ходе процессов метаморфизма. Кривая зависимости объемного веса породы от глубины под поверхностью (фиг. 78) дает отчетливый перегиб на глубине 7 м, т. е. на уровне слоев, имеющих возраст около 9 лет. Как выше, так и ниже этого уровня процессы оседания и уплотнения почти не меняют своей



Фиг. 78. Кривая объемного веса снега и фирна по вертикальному профилю в центре Гренландии.

(По E. Sorge, 1935)

скорости, обнаруживая лишь очень постепенное замедление с глубиной, так что в первом приближении уплотнение с глубиной на обоих участках разреза можно считать линейным. Но выше 7-метрового уровня скорость уплотнения составляет 0,017 г/см³/год, а ниже — только 0,005 г/см³/год, т. е. около 30% от скорости протеканий указанных процессов в верхней части разреза.

Причины резкого замедления уплотнения на глубине 7 м кроются в дифференциации типов развития различных частей

снежной толщи. Несмотря на общее развитие по типу уплотнения, верхние части слоев некоторых снегопадов развиваются в сторону разрыхления. Последствием является разрушение структуры относительно рыхлых и жестких слоев, проявляющееся в виде описанных выше «толчков фирна». Это разрушение идет слой за слоем по мере погружения на достаточно большую глубину; менее прочные слои проламываются ближе к поверхности, более прочные дольше выдерживают рост нагрузки. Заканчивается этот процесс на глубине 7 м под давлением около 0,3 кг/см² при среднем объемном весе породы 0,49 г/см³. Глубже 7 м разрыхленных слоев больше не остается, и уплотнение идет только путем пластической деформации сжатия. Следовательно, прекращение ломки рыхлых слоев и является причиной резкого замедления уплотнения породы.

Развитие в сторону разрыхления с сублимационной перекристаллизацией представляет собою отличительную особенность снега, генетически связанную с условиями малых глубин — низким давлением и большими колебаниями температуры. Вмешательство чуждого фактора — повышенного давления, свойственного более глубокой зоне метаморфизма, которое ведет к механическому разлому и насильственному переводу от поверхностного типа развития в сторону разрыхления к глубинному типу уплотнения, и приводит к превращению снега в фирн, заканчивающемуся на глубине 7 м. Примерно на этой же глубине практически прекращаются температурные колебания и сублимационная перекристаллизация, а последние остатки идиоморфной сублимационной структуры исчезают при дроблении рыхлых горизонтов.

Таким образом, фирнизация всегда связана с нарушением характерного для стадии диагенеза процесса сублимационной перекристаллизации, но в условиях «теплого» режима нарушение происходит благодаря вмешательству таяния, тогда как в условиях холодного режима оно проявляется в виде механического дробления разрыхленных сублимацией слоев. Внезапные оседания старого снега, на склонах вызывающие падение лавин «снежных досок», представляют начало «холодной» фирнизации, в теплых районах прерываемой таянием.

Льдообразование. Дальнейший процесс льдообразования в толще холодного фирна идет путем его уплотнения и рекристаллизации. Структурная свобода зерен в холодном фирне объемного веса 0,5—0,6 г/см³ уже настолько мала, что наряду с межгранулярными движениями порода реагирует на давление в значительной мере также пластическими деформациями кристаллов по внутренним плоскостям скольжения, а отчасти и дроблением кристаллов.

В связи с этим в процессах рекристаллизации фирна с самого начала значительную роль играет парателектоническая рекристаллизация, преимущественно миграционная (см. стр. 258). Собирательная рекристаллизация и округление, вероятно, имеют второстепенное значение вследствие недостаточно малого размера кристаллов.

Структура, возникающая в результате миграционной рекристаллизации, зависит от рода деформации, которой подвергается порода. В случае течения по склону должна развиваться ориентированная структура, что сопровождается значительным ростом кристаллов, как это будет показано ниже. Но такие условия имеют ограниченное распространение в областях холодного метаморфического льдообразования. В толще фирна материковых ледниковых покровов благодаря малому уклону поверхности напряжения сдвига отсутствуют, и дифференциальные движения обусловлены только вертикальным давлением.

Характерно, что в фирне, как и в снеге, вследствие пористой структуры в каждой данной точке создаются большие различия сопротивлений деформированию в различных направлениях. Поэтому, несмотря на то, что давление в фирне в общем не распределяется гидростатически до глубины не менее двух десятков метров, так что вертикальное давление больше бокового, все же в каждой данной точке пористой фирновой решетки деформация подчинена местным различиям в сопротивлении и направлена к всестороннему сжатию пор.

В связи с этим дифференциальные деформации сближающихся зерен фирна не имеют какой-либо упорядоченной ориентировки. Ни в Гренландии, ни на шельфовом льду Росса не было обнаружено никаких признаков горизонтального удлинения зерен или сланцеватости, кристаллы остаются более или менее изометричными. По тем же причинам соотношение степени напряженности соседних кристаллов в процессе оседания может изменяться поочередно то в пользу одного, то в пользу другого кристалла и приближается к равновесному состоянию гидростатического распределения давления. Естественно, что в таких условиях не может иметь места значительный рост одних кристаллов и исчезновение других, а следовательно, не развивается и преимущественная кристаллографическая ориентировка.

В Айсмитте зерна фирна сохраняют средний размер в 1 мм (0,9—1,1 мм) до максимальной исследованной глубины в 15 м и возраста в 21 год, а на барьере Росса в толще верхних 8 м зерна имели размер 1—1,5 мм и на глубине 8—11 м размер зерен составлял 1,5—2 мм; наибольший размер зерен не превышал в поперечнике 3 мм. Таким образом, размер кристаллов в общем

остается меньшим, чем в снеге, развивающемся в направлении разрыхления путем сублимационной перекристаллизации. Никаких признаков упорядочения структуры в «холодном» фирне не наблюдалось. В Айсмитте летние слои отличаются от зимних унаследованными от снега несколько более крупными зернами. Вместе с более слабым сцеплением между слоями отдельных снегопадов это создает скрыто-слоистую текстуру.

В процессе сжатия фирна перемычки пор постепенно замыкаются, соприкасающиеся кристаллы срастаются друг с другом, а остатки пор превращаются в замкнутые во льду пузырьки. По мере дальнейшего уплотнения одновременно с сужением оставшихся еще открытыми пор начинается сжатие пузырьков, в результате чего давление воздуха в них повышается по сравнению с атмосферным на данном уровне. Первые измеримые признаки повышения давления воздуха в мерзлом фирне несколько иного генезиса при объемном весе 0,69 г/см³ нам удалось обнаружить на глубине, соответствовавшей вертикальному давлению в 0,6 кг/см². Для условий Гренландии начала заметного сжатия включенного в фирне воздуха можно ожидать с глубины около 11 м, где вертикальное давление составляет около 0,5 кг/см², а объемный вес равен 0,53 г/см³. Таким образом, уже с глубины около десятка метров воздух начинает принимать некоторое участие в передаче давления и замедлять процесс оседания фирна.

Относительно глубины, на которой заканчивается процесс замыкания пор в холодном фирне, когда последний превращается в лед, высказывались самые различные мнения. Г. Гесс (Hess, 1933) ссылается на данные некоторых сейсмических измерений экспедиции А. Вегенера, обнаруживших отражающую поверхность, — повидимому, границу фирна со льдом, — на глубине 50—100 м, но затем приводит оценку мощности фирна для Айсмитте в 450 м. Г. Альман (Ahlmann, 1933, 1935, 1936) в своей геофизической классификации ледников оценивает мощность фирна «высокополярных ледников» в 200 м или даже больше. Э. Зорге (Sorge, 1935), по-разному экстраполируя полученную им кривую уплотнения, допускает возможность достижения объемного веса 0,900 г/см³ на глубинах от 63,6 до 1000 м.

Все оценки, оперирующие с величинами в сотни метров, фантастичны, так как не считаются с пластическими и прочностными свойствами льда. Уже при нагрузке 1,2 кг/см² во льду объемного веса 0,9 г/см³ при температуре —10°С начинается процесс сжатия даже мелких пузырьков воздуха. Это значит, что полости во льду могут существовать не замыкаясь только благодаря упругости заключенного в них воздуха. Следовательно, под давлением 1,2 кг/см² самые мелкие открытые поры не могут сохраняться и через некоторое время замкнутся — фирн превратится в лед.

Уплотнение снега и фирна по мере погружения в глубину ледника представляет процесс восстановления равновесия, постоянно нарушаемого постепенным увеличением нагрузки в результате отложения новых осадков. Благодаря увеличению нагрузки оседание не затухает асимптотически по мере приближения к максимально возможной плотности, а идет со скоростью, пропорциональной росту нагрузки, вплоть до замыкания всех пор. В кривой скорости уплотнения снега—фирна—льда должны существовать два перегиба, соответствующие двум критическим точкам: превращению снега в фирн и превращению фирна в лед. В обоих случаях скорость уплотнения скачкообразно уменьшается: в первом случае благодаря разрушению всех рыхлых прослоек и прекращению спазматических оседаний снега, а во втором случае — вследствие замыкания всех пор, в результате которого замкнутый во льду воздух воспринимает на себя испытываемое льдом давление. На участках вне этих критических точек кривые допускают интерполяцию и экстраполяцию, точность которой лимитируется только размером и точностью исходного участка кривой.

Какому объемному весу соответствует переход из фирна в лед при льдообразовании «холодного» типа, неизвестно. Однако, судя по общей закономерности, заключающейся в том, что чем больше роль сжатия в процессе льдообразования, тем меньше объемный вес в момент замыкания пор, можно ориентировочно определить объемный вес при переходе «холодного» фирна в лед не более чем в 0,8 г/см³.

Экстраполируя кривую уплотнения Э. Зорге до объемного веса 0,8 г/см³, мы получим глубину границы фирна со льдом в Айсмитте порядка 50 м. В отношении шельфового льда Росса точных данных об уплотнении фирна нет. Уплотнение там идет быстрее, чем в Гренландии, но с большими колебаниями в разных слоях. На глубине 10,7 м под поверхностью у основания барьера объемный вес составил 0,64 г/см³. Исходя из данных о высоте над уровнем воды (28,7 м) и о мощности (232 м) этого пловучего шельфа, средний объемный вес льда в нем можно определить в 0,84 г/см³. Учитывая скорость уплотнения в исследованном одиннадцатиметровом слое, А. Говард (Howard, 1948) пришел к выводу, что объемный вес в 0,84 г/см³ достигается уже на глубине 30 м. Тогда нижняя граница фирна должна лежать еще ближе к поверхности. Повидимому, эта величина преуменьшена, но она, во всяком случае, значительно ближе к истинной, чем в оценках Гесса и Альмана.

Структура. Лед, образовавшийся путем сжатия и рекристаллизации «холодного» фирна, повидимому, будет отличаться от последнего только отсутствием пор и более высоким давлением воздуха в пузырьках. В отличие от льда,

формирующегося в п- п прощ
льда впоследствии п- пере
в ичнокристаста.

Структура холодо однор
фирна образующе
ционного льда при ноинад
структур. Она хара актер
изометричными зерн- рнам
бластическо й о й, у
Закономерная кристаллс
отсутствует.

Пористость рекр- криста
делах примерно от -т 460
а объем воздуха в зас замк

Из всех видов льды льда, з
конжеляционного лн- льда
ляционный лед наи- наибо
логии с особенностя- ями д
льда можно заключи- чить,
сталлизационного лн- льда
шом количестве тон- нонкие
фирновых пор, обр- образу
Расположение их по- по о
тальное. Объем возд- здуха
зационном льду, при- при но
объема породы, а об- объем
воздух находится под

Текстура описыв- ываем
стая или массивная- ая, н

«ТЕПЛЫЙ» ТИП[illegible]МЕТ

Процессы «теплого»
рассмотренных выше- ше у
система лед–вода——вод
в тройной точке (см. см. стр.
система из «сухого» л- » льда
пература. В трехфа- фазно
степени свободы по -о дву
ной пар и вода—во- водянс
ционные процессы, , , чре
породы, но совершен- енно
ния и других деформ- рмаци
присоединяются исп- спарен

Главным источни- ником
ции породы, являет- ется т

оцесс
реход
а л л
ного
щегос
адлеж
еризу
ми и
у фи
ллогр

сталли
60‰
кнуть
, за ис
а ядер
олее
друг
, что
должа
е веще
ующи
отнош
ха, вк
ормал
м воз
д пов
мых в
несло

ТАМО

тип
части
яной
р. 35)
а и во
ой сис
хфази
ой па
езвыч
инач
ий фи
ние и
водь
таяни

формирующегося в процессе течения, в который описываемый тип льда впоследствии переходит, мы будем называть этот лед первично-рекристаллизационным.

Структура холодного рекристаллизационного фирна и образующегося из него первично-рекристаллизационного льда принадлежит к числу кристаллобластических структур. Она характеризуется сравнительно мелкими (1—3 мм) изометричными зернами и, следовательно, является гранобластической, у фирна — пористой гранобластической. Закономерная кристаллографическая ориентировка совершенно отсутствует.

Пористость рекристаллизационного фирна колеблется в пределах примерно от 460‰ (объемный вес 0,49 г/см³) до нуля, а объем воздуха в замкнутых пузырьках — от 7 до 125—130‰.

Из всех видов льда, за исключением, может быть, ритмически-конжеляционного льда ядер промерзания, первично-рекристаллизационный лед наиболее богат включениями воздуха. По аналогии с особенностями других видов осадочно-метаморфического льда можно заключить, что характерной чертой первично-рекристаллизационного льда должны быть пронизывающие его в большом количестве тонкие ветвистые пузырьки воздуха — остатки фирновых пор, образующие извилистую разветвленную сеть. Расположение их по отношению к кристаллам льда интерсертальное. Объем воздуха, включенного в первично-рекристаллизационном льду, при нормальном давлении достигает 125—130‰ объема породы, а объем воздушных пузырьков меньше, так как воздух находится под повышенным давлением.

Текстура описываемых видов фирна и льда — скрыто-слоистая или массивная, неслоистая.

«ТЕПЛЫЙ» ТИП МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Процессы «теплого» типа льдообразования отличаются от рассмотренных выше участием в них жидкой воды. Трехфазная система лед—вода—водяной пар находится в равновесии только в тройной точке (см. стр. 35) и значительно менее устойчива, чем система из «сухого» льда и водяного пара при отрицательных температурах. В трехфазной системе реализуются уже не одна, а три степени свободы по двухфазным линиям лед—вода, лед—водяной пар и вода—водяной пар. Основную роль играют режеляционные процессы, чрезвычайно быстро меняющие структуру породы, но совершенно иначе протекают также процессы оседания и других деформаций фирна, а к сублимационным процессам присоединяются испарение и конденсация воды.

Главным источником воды, участвующей в перекристаллизации породы, является таяние льда (собственно режеляционная

перекристаллизация), но, кроме того, может принимать участие дождевая вода, вода наледей, пропитывающая снежный покров снизу или сбоку, и, наконец, переохлажденные водяные капли низких облаков и тумана.

Таяние снежного покрова происходит или с поверхности, если тепло поступает от атмосферного воздуха и конденсирующегося водяного пара, или в ближайшем к поверхности слое максимум до 10—20 см, если источником тепла является лучистая энергия. Единственное необходимое условие таяния — избыток поступления тепла над его оттоком в более глубокие слои снега и в атмосферу; поэтому радиационное таяние горизонтального снежного покрова возможно при температуре воздуха по крайней мере до —5°С (Кузьмин, 1947), а с другой стороны, в случае большой сухости воздуха тепло может уходить на возгонку, и таяния происходить не будет при температурах воздуха до +15°С (Troll, 1942).

Нижние слои снега в начале таяния имеют отрицательную температуру, обладают «запасом холода» и нагреваются до температуры таяния главным образом за счет выделения скрытой теплоты во время замерзания просачивающейся сверху воды. Поэтому далеко не всякое таяние ведет к убыли льда. Влияние таяния на пористую ледяную породу совершенно различно в зависимости от его интенсивности и продолжительности, а также от исходной структуры породы и от возможностей и условий стока талой воды.

В пористой ледяной породе взаимодействие на поверхностях раздела воды с твердой фазой имеет своим последствием две категории явлений. К первой из них относятся фазовые переходы между водой и льдом, регулируемые тепловой энергией вещества (см. ниже).

Второе, косвенное, следствие поверхностного взаимодействия воды со льдом заключается в изменении формы поверхности раздела воды с воздухом близ ледяных стенок, т. е. в образовании вогнутых менисков (вода смачивает лед) и в капиллярных явлениях.

Вследствие действия менисковых сил степень подвижности воды различна в зависимости от количества ее в порах породы. Капиллярная вода может находиться в породе в трех видах (Долгов, 1948):

1) в разобщенном неподвижном состоянии — в виде ограниченных вогнутыми менисками капель вокруг точек соприкосновения твердых частиц;

2) в слабоподвижном четковидном состоянии—в виде капель, соединяющихся узкими перехватами в непрерывную пленку на стенках пор; такая вода способна медленно подтягиваться из более влажных участков с менисками меньшей кривизны в более

сухие с менисками большей кривизны, независимо от действия силы тяжести;

3) в легкоподвижном состоянии — при сплошном заполнении узких пор, причем до определенного предела поперечника пор капиллярное всасывание может преодолевать силу тяжести.

В более крупных порах менисковые силы ослабевают, и вода переходит в гравитационное состояние, просачиваясь вниз и воспринимая гидростатическое давление. Встречая относительно водонепроницаемый горизонт, она скапливается в виде подземного озера, а при наличии уклона образует грунтовый поток с преобладанием горизонтальной составляющей движения.

При наличии капиллярной воды часть пор занята воздухом, но и в порах, заполненных гравитационной водой, обычно всегда имеется некоторое количество пузырьков «защемленного» водными капиллярными пробками воздуха, помимо воздуха, растворенного в воде.

В зависимости от скорости и продолжительности таяния вода в снеге и фирне движется вниз под действием капиллярных или гравитационных сил. Пока внизу порода мерзлая, к этому присоединяются интенсивное испарение, диффузия и сублимация водяного пара в нижние горизонты породы, на которые при слабом таянии расходуется бóльшая часть воды. После протаивания всей толщи этот процесс затухает, так как давления паров льда и воды при нулевой температуре почти одинаковы.

Впитывание воды в породу, поры которой заполнены воздухом, называют *инфильтрацией*, в отличие от фильтрации в породе, насыщенной влагой. В мелкозернистой породе скорость инфильтрации вначале велика, но по мере насыщения пор водой уменьшается до постоянной величины, определяемой законом Дарси, т. е. инфильтрация переходит в фильтрацию. Впереди продвигается зона неполного заполнения пор — так называемый «клин впитывания», который в случае прекращения поступления воды расширяется назад кверху за счет продолжения инфильтрации из насыщенной водой зоны и более равномерного распределения воды по всему увлажненному слою. В крупнопористой породе движение воды не струйчатое (ламинарное), а смешанное (подчиняющееся закону Смрекера). В случае наличия внизу воздухоупора во время инфильтрации давление воздуха в порах породы повышается до такой величины, которая обеспечивает выход его сквозь заполненные водой поры, что замедляет инфильтрацию (Попов, 1950).

Особенность ледяных пород, отличающая их от остальных, заключается в том, что в процессе инфильтрации воды последняя может воздействовать на породу, изменяя ее структуру и водные свойства — пористость, коэффициент фильтрации, капиллярность, влагоемкость и др. Во время таяния породы, как

правило, в вертикальном профиле возникает дифференциация, аналогичная той, которая наблюдается в подзолистых почвах. Вверху образуется горизонт вымывания—вытаивания, где талая вода еще обладает некоторым избытком тепла и продолжает плавить лед [1]. Ниже в большинстве случаев существует горизонт равновесия с нейтральным балансом и под ним — горизонт вмывания-намерзания, где имеется и расходуется запас холода. При слабом и кратковременном таянии дифференциация едва намечается, но в дальнейшем горизонт вмывания перемещается все ниже, пока не достигает ледяного водоупорного слоя или подстилающего ледяную породу ложа.

В горизонте вымывания происходят сглаживание структурных различий, рассасывание ледяных корок и т. п., а в горизонте вмывания, наоборот, часто сначала проявляется скрытая тонкая первичная слоистость снега, а затем может происходить структурная дифференциация из-за неравномерного намерзания льда в участках породы, обладающих различными плотностью, величиной запаса холода, теплопроводностью и водопроницаемостью.

Только после протаивания ледяной толщи до ложа или до водоупорного слоя и создания достаточного для боковой фильтрации гидравлического напора начинается сток талой воды, ведущий к уменьшению массы породы. В различных условиях возникает склоновый, русловой или подземный сток. До начала стока убыли породы еще нет, процесс остается обратимым, и результатом его после нового промерзания будет только структурное изменение — режеляционная перекристаллизация породы (или — в случае полного таяния — последующее образование конжеляционного озерного льда).

Фирнизация

В начальном виде режеляционный метаморфизм снега нередко наблюдается еще во время выпадения его из атмосферы. Если температура воздуха во время снегопада на некоторое время достигает точки плавления или слегка превышает ее, снежинки начинают таять с периферии. Образующийся влажный снег характеризуется наличием разобщенных капелек на концах лучей,

[1] Температура верхнего тающего слоя снега, по измерениям в условиях отсутствия прямой солнечной радиации, нередко оказывается на 0,2 — 0,3° (до 0,5°С) выше нуля. С. И. Небольсин (1925) наблюдал в разгар таяния даже температуру поверхности снега + 4,1°С, на глубине 5 см 0,5—0,7°С и лишь на 15 см глубине 0,0—0,1°С. Большинство исследователей объясняют это нагреванием талой воды (см., например, Попов, 1948). Имеется, впрочем, и другое объяснение: нагревание воздуха в порах снега проникающей туда рассеянной радиацией (В. М. Сокольников, устное сообщение).

углах и ребрах снежинок, способствующих сцеплению их в крупные хлопья. После замерзания такого снега кристаллы его несколько округлены, часто спаяны в более или менее прочные сростки, но в общем у них преобладают элементы первоначальной кристаллической формы. Утрата ее и превращение снега в фирн происходят лишь тогда, когда процесс таяния приводит к образованию сплошной водяной пленки, обволакивающей снежинки.

Первые порции талой воды не выходят за пределы тающего слоя, затрачиваясь на образование водной пленки вокруг снежинок и на капиллярное насыщение пор. Это сопровождается интенсивным воздействием талой воды на снежинки.

Основой фирнизации «теплого» типа является процесс р е ж е л я ц и о н н о г о о к р у г л е н и я, которое при достаточно сильном таянии происходит чрезвычайно быстро. Выступающие лучи, углы и ребра снежинок имеют несколько более низкую температуру плавления, а главное — значительно бóльшую удельную поверхность, чем центральные части кристаллов, и потому обтаивают первыми. Поверхностное натяжение обволакивающей кристаллы водной пленки оказывает сжимающее действие на агрегат, равное $\frac{15{,}42}{r}$ мг/мм² (r — радиус кривизны в миллиметрах); в результате вода собирается к центральным частям снежинок. Замерзание во впадинах между основаниями лучей может происходить одновременно с обтаиванием выступов, только за счет различий в температуре плавления; еще дальше округление заходит при повторном таянии и замерзании. В отличие от сублимационного режеляционное округление, как правило, сразу уничтожает всякие следы идиоморфной или обломочной структуры и приводит к образованию почти шарообразных или вторично-субгедральных кристаллов.

Округление сопровождается очень сильным оседанием снега вследствие уменьшения поперечника частиц и сближения их центров, а отчасти также в результате прекращения жесткой связи между частицами. Смерзшиеся прежде кристаллы во время таяния разделяются жидкой пленкой, благодаря чему мокрый снег превращается в очень рыхлую массу; при этом значительно облегчается взаимное вращение и соскальзывание кристаллов, сопровождающееся сокращением пор. Свежий снег на глубине 20 см во время таяния поверхности оседает со скоростью, составляющей 80% от первоначальной мощности в сутки, в 6 раз быстрее «сухого» снега (см. стр. 272); объемный вес его при этом может вырасти с 0,15 до 0,25 г/см³ за 12 час. (Hughes a. Seligman, 1939).

Одновременно с округлением и оседанием начинается процесс с о б и р а т е л ь н о й р е ж е л я ц и о н н о й п е р е к р и с т а л л и з а ц и и, ведущий к росту крупных зерен и к упорядочению кристаллографической ориентировки. Механизм собирательной перекристаллизации, так же как и округления, основан на различиях в кривизне и величине удельной поверхности крупных и мелких зерен. Менее устойчивые мелкие зерна постепенно вытаивают, доставляя питание для роста крупных. Этот процесс может происходить и без ощутимых температурных колебаний, при постоянной температуре в 0°, что было доказано экспериментально (Emden, 1890): в неподвижном, герметически закрытом сосуде при постоянной температуре 0° скрытозернистый лед превратился сначала в агрегат мелких зерен, а через несколько недель зерна достигли размера лесных орехов.

Менее понятен и очень мало исследован процесс упорядочения структуры во время собирательной режеляционной перекристаллизации. Закономерная кристаллографическая ориентировка зерен фирна главными осями нормально к поверхности была установлена на основании массовых измерений (Perutz a. Seligman, 1939). Вертикальная ориентировка была хорошо выражена в верхних слоях фирна, и некоторое отклонение от нее наблюдалось только на глубине 14 м (Hughes и др., 1941). Эта ориентировка не могла быть унаследована от снега, так как в снеге она отсутствовала, и не могла возникнуть ни в процессе движения ледника, так как еще лучше выражена в неподвижных фирновых полях, ни в процессе оседания, так как зерна фирна изометричны. М. Перуц и Д. Зелигмен связывают ее с направлением температурного градиента и полагают, что совершенство такой ориентировки зависит главным образом от количества испытанных фирном оттаиваний и замерзаний.

Наличие преимущественно вертикальной ориентировки главных осей в режеляционном фирне и в происходящем из него льду (впрочем, выраженной значительно менее четко, чем в конжеляционном льду) подтверждено также исследованиями автора (см. фиг. 83). Это явление не может быть объяснено ни ориентировкой зародышевых кристаллов, ни геометрическим отбором, так как во время режеляционной перекристаллизации не происходит ни самопроизвольной кристаллизации, ни взаимно-стесненного роста кристаллов, а наблюдаются только вытаивание одних кристаллов и изометричный, почти всесторонний рост других. Остается предположить, что и в этом случае, как и во время ортотропного взаимно-стесненного роста, выживают кристаллы, ориентированные главной осью ближе к направлению теплового потока вследствие анизатропии теплопроводности. Однако какое значение может иметь анизотропия теплопроводности в неправильной снежной и фирновой решетке и как это совмещается с выживанием изначально более крупных кристаллов, далеко не ясно. Вопрос требует дальнейших исследований.

По мере поступления новой воды во время таяния и одновременного увеличения размеров пор в результате перекристаллизации капиллярная водоудерживающая способность снега превышается, и вода начинает медленно стекать в следующий снизу слой. Но, несмотря на начало водоотдачи, приток воды сверху в первое время больше стока, и количество ее в данном слое продолжает увеличиваться, пока не достигнет некоторого максимума. После превышения максимальной водоудерживающей способности вода уже не задерживается в данном слое, и количество ее при постоянном притоке со временем начинает уменьшаться в результате продолжающейся перекристаллизации и образования каналов просачивания. Этот процесс увлажнения, насыщения, пересыщения и водоотдачи поочередно повторяется в каждом слое и постепенно распространяется вниз.

Водоудерживающая способность породы, в общем обратно пропорциональная ее водопроницаемости, тем больше, чем мельче кристаллы, чем более сложна их форма и — до известного предела—чем больше объемный вес снега. Наибольшей водоудерживающей способности снег достигает при уплотнении до 0,346—0,484 г/см³, в среднем при 0,415 г/см³, соответствующем пористости в 55% (Church, 1942). Плотный мелкозернистый снег в тонких слоях способен удерживать воды более 50% от общего веса породы (Bernard a. Wilson, 1941), свежий снег объемным весом 0,18 —0,21 г/см³ удерживает воды 35 — 50%, мелкозернистый и среднезернистый снег объемным весом 0,25—0,32 г/см³ удерживает 25—35% и крупнозернистый объемным весом 0,39—0,43 г/см³ удерживает 15—25% воды (Кузьмин, 1948). Объемный вес снега с наибольшим количеством воды, которое он способен удерживать в порах капиллярными силами, в среднем составляет 0,48 г/см³ с наблюдавшимися колебаниями от 0,35 до 0,60 г/см³ (Ойя, 1949; Church, 1942).

После промерзания молодой фирн имеет объемный вес, соответствующий весу насыщенной водой смеси, — от 0,35 до 0,60 г/см³.

Описанная выше схема инфильтрации талой воды усложняется наличием в подстилающей толще снега отрицательных температур. Нагревание снега, обладающего отрицательной температурой, после проникновения к нему талой воды происходит за счет замерзания первых порций воды и выделения скрытой теплоты кристаллизации. При замерзании 1 г воды выделяется такое количество тепла, которого достаточно для нагревания на 1°С 157,6 г льда, поэтому прогревание снега талой водой идет несравненно быстрее, чем без нее, и притом с затратой сравнительно небольшого количества воды. Тем не менее при низкой температуре и достаточно большой плотности, а следовательно, и теплопроводности снега замерзающая вода может создавать

непроницаемые ледяные прослойки, препятствующие инфильтрации. Особенно часто это происходит на корках ветрового наста. Для дальнейшего просачивания необходим достаточно интенсивный приток воды обладающей некоторым запасом тепла и растапливающей ледяную корку.

Во время слабого таяния снега, имеющего снизу достаточно низкую температуру, под поверхностью образуется тонкая, слегка влажная фирновая или ледяная корка, поверх которой появляется темная прослойка насыщенного гравитационной водой снега мощностью до 1 — 2 см. По мере дальнейшего таяния и притока воды вся система медленно перемещается вниз, а вверху остается слой с более или менее четко выраженной столбчатой текстурой: ледяные зерна располагаются вертикальными столбиками, разделенными канальцами просачивания талой воды. Таким образом, после промерзания возникает некоторая дифференциация толщи снега на ноздреватые горизонты инфильтрационного выноса с пониженной плотностью и горизонты вмывания, представленные более плотными фирновыми или ледяными прослойками. В областях, где в период накопления снега часты оттепели, снежный покров имеет по нескольку фирнизированных столбчатых горизонтов, разделенных фирново-ледяными корками, особенно в нижних осенних слоях, приобретающих характерное ярусное строение. Пористые горизонты инфильтрационного выноса впоследствии легко могут превращаться в слои снега-плывуна.

При более интенсивном таянии дифференциация в вертикальном разрезе снежного покрова распространяется на более мощную толщу. Вверху развивается горизонт выноса, где нагретая несколько выше 0° вода протаивает каналы просачивания, и может рассасывать ледяные прослойки мощностью до 10 см. Ниже расположены толща мокрого снега, температура всех трех фаз в которой равна 0°, и горизонт вмывания, где происходят замерзание воды и нагревание льда. В средней зоне равновесия вначале, до вытаивания мелких зерен, идет медленный процесс собирательной перекристаллизации и оседания, но собственно активным в отношении процессов льдообразования является горизонт вмывания. Под влиянием «притока холода» снизу — за счет запасов зимнего промерзания — и колебаний в интенсивности таяния активный горизонт постоянно перемещается вниз и вверх. В процессе этих перемещений происходит рост объемного веса и размеров зерен фирна, приводящий в конечном счете к льдообразованию. Меньшую роль играет в процессах льдообразования промерзание сверху.

Структуры режеляционного фирна, строго говоря, должны быть отнесены к числу анатектических, однако это потребовало бы создания новой терминологии, так как инъекционный мета-

морфизм в глубине земной коры происходит в совершенно других условиях и создает породы (мигматиты), в структурном отношении не имеющие ничего общего с режеляционным фирном.

Породы, возникающие в процессе «теплого» льдообразования, отличаются от конжеляционных льдов только тем, что при их формировании замерзание воды подчинено наличию готовых центров кристаллизации, которыми служат зерна породы. Возникающие при этом структуры близки к структурам конжеляционных льдов и могут быть охарактеризованы соответствующими терминами.

Молодой режеляционный фирн имеет пористую ориентированную аллотриоморфно-зернистую структуру с изометричными зернами от 0,3 мм и больше в поперечнике и с более или менее отчетливо выраженной ориентировкой главных кристаллографических осей нормально к поверхности слоев. Местами встречаются участки гипидиоморфно-зернистой структуры, характеризующейся почти прямолинейными гранями в местах соприкосновения кристаллов и преобладанием углов, близких к 120°. Объемный вес молодого фирна в большинстве случаев составляет 0,45—0,50 г/см³, но может колебаться в пределах от 0,35 до 0,60 г/см³, в зависимости от плотности исходного материала и от запаса и притока холода в породу во время таяния поверхности. Часть пор в фирне замкнута замерзшей водой. Новообразовавшиеся гипогенные включения воздуха характеризуются интерсертальным расположением и сферической, удлиненной или неправильной формой со следами прежних разветвлений. Внутри кристаллов обычно содержатся только очень мелкие сферические автогенные воздушные пузырьки. Объем пузырьков воздуха достигает 5 — 10% общего объема породы, давление воздуха близко к атмосферному.

Сложение фирна слоистое, часто с разнообразными вторичными изменениями, возникающими в процессе дифференциации профиля за счет образования столбчатых горизонтов выноса, каналов просачивания и одновременного с фирнизацией частичного льдообразования.

Льдообразование

Превращение режеляционного фирна в лед может происходить за счет двух процессов:

1) оседания и паратектонической перекристаллизации фирна и

2) инфильтрации и замерзания талой воды.

В разных условиях то один, то другой из этих процессов играет преобладающую роль вплоть до почти полного устранения другого. Как будет показано ниже, регулирующим фактором при этом является соотношение интенсивности летнего таяния и зимнего промерзания и количества отлагающихся твердых осадков.

Если летнее таяние в состоянии растопить значительную часть годового слоя снега и в то же время зимнее промерзание создает настолько низкие температуры в толще ледяной породы, что талая вода вновь замерзает, то льдообразование идет почти исключительно путем инфильтрации и замерзания, причем фирнизация представляет лишь кратковременный преходящий этап, и весь процесс льдообразования может заканчиваться в течение одного сезона.

Если же таяние или промерзание недостаточно интенсивны, то инфильтрационный процесс после фирнизации лишь в незначительной степени уплотняет фирн. Уплотнение фирна путем оседания идет непрерывно, а в следующие сезоны таяния сопровождается инфильтрационным уплотнением. Но и это совместное воздействие может оказаться недостаточно эффективным, и тогда льдообразование заканчивается путем оседания в более глубокой зоне, где уже не происходит замерзание просачивающейся сверху воды. Если при этом инфильтрационное уплотнение не проникает глубже вследствие недостаточной интенсивности таяния, то льдообразование заканчивается в условиях отрицательной температуры — в холодном фирне. Если же причиной прекращения инфильтрационного уплотнения на глубине является недостаточно сильное промерзание, то льдообразование путем оседания заканчивается в условиях температуры плавления — в «теплом» фирне, сквозь который просачивается вода, стекающая дальше по каналам и трещинам под лед. В обоих случаях льдообразование происходит медленно и притом тем медленнее, чем меньшее участие в нем принимают инфильтрация и замерзание талой воды.

Оседание и паратектоническая перекристаллизация фирна. В режеляционном фирне после первого быстрого оседания, связанного с округлением снежинок, может продолжаться процесс оседания в «теплом», талом, состоянии и в холодном, мерзлом. В последнем случае, имеющем место в зоне годовых колебаний температуры зимой и весной и ниже ее — в областях холодного режима, процесс оседания ничем не отличается от оседания фирна, не подвергавшегося таянию (см. стр. 285). Существенное отличие может заключаться только в том, что в районах «теплого» типа льдообразования в фирне обычно наряду со сжатием существует напряжение сдвига и движение вниз по склону. Тогда по мере уплотнения и уменьшения структурной свободы кристаллов процессы деформации и паратектонической рекристаллизации фирна приобретают тот же характер, что и во льду (см. стр. 345).

Оседание и движение талого фирна имеют много сходства с теми же процессами в снеге и совершенно отличаются от движения плотного мерзлого фирна и льда. Благодаря наличию водной пленки, разделяющей зерна, последние обладают большой структурной свободой даже при значительной плотности фирна. Поэтому как оседание, так и оползание по склону в фирне происходят путем независимого движения (скольжения и вращения) зерен и целых групп зерен друг относительно друга. Это было доказано путем наблюдения над рядами и решетками булавок, воткнутых в фирн, которые уже через 4 дня обнаружили беспорядочное смещение взад и вперед (Hughes и др., 1941).

Средняя скорость оседания талого фирна объемного веса 0,4 г/см³ на глубине 2 м под поверхностью в Альпах оказалась равной 0,23% от первоначальной мощности в сутки, в 20 раз больше, чем в Гренландии у сухого снега той же плотности и под той же нагрузкой (см. стр. 280). Уплотнение в течение лета (100 дней) составляет 0,12 г/см³ (с 0,40 до 0,52 г/см³). По мере нарастания в толще фирна инфильтрационного льда, почти не поддающегося сжатию, скорость оседания породы значительно уменьшается. На вершине Западного Льда Северо-Восточной Земли в толще фирна того же объемного веса, но содержащего много слоев льда, на глубинах от 1 до 7 м скорость оседания колебалась в пределах от 0,002 до 0,004% первоначальной мощности в сутки, т. е. даже в несколько раз меньше, чем в «сухом» снеге такой же плотности.

Скорость дифференциального движения в талом фирне вниз по склону, измеренная по смещению булавок, на склоне в 35° близ поверхности оказалась равной 1 мм/сутки, на нормальном к поверхности расстоянии в 1 м (верхние слои двигались быстрее нижних), при общей скорости движения на поверхности ледника 5 см/сутки (Perutz a. Seligman, 1939). Несколько ниже, на склоне с падением в 8°, скорость дифференциального движения в фирне составила 0,35 мм на 1 м глубины в сутки при общей скорости движения на поверхности 7 см/сутки.

Благодаря дифференциальному характеру движения зерен талого фирна, в процессе которого соотношение напряжений в соседних зернах меняется в пользу то одного, то другого кристалла, паратектоническая перекристаллизация не вызывает роста одних зерен за счет других. То же свойственно и «холодному» фирну, но, насколько можно судить по имеющимся данным, лишь до тех пор, пока он только оседает, не испытывая деформации сдвига, тогда как в талом состоянии это в равной степени относится и к течению вниз по склону. Поэтому характерная особенность уплотнения талого фирна путем оседания заключается в отсутствии роста зерен, которое происходит исключительно в результате инфильтрации и замерзания талой воды.

Другим последствием дифференциальных движений отдельных зерен фирна является нарушение первичной упорядоченной кристаллографической ориентировки. Если зерна молодого фирна близ поверхности ориентированы главными осями преимущественно нормально к поверхности, то на глубине 14 м наблюдалось уже некоторое отклонение от вертикального положения, а на глубине 23 м — перед превращением в лед — главные оси кристаллов оказались рассеянными почти во всех возможных направлениях (Hughes и др., 1941).

В изменении упорядоченной кристаллографической ориентировки на хаотическую вследствие дифференциального движения, в уплотнении и в росте размеров зерен в результате инфильтрации и замерзании талой воды заключаются основные структурные изменения, которые испытывает «теплый» фирн до своего превращения в лед.

Инфильтрация и замерзание талой воды. Скорость инфильтрационного льдообразования зависит от водонасыщенности промерзающей породы, т. е. от соотношения скорости поступления воды с наличием запаса холода или скорости его притока в породу.

При низкой температуре и кратковременном таянии под тающим слоем вода в порах немедленно замерзает, частично или полностью закупоривает поры и образует слой фирна или льда— наст таяния. В рыхлом снеге под настом таяния можно встретить «ледяные желваки» с припаянными к их поверхности снежинками — замерзшие капли и целые струйки воды, упавшие или пролившиеся сквозь отверстия в насте в снег на глубину до нескольких десятков сантиметров. К подобным же явлениям быстрого льдообразования, обусловленным большим запасом холода. относится образование ледяных корок на поверхности снега от замерзания переохлажденных капель низких облаков или тумана. Таким образом, повидимому, возникают прослойки льда в снеге в условиях, когда таяние невозможно, например, среди зимних слоев снега в Антарктике (Wade, 1945).

Но в большинстве случаев собственного запаса холода в породе недостаточно для немедленного превращения ее в лед. Тогда после прогревания породы до температуры таяния дальнейшее намерзание льда возможно только за счет притока холода из других слоев породы. Если вода просачивается в более глубокие горизонты, то температурный градиент отсутствует и приток холода невозможен ни снизу, ни сверху. Следовательно, намерзание льда за счет нисходящей воды возможно только до прогревания породы, путем расходования собственного запаса холода. Уплотнение породы за счет собственного запаса холода составляет

$$\Delta\delta = \frac{\delta ct}{L},$$

где δ — первоначальный объемный вес породы;
c — удельная теплоемкость льда (около 0,5 кал/г °С, — см. стр. 39);
t — отрицательная температура породы, °С;
L — скрытая теплота плавления (около 80 кал/г, — см. стр. 40).

Таким образом, фирн объемным весом 0,500 г/см³ с температурой —10°С при прогревании талой водой до 0° уплотнится до 0,531 г/см³.

В дальнейшем уплотнение породы возможно только после прекращения нисходящего движения талой воды за счет притока холода снизу или сверху. Но тогда намерзание льда лимитируется наличием воды в породе, которое зависит от ее водоудерживающей способности.

Под водоудерживающей способностью породы обычно понимают способность удерживать то или иное количество так называемой «подвешенной» воды, т. е. удерживаемой в капиллярах при гидравлическом уклоне, близком к единице, другими словами, при возможности вертикального нисходящего движения воды. Количеством удерживаемой тающим снегом «подвешенной» воды определяется объемный вес молодого фирна, равный 0,35 — 0,60 г/см³ (см. стр. 294).

Водоудерживающая способность породы зависит от размера пор и от общего их объема. В процессе фирнизации и льдообразования по мере роста размера кристаллов и увеличения объемного веса размер пор увеличивается, а пористость породы уменьшается, поэтому водоудерживающая способность быстро падает. В фирне с округленными зернами, после того как поперечник зерен превысит 2 — 2,5 мм, «подвешенная» капиллярная вода уже не может заполнять поры целиком и остается почти исключительно в четочном и разобщенном состояниях на стенках пор и на контактах зерен. Поэтому промерзание фирна после прекращения таяния и инфильтрации мало увеличивает его объемный вес, независимо от того, происходит ли оно снизу или сверху. Уплотнение, сопровождающееся ростом зерен фирна, имеет место в основном во время прогревания его талой водой летом, а не во время последующего промерзания зимой. Так, например, в фирне плато Изаксена на Шпицбергене во время летнего прогревания замерзает 13,9 г воды на 1 см² площади в год, а во время зимнего промерзания — только 2,2 г (Sverdrup, 1935).

Многократное повторение процесса оттаивания и замерзания ежегодно (а в тонком верхнем слое и значительно более часто благодаря суточным и апериодическим температурным колебаниям летом) приводит к постепенному росту зерен фирна и к его уплотнению. Так как наиболее сильное промерзание наблюдается в близких к поверхности слоях, то там происходят и самый

быстрый рост зерен фирна, и самое быстрое его уплотнение, по мере же погружения в слабее промерзающие глубинные горизонты рост зерен и инфильтрационное уплотнение фирна замедляются.

Наряду с величиной промерзания большое значение для скорости постепенного инфильтрационного льдообразования имеет мощность активной зоны (т. е. зоны, в которой происходит замерзание талой воды) и соотношение ее с мощностью годового слоя фирна. В верховьях Большого Алечского ледника в Швейцарских Альпах годовой прирост фирна равен 3 — 5 м, глубина проникновения холодной температурной волны составляет 15 м, следовательно, в активной зоне фирн находится всего в течение 4 — 5 лет и испытывает соответствующее количество циклов оттаивания и промерзания (Hughes a. Seligman, 1939). На плато Изаксена на Шпицбергене годовой прирост фирна составляет 40 см, а глубина проникновения холодной волны — около 10 м, поэтому фирн подвергается 25 циклам оттаивания — промерзания и соответственно испытывает значительно бóльшие инфильтрационное уплотнение и рост зерен. Если бы в этих условиях годовой прирост фирна уменьшился до 15 см, то превращение фирна в лед заканчивалось бы на глубине 5 м только за счет инфильтрации (Sverdrup, 1935).

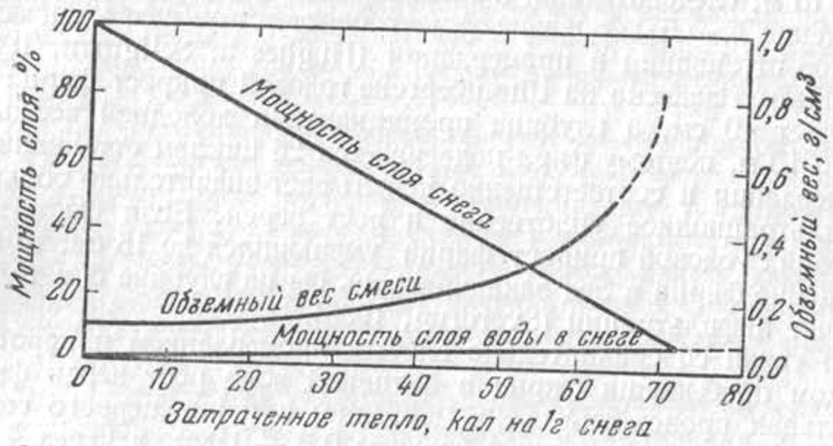
В связи со сравнительно слабым промерзанием и коротким сроком пребывания фирна в активной зоне рост зерен фирна в Альпах происходит очень медленно: в конце первого сезона зерна достигают размера в среднем 0,5 — 1 мм, а через 4 — 5 лет — всего 1— 2 мм (Hughes и др., 1941; Streiff-Becker, 1936). В то же время в областях холодного климата, где снежный покров промерзает до температуры — 30, — 35°С и где снизу все лето продолжается интенсивный приток холода, зерна фирна за один короткий сезон таяния часто достигают размера 5 — 6 мм, а в случае превращения в лед — и еще большего размера.

Так за счет намерзания нисходящей талой воды во время прогревания фирна происходят постепенное и более или менее равномерное во всей массе инфильтрационное уплотнение и рост зерен. Постепенность и равномерность процесса связаны с малым запасом холода в породе и малой водоудерживающей способностью фирна.

Однако водоудерживающая способность резко повышается в случае значительного уменьшения гидравлического уклона. При уклоне, равном нулю, т. е. в случае невозможности стока, вся вода остается в породе вплоть до полного таяния. Изменение объемного веса смеси и количества воды в снеге первоначального объемного веса 0,10 г/см³ при температуре 0° по мере притока тепла изображено на фиг. 79.

Если снег или фирн на большом протяжении подстилается более или менее горизонтальным водонепроницаемым слоем, то

по мере таяния уровень талой воды поднимается, пока вода не найдет стока поверх снега. Наблюдались случаи (Lütschg, 1926, стр. 171), когда на равнине толща снега мощностью 2,5 — 3 м была на 2,4 м насыщена водой; над уровнем воды возвышался только слой зернистого снега толщиной около 20 см, в котором было врезано русло мощного потока талой воды, температура которой составляла + 1,2°С; скорость потока — 1 м/сек, расход воды — 175 л/сек. Подобные снежные и фирновые болота с озерами и потоками талой воды ежегодно образуются летом на лишенных трещин ровных частях поверхности ледников. Кри-



Фиг. 79. Диаграмма изменения фазового состава и объемного веса снега с начальным объемным весом 0,10 г/см³ по мере таяния без стока.
(По B. Wilson, 1941)

сталлы в них теряют всякое сцепление, и пешеход, а нередко даже и лыжник глубоко проваливаются в водно-ледяную кашу. Снежные болота встречаются под всеми широтами, вплоть до высокополярных районов, но особенно широко развиты они на тропических ледниках.

На пологих уклонах после скопления достаточного количества воды сток начинается под фирном по поверхности водоупорного слоя. Сначала вода фильтруется равномерно по всей поверхности, со скоростью порядка нескольких сантиметров в час, а впоследствии под фирном вырабатывается сложная сеть небольших каналов и русел, в результате чего скорость стока повышается до нескольких метров в час и больше. На еще более крутых склонах при интенсивном таянии в толще снега и фирна нередко скапливается такое количество воды, что прорыв ее вызывает образование снежных и фирновых «селей», подобных грязевым потокам засушливых горных районов после дождей. Образование

водоносных горизонтов в толще снега над почвой или над корками наста на склонах вызывает падение лавин мокрого снега.

Над пологими водоупорными слоями снег и фирн могут удерживать такое количество воды, что объемный вес смеси достигает 0,90 г/см³. Поры фирна в водоносных горизонтах почти сплошь заполнены водой с очень небольшим количеством «защемленных» пузырьков воздуха. При замерзании такой смеси сразу образуется лед.

В горизонте вмывания имеется тенденция к усилению первоначальных различий в объемном весе и водопроницаемости различных слоев снега. Даже полупроницаемые для воды уплотненные слои благодаря большей объемной теплоемкости и меньшей пористости быстрее уплотняются во время прогревания талой водой, а корки ветрового наста и наста таяния с самого начала являются водонепроницаемыми горизонтами. Насыщенный водой снег или фирн превращается в лед после прекращения таяния и нового промерзания сверху.

Больше всего льда намерзает над ледяной коркой на границе снежного покрова с фирном предшествовавшего года, но, кроме того, более тонкие ледяные слои образуются внутри годовой толщи преобразованного в фирн снега. Вследствие неправильного характера слоистости снега и различия его свойств даже в пределах одного слоя лед в толще фирна намерзает неравномерно, и со временем неравномерность намерзания еще усиливается. Слои льда редко выдерживаются на большом протяжении, а чаще имеют форму линз с неправильными нижней и, особенно, верхней поверхностями. Форма нижней поверхности обусловлена только залеганием водонепроницаемой корки и потому более ровная, тогда как верхняя поверхность обычно имеет ряд выступов и впадин (высотой до нескольких десятков сантиметров), созданных неравномерным намерзанием льда. Местами слои льда прерываются и переходят в плотный фирн с отдельными ледяными телами. Такие же участки плотного фирна и льда примыкают к ледяным слоям сверху и снизу. Горизонтальные линзы льда местами соединяются вертикальными ледяными столбами, а в других местах среди фирна встречаются ледяные тела совершенно неправильной формы, переходящие в уплотненный фирн. С другой стороны, над ледяными слоями и внутри фирна встречаются небольшие каналы и полости, промытые струями талой воды.

Таким образом, толща фирна в целом приобретает ярусное строение.

Бóльшая часть талой воды ежегодно замерзает на верхнем водоупорном слое, а на каждом следующем книзу слое замерзает все меньшее количество вследствие уменьшения с глубиной водоудерживающей способности, ослабления промерзания и уменьшения количества талой воды. Таким образом, как равно-

мерное инфильтрационное уплотнение фирна, так и ускоренное льдообразование в отдельных слоях наиболее интенсивно идут вверху и замедляются с глубиной. Но так как нижние горизонты испытали большее количество циклов оттаивания и промерзания, то объемный вес фирна и мощность ледяных слоев книзу все увеличиваются, а фирновые промежутки между ними уменьшаются. В районах интенсивного инфильтрационного льдообразования с достаточно мощной активной зоной слои льда на некоторой глубине сливаются друг с другом, и процесс льдообразования заканчивается в основном инфильтрационным путем. При этом, однако, в толще льда, как правило, остаются отдельные линзы фирна, изолированные от притока талой воды сверху непроницаемыми слоями льда. Эти фирновые линзы превращаются в лед на большей глубине путем оседания и паратектонической перекристаллизации.

Иначе обстоит дело в районах с малой интенсивностью инфильтрационного льдообразования.

В движущемся фирне одновременно с ростом слоев инфильтрационного льда происходит дифференциальное движение зерен фирна и их сростков. Эти движения охватывают и разделенные водными пленками кристаллы тонких слоев льда, которые в результате могут рассасываться и деградировать в пористый фирн. Последствия этого процесса отчетливо видны в толще фирна ниже активной зоны, где инфильтрационное льдообразование прекращается. Там количество ледяных слоев с глубиной уменьшается, сохраняются только более мощные слои, а тонкие исчезают.

По мере увеличения интенсивности инфильтрационного льдообразования все бóльшая часть снега в основании годового слоя и над корками наста в первый же год превращается в лед и все меньше его остается в виде фирна до следующих сезонов инфильтрации. В конечном счете при определенных условиях весь снег в течение одного сезона может быть превращен в лед путем инфильтрации и замерзания талой воды в порах. Однако широко распространено льдообразование такого типа только в условиях холодного режима.

Объясняется это тем, что по мере увеличения количества льда в разрезе возрастают теплоемкость и теплопроводность толщи, водопроницаемость же ее уменьшается. В связи с этим процесс намерзания инфильтрационного льда все более концентрируется в верхних слоях профиля, в основном на границе снежного покрова с первым ледяным слоем. Теплая летняя температурная волна уже не может распространяться в глубину путем инфильтрации талой воды и выделения скрытой теплоты кристаллизации, а передается обычным путем кондуктивной теплопередачи, как и холодная зимняя волна. Если в предшествовавший год образовался сплошной непрерывный слой льда, то вся талая

вода собирается поверх него, пропитывая фирновый остаток прошлого года и толщу снега. При этом неизбежно начинается боковой сток талой воды.

В условиях теплого режима, где зимняя холодная волна в течение лета гасится теплой волной, намерзание нового льда на поверхности прошлогоднего за счет подтока холода снизу продолжается лишь короткое время, в начале сезона таяния, а затем компенсируется последующим протаиванием; до осеннего же промерзания проходит столько времени, что талая вода успевает стечь. Другими словами, в условиях теплого режима горизонт инфильтрационного выноса летом достигает поверхности льда предшествовавшего года, поэтому намерзание нового льда за счет подтока холода снизу невозможно. Только в годы с холодным летом ниже фирновой области на поверхности старого обтаявшего льда может намерзать слой нового льда. Такие явления наблюдались на ледниках Норвегии (Ahlmann a. Gveten, 1923), принадлежащих к числу типичных «теплых» ледников.

Наоборот, в условиях холодного режима на небольшой глубине под поверхностью льда все лето сохраняются низкие температуры, и в периоды слабого таяния в нижней части тающего снежного покрова идет намерзание инфильтрационного льда за счет подтока холода снизу. Снег тает сверху, талая вода собирается на поверхности слоя холодного прошлогоднего льда и тут же замерзает, лишь часть ее в периоды усиленного таяния успевает стекать в сторону. Поверхность снега снижается в результате таяния, но в то же время поверхность инфильтрационного льда поднимается вследствие замерзания водно-фирновой каши снизу. В более холодные годы поверх льда остаются тонкие пятна крупнозернистого фирна, а в более теплые годы тающая поверхность снега и нарастающая поверхность льда к концу сезона таяния встречаются, снега не остается, и остальную часть лета обнаженный новообразовавшийся лед стаивает. Но так как приток холода снизу продолжается, то часть стекающей по поверхности талой воды вновь замерзает, уже в виде натечного конжеляционного льда. В таких условиях слоистость получается более тонкая и четкая, чем в фирне с ледяными прослойками.

Структура фирна и льда. Таким образом, процессы метаморфического льдообразования «теплого» типа в разных условиях ведут к образованию толщ ледяных пород довольно разнообразного строения. Основные различия касаются сложения толщ из разных по мощности и чередующихся в разнообразных процентных соотношениях двух главных разновидностей льда: инфильтрационно-рекристаллизационного и инфильтрационного.

Инфильтрационно-рекристаллизационным мы будем называть лед, образовавшийся из режеляционного фирна путем поочередного влияния двух процессов: сначала

постепенного инфильтрационного уплотнения фирна, сопровождающегося ростом зерен, а затем оседания и паратектонической перекристаллизации, или также путем совместного одновременного влияния обоих названных процессов с достаточно большим участием второго из них. Паратектоническая перекристаллизация может быть как рекристаллизационной в холодном фирне, так и режеляционной в «теплом» фирне, однако структурные различия результатов обоих процессов, насколько известно в настоящее время, настолько незначительны, что в классификации льдов их можно не разделять.

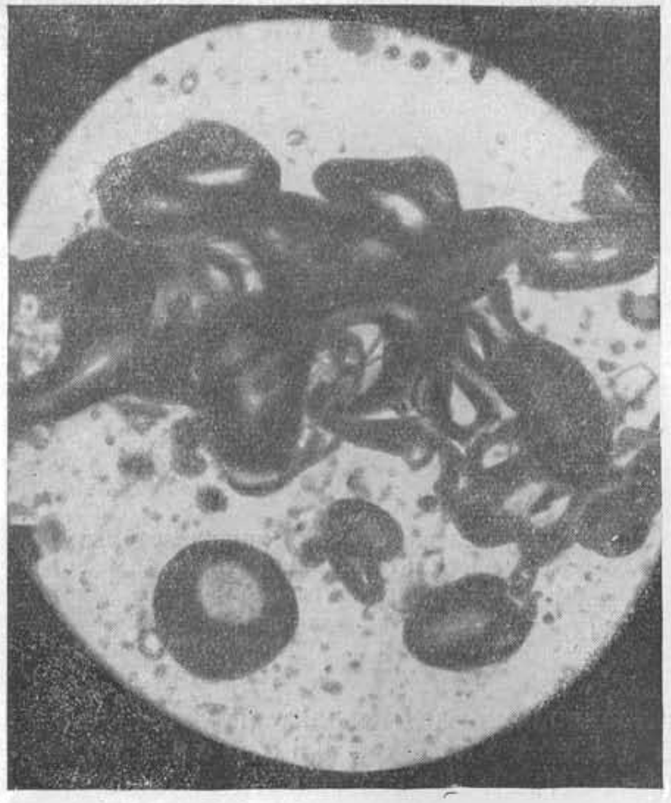
Инфильтрационный лед — это лед, образовавшийся из режеляционного фирна путем ускоренного инфильтрационного льдообразования без существенного участия оседания и паратектонической перекристаллизации, т. е. путем заливания пор фирна талой водой над водоупорами и замерзания воды. Инфильтрационный лед в разрезе может чередоваться с натечным конжеляционным льдом и еще с одной разновидностью льда, которую мы назовем инфильтрационно-конжеляционным льдом. Последний представляет собой продукты замерзания воды над водоупорами, в водоносных слоях горизонта вымывания, где фирн подвергся сильному протаиванию и где поэтому проявился характерный для конжеляционного льда ортотропный рост кристаллов.

Старый фирн, после режеляционного округления и собирательной перекристаллизации подвергшийся, с одной стороны, инфильтрационному уплотнению и росту зерен, а с другой стороны, испытавший дифференциальные движения зерен в процессе оседания и течения, мы будем называть инфильтрационным фирном.

В отличие от молодого режеляционного фирна инфильтрационный фирн характеризуется неориентированной пористой аллотриоморфно-зернистой структурой с более крупными, чем у молодого фирна, зернами до 8—10 мм в поперечнике. Объемный вес его колеблется в пределах примерно от 0,40—0,60 до 0,83—0,86 г/см³. Между молодым режеляционным фирном и старым инфильтрационным определенной границы не существует, и такое подразделение имеет условный характер.

Инфильтрационно-рекристаллизационный лед имеет неориентированную аллотриоморфно-зернистую структуру. Строго говоря, следовало бы различать аллотриоморфно-зернистую структуру инфильтрационно-режеляционного льда и гранобластическую инфильтрационно-рекристаллизационного льда, но практически разницу между ними при современном уровне знаний установить, повидимому, невозможно.

Инфильтрационно-рекристаллизационный лед сравнительно мелкозернист — с кристаллами примерно от 4 до 10 мм в поперечнике. Объемный вес льда этого вида составляет 0,82—0,84 г/см³, что соответствует объему воздуха в замкнутых воздушных включениях в 84—105‰. Наиболее характерной особенностью инфильтрационно-рекристаллизационного льда является

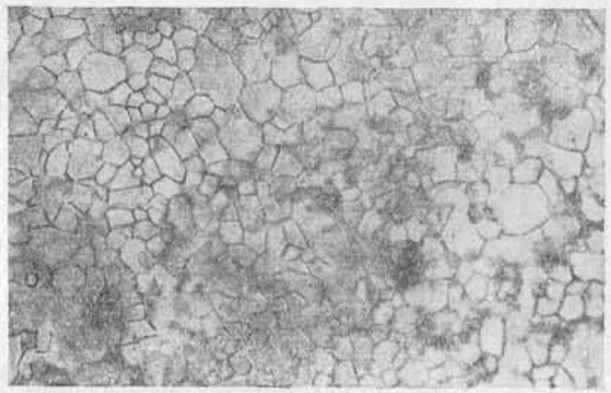


Фиг. 80. Форма пузырьков воздуха — остатков фирновых пор в инфильтрационно-рекристаллизационном льду. ×15.

(Фото Б. И. Втюрина)

наличие сложных ветвистых пузырьков воздуха, представляющих собою изолированные остатки фирновых пор (фиг. 80). По сравнению с подобными же ветвистыми пузырьками первично-рекристаллизационного льда (см. стр. 288) ширина пузырьков инфильтрационно-рекристаллизационного льда больше и возрастает вместе с размером зерен. Чем грубее, крупнозернистее твердый остов фирна, тем крупнее в нем поры и тем большего размера достигают происшедшие из них гипогенные пузырьки.

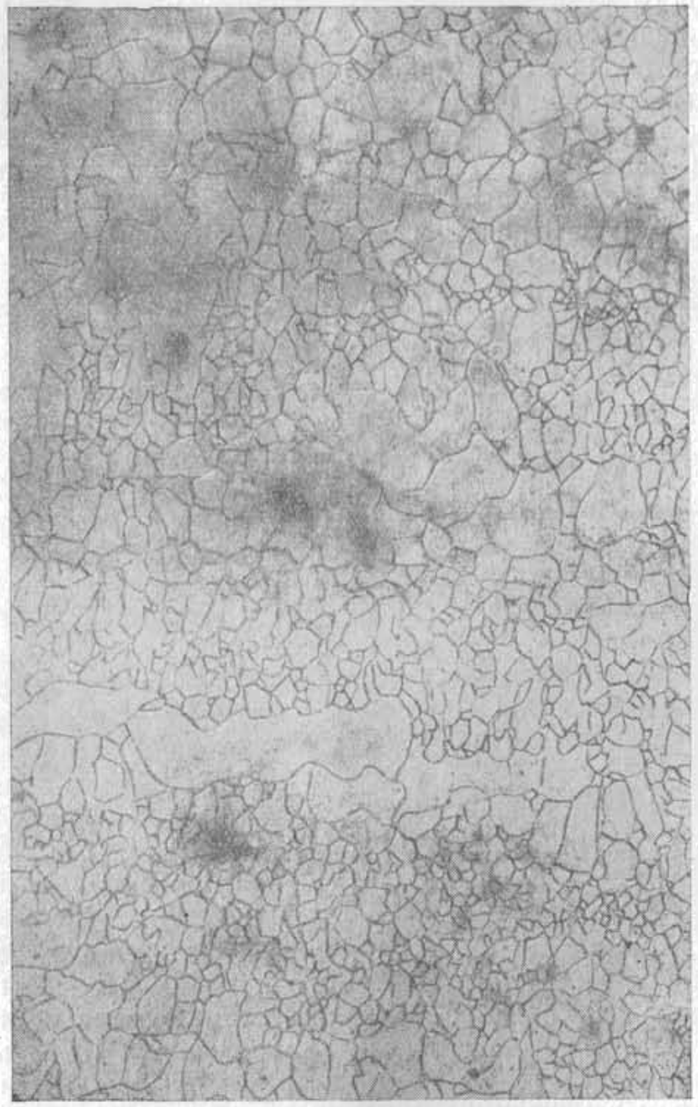
Кроме ветвистых включений, имеются также более мелкие сферические, удлиненные и неправильные пузырьки частью гипогенного происхождения, частью автогенного (выделившиеся из талой воды при замерзании). Ветвистые и другие гипогенные воздушные включения в инфильтрационно-рекристаллизационном льду всегда расположены интерсертально, тогда как мелкие автогенные пузырьки встречаются и внутри кристаллов (тип пойкилитового прорастания). Давление воздуха в пузырьках несколько выше атмосферного на данной высоте над уровнем моря за счет сжатия пузырьков, замкнувшихся первыми.



Фиг. 81. Аллотриоморфно-зернистая структура инфильтрационного льда.
Поверхность слоя.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

Инфильтрационный лед характеризуется ориентированной аллотриоморфно-зернистой структурой (фиг. 81, 82). Все особенности ее связаны с формированием путем замерзания воды, заполнявшей поры кристаллического фирнового остова. Самопроизвольной кристаллизации не происходит, но вместе с тем нет и свойственного вынужденной кристаллизации ортотропного роста, так как центрами кристаллизации служат существующие зерна фирна. Поэтому размер кристаллов инфильтрационного льда определяется размером и плотностью упаковки зерен фирна (или снега, из которого он образуется), а неправильная изометричная форма кристаллов — их взаимным расположением. Лед, возникающий при замерзании залитого талой водой мелкозернистого снега, мелкозернист, а чем более крупнозернистый фирн подвергается инфильтрационному льдообразованию, тем крупнее кристаллы формирующегося из него инфильтрационного льда. Зерна могут расти и в самом льду путем собирательной режеляционной перекристал-

лизации, если данный слой поочередно оказывается то в протаивающем горизонте вымывания, то в промерзающем горизонте

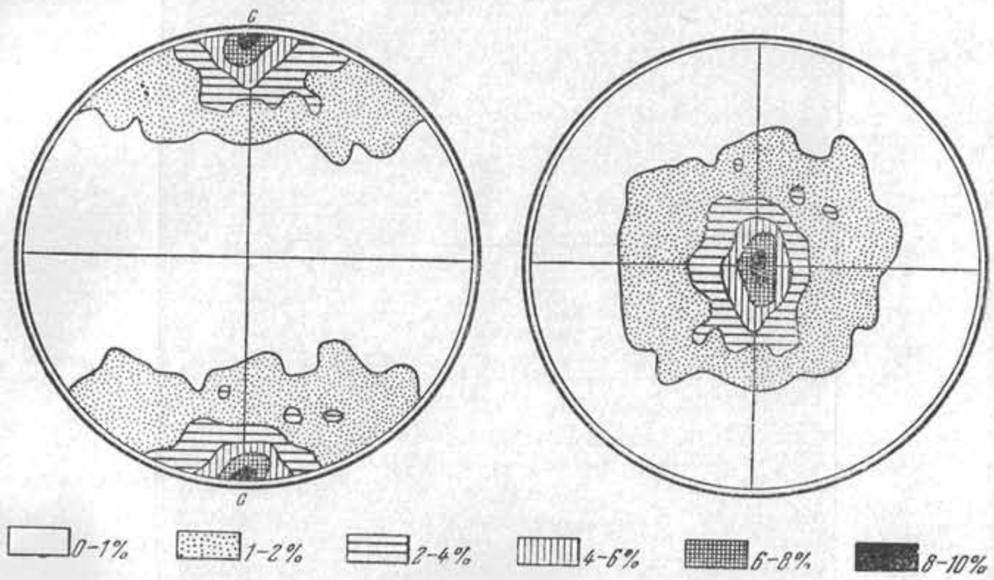


Фиг. 82. Аллотриоморфно-зернистая структура инфильтрационного льда. Вертикальное сечение.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

вмывания. Максимальный наблюдавшийся размер зерен инфильтрационного льда достигает 2—2,5 см в поперечнике, а минимальный 0,5—1 мм. Благодаря различию размеров кристаллов

инфильтрационный лед обладает слоистостью, годовой и иногда более тонкой.

Относительно кристаллографической ориентировки инфильтрационного льда указывалось (Hughes и др., 1941), что она всегда такова, что главные оси нормальны к поверхности слоев. В действительности, однако, наблюдается большое рассеяние направлений главных осей вплоть до параллельного плоскости слоев, что связано с соответствующей кристаллографической ориентировкой служивших центрами кристаллизации зерен фирна. Вместе с тем преобладающая ориентировка осей нормально к слоям выражена отчетливо (фиг. 83).



Фиг. 83. Стереограмма кристаллографической ориентировки инфильтрационного льда (100 кристаллов).

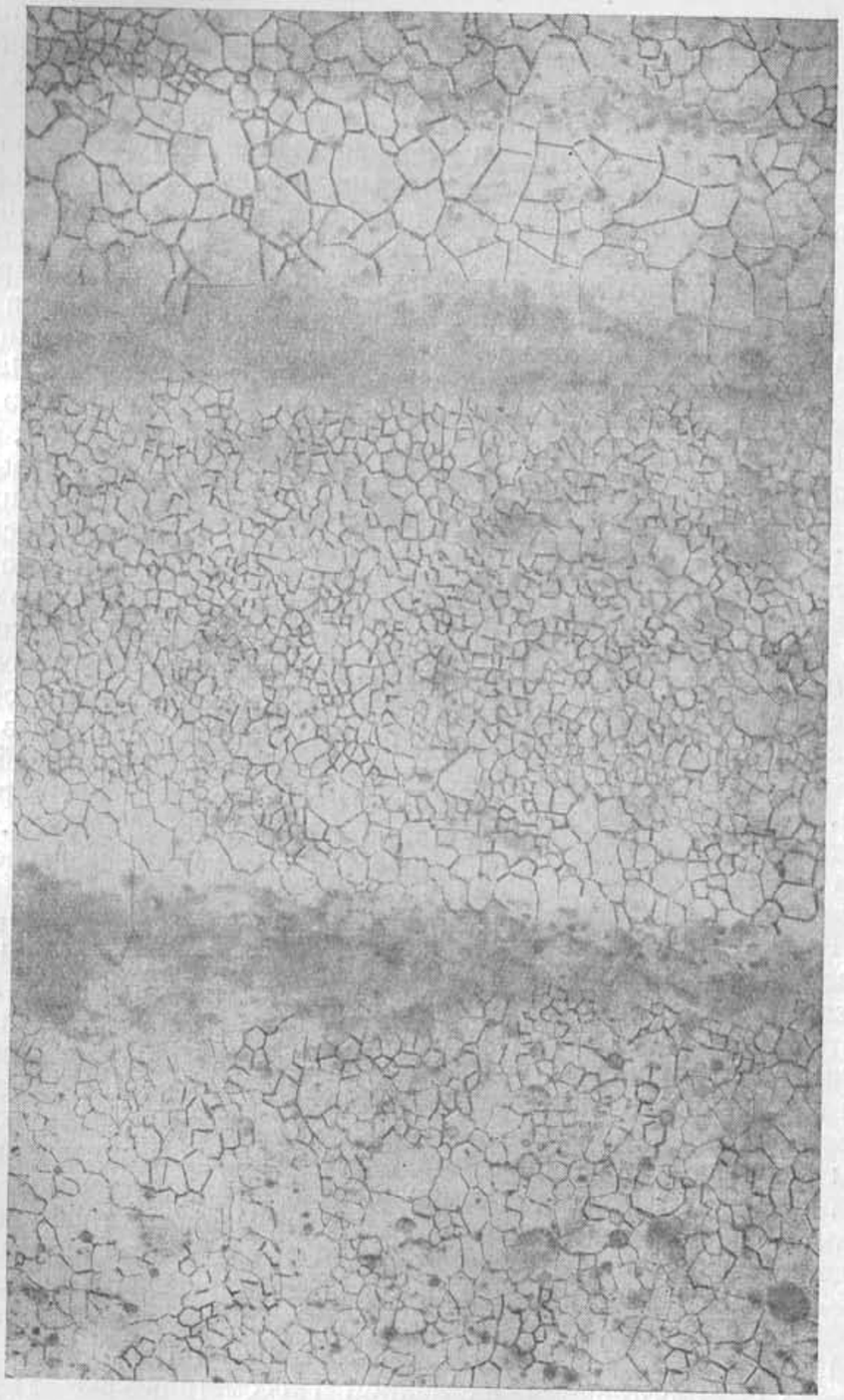
Инфильтрационный лед содержит автогенные воздушные включения типов ориентированного и пойкилитового прорастания, а также крупные сферические, неправильные или плоские горизонтальные интерсертальные включения. Пузырьки типа ориентированного прорастания встречаются не всегда (только при быстром замерзании), но форма их настолько своеобразна, что обнаружение таких пузырьков может служить несомненным критерием инфильтрационного происхождения льда. Общее направление промерзания инфильтрационного льда всегда нормально к поверхности и направлено вверх или вниз. Но так как центрами кристаллизации служат зерна фирна, то при быстром замерзании и достаточно большой ширине залитых водой пор тонкие трубчатые или нитевидные пузырьки растут сначала радиально от центра во всех направлениях, а затем, на некотором

расстоянии, все поворачивают вверх или вниз, в соответствии с общим направлением промерзания. Возникают характерные пучки изогнутых нитевидных пузырьков, как бы растущих от одного корня и приуроченных к одному монокристаллу.

Крупные сферические и неправильные интерсертальные включения представляют собою пузырьки защемленного в порах фирна воздуха, образовавшиеся при инфильтрации (гипогенные) или во время замерзания (автогенные). В сплошных толщах инфильтрационного льда, намерзающих из года в год без фирновых промежутков, промерзание, как уже отмечалось, идет в основном снизу, но часто одновременно и сверху. Выделяющийся из раствора воздух стремится всплывать в порах кверху. Часть пузырьков защемляется на разных уровнях, но большинство задерживается только промерзшей сверху ледяной коркой, под которой образуется горизонт, переполненный крупными пузырьками. В наиболее крупных порах или полостях таяния крупные пузырьки иногда сплющены горизонтально гидростатическим давлением. Такие горизонты могут возникать внутри годовых слоев, на уровне временного зеркала воды в порах в одну из стадий таяния, прерванного похолоданием, но наиболее четкие и мощные «пузырчатые» горизонты, как правило, приурочены к верхам годовых слоев льда (фиг. 84). Другой причиной образования пузырчатых горизонтов на границах годовых слоев могут явиться полости и каналы таяния, промытые стекающей водой, а затем сохраненные от полного заливания водой, образовавшейся над ними от промерзания сверху ледяной коркой. Таким образом, во льду подчеркивается слоистость, создаваемая различием в размерах зерен.

Превращение снега в лед в течение одного сезона таяния неоднократно наблюдалось в Альпах и Пиренеях (Devaux, 1927; Bossolasco, 1930), причем объемный вес инфильтрационного льда в этих районах обычно близок к 0,89 г/см³. По нашим наблюдениям, инфильтрационный лед может иметь различный объемный вес в зависимости от полноты заполнения пор водой. Последняя увеличивается при повышении температуры талой воды и частичном переплавлении фирна, при более медленном замерзании и при возможности выхода воздуха кверху (если промерзание идет только снизу). Чаще всего объемный вес инфильтрационного льда составляет 0,880—0,890 г/см³ (объем воздушных включений 30—40‰), крайними же наблюдавшимися пределами являются 0,860 и 0,905 г/см³, что соответствует объему воздушных включений от 13 до 62‰. Давление воздуха в инфильтрационном льду близко к атмосферному на данном гипсометрическом уровне.

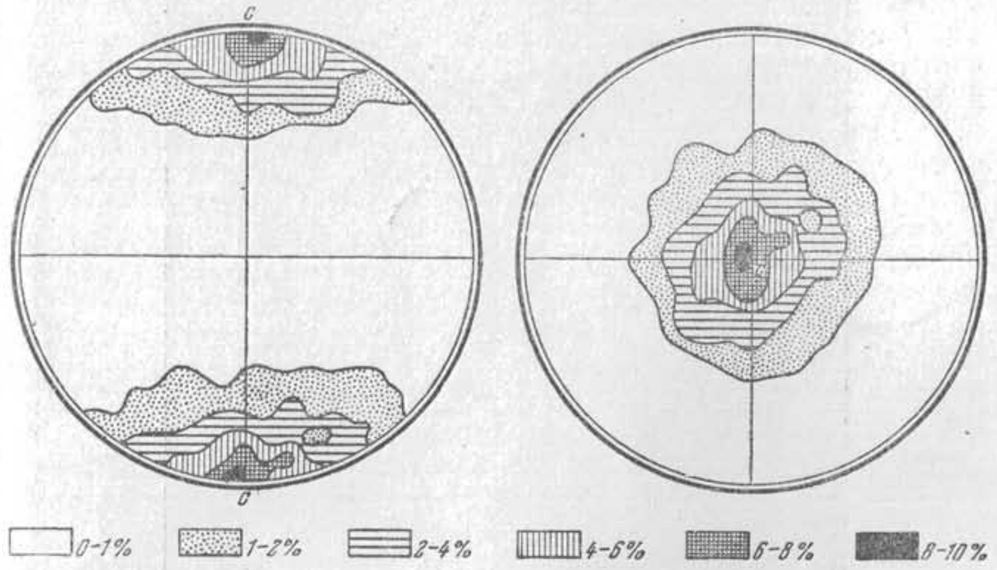
Наиболее плотные и бедные воздушными включениями разности инфильтрационного льда (объемного веса 0,900—0,905 г/см³) представлены особой разновидностью, названной



Фиг. 84. Структура инфильтрационного льда (вертикальный разрез).
Пузырчатые горизонты—границы годовых слоев льда. Натур. величина. (Фото Н. В. Черепанова)

выше инфильтрационно-конжеляционным льдом.

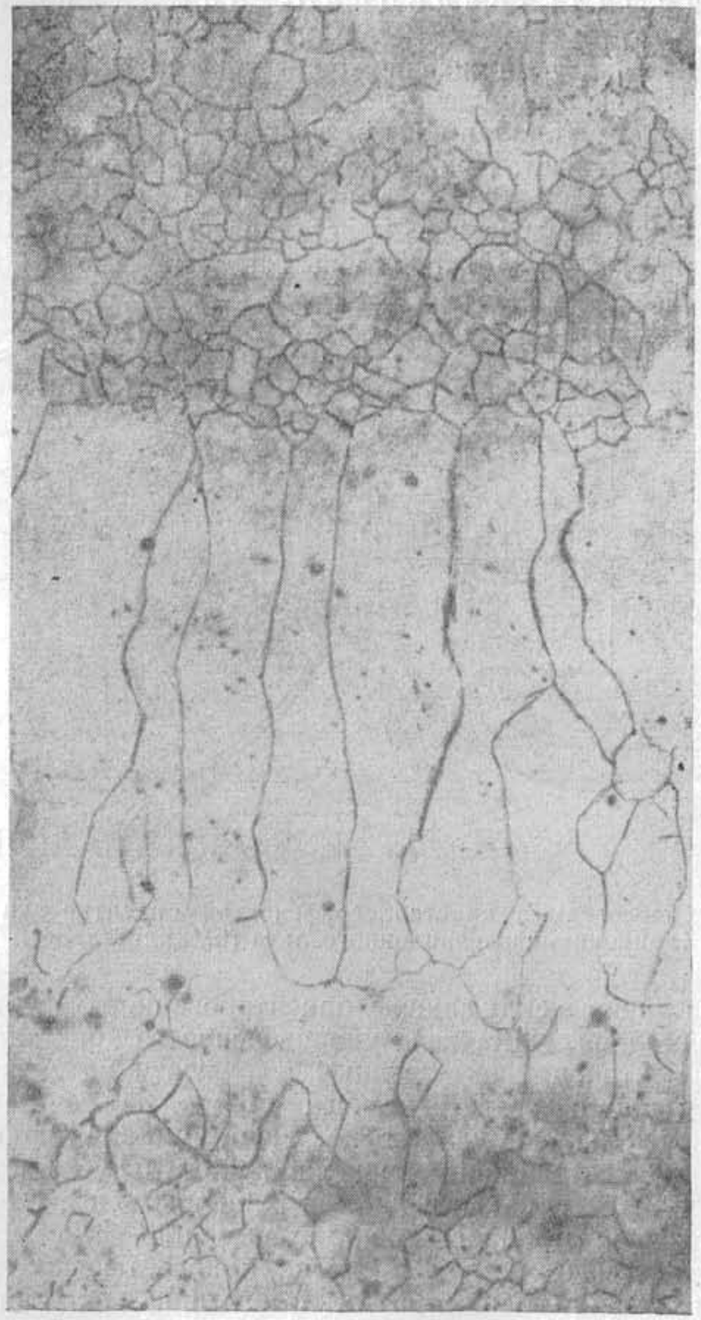
Если в период интенсивного таяния горизонт вымывания достигает водонепроницаемого слоя, над которым некоторое время циркулирует талая вода с избытком тепла, то фирн в этом горизонте протаивает. При последующем промерзании снизу такого залитого водой горизонта протаивания в нем также происходит только вынужденная кристаллизация от зерен фирна, но благодаря наличию значительных промежутков между ними



Фиг. 85. Стереограмма кристаллографической ориентировки инфильтрационно-конжеляционного льда (57 кристаллов).

отчасти вступают в силу законы ориентированного ортотропного роста кристаллов. На степени упорядоченности кристаллографической ориентировки ортотропный рост почти не сказывается, так как процесс геометрического отбора не успевает продвинуться сколько-нибудь далеко. Поэтому характер ориентировки в инфильтрационно-конжеляционном льду остается примерно таким же, как и в инфильтрационном (фиг. 85). Зато результаты ортотропного роста более или менее отчетливо проявляются в форме кристаллов, приобретающих заметное удлинение в направлении роста. Благодаря этому структура инфильтрационно-конжеляционного льда приближается к столбчатой гипидиоморфно-зернистой, сходной со структурой быстро кристаллизовавшегося конжеляционного льда, но с тем отличием, что в данном случае кристаллы могут достигать крупного размера (фиг. 86, 87).

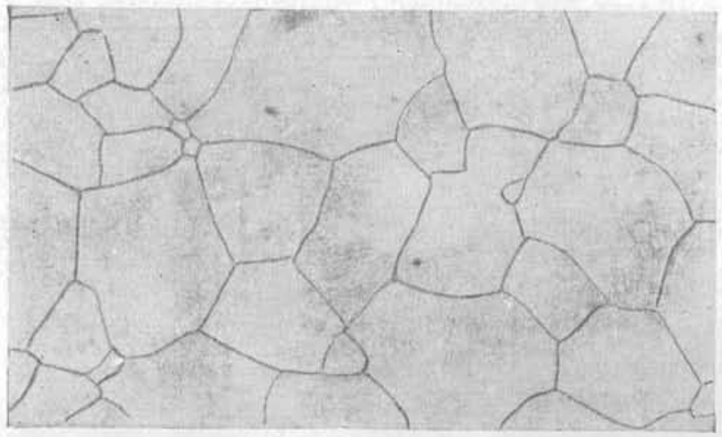
ортотропный рост кристаллов.



Фиг. 86. Слой столбчатого инфильтрационно-конжеляционного льда в толще инфильтрационного льда (сечение в направлении замерзания).

Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

Вследствие неравномерности протаивания по простиранию слоев гипидиоморфно-зернистая структура может чередоваться о аллотриоморфно-зернистой и крупные кристаллы — с мелкими (фиг. 88), так что инфильтрационно-конжеляционный лед представляет лишь местные разновидности инфильтрационного. В слоях инфильтрационно-конжеляционного льда, сформировавшегося в течение одного сезона таяния из снега, столбчатые кристаллы могут достигать 7 см в длину (см. фиг. 86), а изометричные — 4,5 см в поперечнике (см. фиг. 88).



Фиг. 87. Структура того же слоя инфильтрационно-конжеляционного льда, что на фиг. 86, в сечении, перпендикулярном к направлению замерзания.

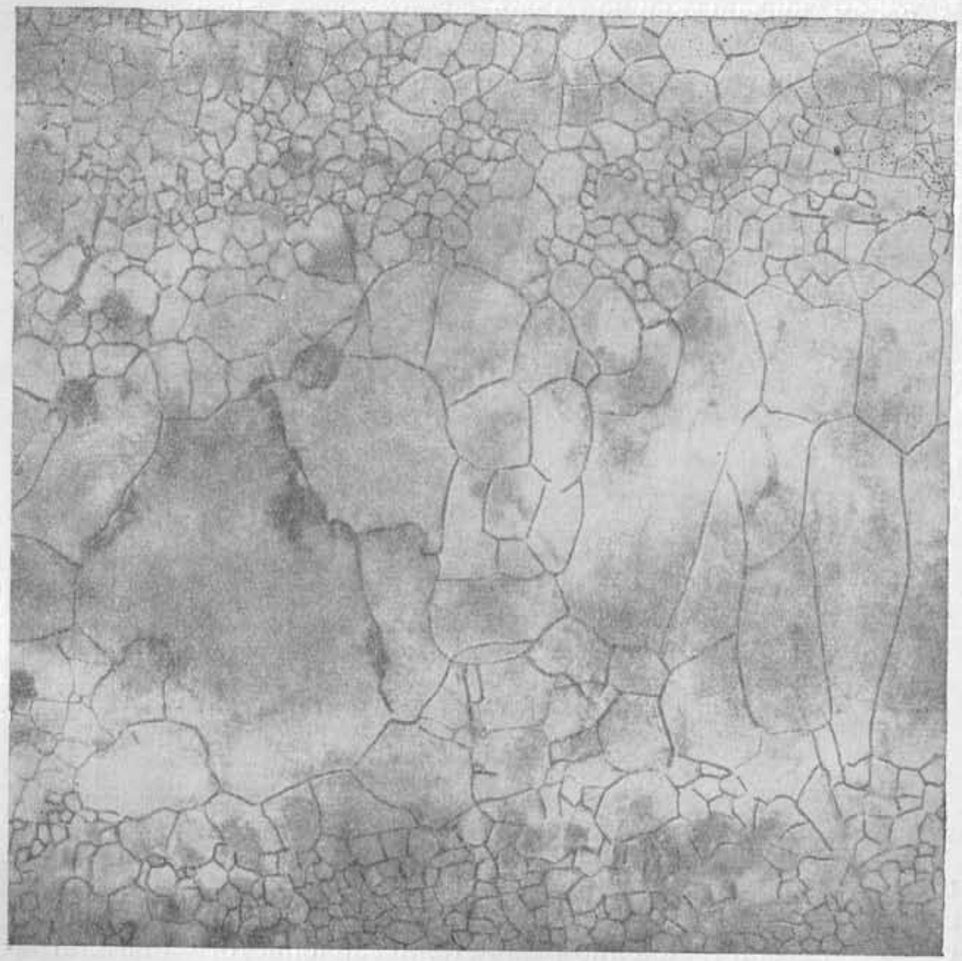
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

Сложение ледяных пород, образовавшихся в результате процессов метаморфического льдообразования «теплого» типа, слоистое с чередованием различных по структуре и текстуре слоев инфильтрационно-рекристаллизационного, инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного, иногда также натечного конжеляционного льда. Чем больше роль инфильтрации и меньше роль оседания в процессах льдообразования, тем более тонкой и четко выраженной слоистостью обладает лед и тем выше его объемный вес — меньше содержание воздушных включений.

Одной из второстепенных причин, делающих слоистость пород «теплого» типа льдообразования более четко выраженной, является концентрация на границах слоев, некогда служивших поверхностями таяния, твердых минеральных и органических примесей, которая объясняется тем, что тающий снег и фирн

служат своего рода фильтром, задерживающим в поверхностном слое даже тонкую муть, содержащуюся в талой воде.

Помимо ледников, инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный льды принимают существенное участие в строе-



Фиг. 88. Гнезда инфильтрационно-конжеляционного льда среди инфильтрационного льда.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

нии гидроэффузивов и ледяного покрова водных бассейнов, где они формируются путем пропитывания снежного покрова изливающейся на поверхность подземной, речной или озерной (также морской) водой (Молчанов, 1925).

Глава IX

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА

Процессы метаморфизма льда в петрографическом смысле, т. е. ледяной породы без пор, сводятся почти исключительно к динамометаморфизму.

Для рассмотрения процессов динамометаморфизма льда и их влияния на структуру необходимо сначала вкратце ознакомиться с причинами, пространственным распределением и характером деформаций, испытываемых естественными ледяными телами.

НАПРЯЖЕНИЯ И ДВИЖЕНИЕ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ЛЕДЯНЫХ ТЕЛАХ

Напряжения, испытываемые ледяной породой в естественных условиях, вызываются в основном тремя причинами:

1) внешними динамическими воздействиями,
2) колебаниями температуры,
3) собственным весом льда (и залегающих поверх него пород).

Каждая из этих причин в определенных условиях создает напряжения, достаточные для метаморфизации льда. В зависимости от величины, скорости нарастания и рода нагрузки результатом их могут быть упругопластические или хрупкие деформации. Первые не нарушают сплошности породы и, помимо создания тех или иных тектонических структур, ведут к паратектонической перекристаллизации льда[1]. Хрупкие деформации, нарушающие сплошность породы, относятся к категории про-

---

[1] Статические напряжения без деформации не могут вызывать значительной перестройки структуры, так как перекристаллизация вскоре приводит к релаксации напряжений, для восстановления которых и продолжения процесса требуется перемещение точки приложения силы, т. е. движение, деформация. Это замечание нелишне ввиду склонности геологов рассматривать скрытые от их непосредственного наблюдения процессы перекристаллизации горных пород в глубине земной коры оторванно от другого последствия ориентированного давления—движения масс в земной коре.

цессов дислокационного метаморфизма. При сильных пластических деформациях им соответствуют явления режеляционного динамометаморфизма, также сопровождающиеся временным нарушением сплошности твердой фазы путем перехода ее в жидкую.

Внешние динамические воздействия. Внешние динамические воздействия играют ведущую роль в процессах динамометаморфизма только для ледяных пород, находящихся в легкоподвижной среде — у ледяного покрова вод. Главными факторами внешних воздействий на льды гидросферы являются ветер, волнение и течения (для морских льдов также приливо-отливные явления). В первоначально неподвижных льдах эти воздействия ведут к возникновению напряжений растяжения, изгиба и тангенциального сжатия. В пловучем дрейфующем льде напряжения тангенциального сжатия значительно усиливаются кинетической энергией льдин, накапливающей энергию внешнего воздействия за период времени, необходимый для достижения соответствующей скорости движения. Вместе с тем нагрузка при сжатии дрейфующих льдов из почти статической, медленно меняющейся во времени, превращается в быстро нарастающую динамическую.

Главным результатом внешних динамических воздействий являются различные виды дислокационного метаморфизма, но при тангенциальном сжатии с медленным возрастанием нагрузки возможны также небольшие пластические деформации — образование пологих складок. Интенсивное складкообразование в условиях отсутствия всестороннего давления всегда ведет к разломам. Из явлений дислокационного метаморфизма широко развиты образование трещин — обычный способ реакции льда на растяжение, разломы, дробление и торошение при тангенциальном сжатии.

Колебания температуры. Колебания температуры вызывают объемное сокращение и расширение пород, что приводит к возникновению в толще пород сложных напряжений сильного растяжения в сочетании с небольшим изгибом и скалыванием. Напряжения сжатия непосредственно от температурного изменения объема, как правило, не возникают, а всегда связаны с замерзанием воды в породе.

Напряжения, вызываемые непосредственно объемным расширением и сокращением, приурочены к слою температурных колебаний, до глубины 10—20 м под дневной поверхностью, причем сила их резко уменьшается на первых же метрах углубления. В этом слое усилия, в основном растягивающие, возникают при каждом проникновении холодной температурной волны вглубь породы. Они приводят к образованию морозобойных трещин в ледяном покрове вод, в ледниках и мерзлых горных породах.

При распространении теплой волны трещины обычно вновь закрываются, и заметного давления не возникает. Иначе обстоит дело, если открытые трещины до замыкания были заполнены водой и превратились в ледяные жилы. Тогда при последующем расширении жилы действуют в качестве клиньев, и в породе возникает тангенциальное давление,которое может достигать большой силы. Такие напряжения возникают при весеннем расширении ледяного покрова на воде и во время летнего прогревания ледников и мерзлых пород. В ледниках они дают дополнительный импульс движению и самостоятельной роли не играют, а в пластичных мелкозернистых мерзлых породах, в которых развиваются повторные жилы, тангенциальное давление оказывает значительное воздействие как на вмещающую породу, так и на лед.

При замерзании воды в замкнутой системе внешняя ледяная оболочка испытывает значительные напряжения растяжения, изгиба и скалывания, ведущие к пучению и разломам (см. стр. 184). В центральном ядре лед и заключенный в нем воздух находятся под большим давлением, вследствие чего лед, будучи извлечен оттуда, оказывается очень непрочным и рассыпается от небольшого усилия, но вместе с тем не обнаруживает следов деформаций и оптических аномалий, так как давление на него было всесторонним.

Собственный вес льда. Собственный вес льда при невозможности бокового расширения вызывает только сжатие льда, но в неуравновешенной системе может привести к возникновению сложнейшего комплекса напряжений и соответствующих им деформаций.

Вертикальное давление p, создаваемое весом льда на глубине z под поверхностью, составляет

$$p = \delta z,$$

где δ — объемный вес льда.

При допущении линейной зависимости между давлением и деформацией коэффициент бокового давления

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{1 - \sigma}.$$

Коэффициент Пуассона σ для ледникового льда равен 0,361 (Brockamp a. Mothes, 1930), откуда $\varepsilon = 0{,}565$. Следовательно, при указанном допущении 56,5% вертикального давления во льду передавалось бы в горизонтальном направлении, и боковое давление p_1 на глубине z составляло бы

$$p_1 = 0{,}565\,\delta z.$$

В действительности, однако, при повышении давления деформация льда возрастает не линейно, а с нарастающей скоростью, поэтому на некоторой глубине давление во льду передается гидростатически. Количественно изменение коэффициента бокового давления льда с глубиной пока не исследовано. По наблюдениям над деформацией тоннеля, проложенного в ледниковом льду, находившемся на точке плавления, состояние гидростатического давления было практически достигнуто уже на глубине 35 м под поверхностью, однако в этом месте лед, повидимому, испытывал давление, превышавшее вертикальное, так как находился в зоне продольного сжатия (Haefeli, 1951).

При температурах в пределах от 0 до —1°С всестороннее давление ведет к сжатию льда, равному в среднем

$$\Delta V = 34 \cdot 10^{-6}\, pV \text{ см}^3,$$

где p — давление, кг/см², V — первоначальный объем.

В отличие от снега и фирна, где во время сжатия бóльшая часть воздуха вытесняется, во льду воздух в пузырьках под давлением сжимается по закону Бойля-Мариотта, т. е. несравненно сильнее, чем сам лед.

Давление и вязкость льда. Для понимания процессов движения льда очень важно отметить, что, вопреки широко распространенному мнению, всестороннее давление не оказывает влияния на коэффициент вязкости льда. Говоря о повышении пластичности льда под всесторонним давлением, обычно недостаточно точно разграничивают совершенно разные понятия: уменьшение возможности хрупких деформаций в результате помех боковому расширению и в связи с этим распространение области пластических деформаций на более высокие давления за счет хрупких деформаций, с одной стороны, и величину ориентированного давления, необходимого для достижения данной скорости пластической деформации, с другой стороны. При повышении всестороннего давления хрупкие деформации вообще не возникнут до самого плавления льда, но это отнюдь не значит, что пластическая деформация под влиянием ориентированного давления в таких условиях будет происходить легче, чем без всестороннего давления.

В неуравновешенных системах пластические деформации льда с глубиной под поверхностью усиливаются (см. стр. 323), но не потому, что под гидростатическим давлением уменьшается вязкость льда, а только благодаря увеличению действующих на него ориентированных давлений, создаваемых весом вышележащей толщи. Коэффициент вязкости льда, подверженного очень большому всестороннему давлению, нисколько не уменьшается, а, по измерениям П. В. Бриджмена, даже несколько увеличивается.

Снижение вязкости под давлением возможно только в «теплом» льду за счет содержания «адиабатической» воды (см. стр. 98—99). Уменьшение объема «теплого» льда под давлением происходит на 86% за счет сжатия самого льда и лишь на 14% (на $4{,}51 \cdot 10^{-6}\, pV$) за счет уменьшения объема при плавлении. На этом основании Г. Гесс (Hess, 1937) считает, что «адиабатическая» вода даже не компенсирует влияния уплотнения льда. Существует, однако, противоположное мнение, приписывающее жидкой воде значительное влияние на вязкость льда, даже если она присутствует в небольшом количестве. Р. Гефели (Haefeli, 1946, 1948) главное значение воды усматривает в передаче ею гидростатического давления. Трудно сказать, однако, насколько этот фактор может уменьшать вязкость льда при содержании воды максимум в несколько процентов на глубинах в сотни метров, где коэффициент бокового давления и без того близок к единице. Бóльшую роль, повидимому, вода может играть в качестве смазки при дифференциальных движениях во льду. Не подлежит сомнению, например, уменьшение вязкости от повышения температуры, особенно сильное близ точки плавления благодаря облегчению внутреннего скольжения по базисным плоскостям кристаллов (см. стр. 43). Но, повидимому, здесь важна самая возможность появления воды между трущимися поверхностями, а не большее или меньшее ее количество на границах кристаллов, так как, судя по структурным данным, основой движения «теплого» льда все равно остается внутреннее скольжение по базисным плоскостям кристаллов, а не межгранулярные приспособления и перемещения. Поэтому, подчеркивая различие вязкости «холодного» и «теплого» льда, можно говорить о жесткой коре «холодного» льда, плавающей на пластичном ядре «теплого» льда, но вряд ли следует подобную дифференциацию приписывать и самому «теплому» льду. Во всяком случае, пока количественно влияние давления на вязкость «теплого» льда не исследовано, ему нельзя придавать большого значения.

Неуравновешенные системы. Системы, в которых давление веса льда не уравновешено со всех сторон соответствующим сопротивлением и где, следовательно, лед подвергается односторонним напряжениям, в естественных условиях возникают вследствие накопления или убыли льда. В подземных льдах они иногда образуются при неравномерном протаивании крупных масс льда, однако оползание образующих уступы выходов подземных льдов хоть и наблюдается, но представляет сравнительно редкое явление. В ледяном покрове вод нарушение равновесия вследствие изменения мощности льда легко устраняется изостатическим уравниванием, сопровождающимся лишь небольшими изгибами, не имеющими самостоятельного значения для динамометаморфизма льда на фоне мощных внешних воздей-

ствий. Зато во льдах осадочного происхождения напряжения, возникающие при накоплении льда на твердой поверхности, ведут к движениям, совершенно изменяющим структуру породы, не говоря уже о ряде других очень важных последствий.

Простейшим случаем неравновесной системы может быть слой ледяной породы (длина и ширина которого значительно больше мощности), примерзший к однообразно наклоненному ложу. На глубине z под поверхностью в нем будет действовать параллельное ложу напряжение сдвига τ:

$$\tau = z\delta \sin \alpha$$

(α — угол склона).

До тех пор пока напряжение τ не превышает предела упругости породы до самого ложа, слой будет оставаться неподвижным, но при увеличении мощности слоя или уклона ложа предел упругости близ ложа будет достигнут и начнется оползание вниз по склону. Если же по мере дальнейшего роста мощности слоя или при уменьшении прочности породы напряжение превысит временное сопротивление породы на сдвиг, то медленное течение без нарушения сцепления сменится скалыванием и быстрым соскальзыванием массы породы по склону. В случае течения почти вся работа силы тяжести затрачивается на преодоление сил внутреннего трения, и скорость движения остается очень малой, тогда как после скалывания сопротивление резко ослабевает и энергия расходуется на сообщение ускорения движению масс породы.

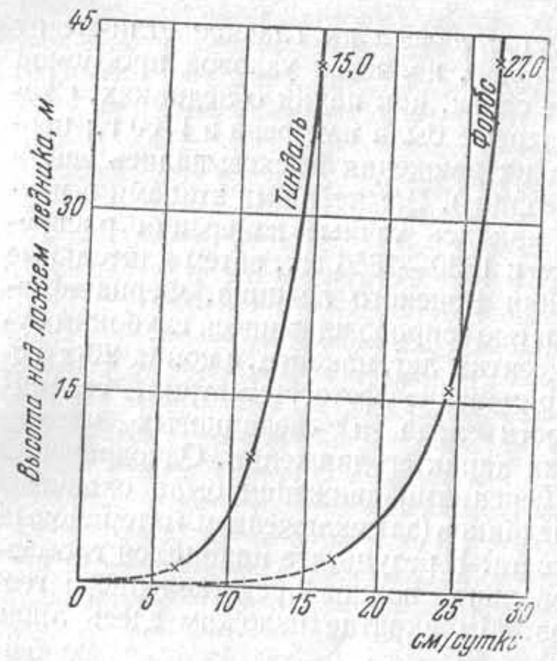
Быстрое соскальзывание — падение лавин — играет большую роль в разгрузке склонов от снега, теряющего равновесие от увеличения мощности слоя во время снегопадов (лавины рыхлого снега), от уменьшения прочности отдельных горизонтов снежного покрова при развитии в сторону разрыхления (лавины — «снежные доски») или от инфильтрации талой воды (лавины «мокрого» снега). Первичный разлом в снеге, после которого начинается быстрое скольжение, происходит не только от напряжения сдвига параллельно ложу, но часто от сжатия перпендикулярно к ложу (рассмотренные выше быстрые оседания снега со со сломом структуры) и от перпендикулярного к ложу разрыва в областях «заякоривания» в верхней части склонов, подвергающихся растяжению (Bucher, 1948). Такие разрывы являются также причиной возникновения ледяных обвалов, которые часто срываются с висячих концов ледников. Ледяные обвалы дают начало образованию брекчий и конгломератов льда, участвующих в строении возрожденных ледников.

Движение ледников. За исключением сезонного снежного покрова на склонах течение испытывают только ледники, которые, следовательно, представляют единственную группу естественных ледяных тел, где лед наряду с воздействиями дислокационного метаморфизма подвергается длительной и постоянной по направлению паратектонической перекристаллизации.

Движение ледников, составляющее их главное отличие от всех остальных природных льдов, является узловой проблемой гляциологии в узком смысле слова, как науки о ледниках. Скорость движения ледников впервые была измерена в 1760 г.; первые соображения о природе их движения высказывались еще в в 1705 г. («дилатационная теория»). Важнейшими этапами в изучении движения ледников явились точные измерения распределения скоростей в леднике в 1830—1856 гг., затем длительные измерения скорости движения Ронского ледника, Фернагтфернера и Гинтерайсфернера, частью сопровождавшиеся глубоким бурением и продолжавшиеся десятки лет, наконец, с конца 20-х годов нашего столетия — применение фотограмметрии, сейсмических измерений мощности льда и «ледниковых часов», непрерывно регистрирующих характер движения. Одновременно с уточнением методики измерениями движения были охвачены разнообразнейшие формы ледников (за исключением материковых покровов) во всех частях света. В результате накопился громадный материал, дающий довольно полное представление о геометрии движения ледников. Мы вкратце изложим здесь лишь основные выводы из него.

Скорость движения на поверхности ледника более или менее плавно возрастает от краев к середине, примерно в соответствии с изменениями профиля ложа: чем оно глубже, тем больше скорость. В вертикальном профиле скорость растет от ложа к поверхности по параболическому или эллиптическому закону: интенсивно — у ложа и все более медленно — у поверхности (фиг. 89). Следовательно, дифференциальные движения соседних слоев льда в вертикальном профиле достигают максимума у ложа и постепенно затухают до нуля у поверхности — в соответствии с изменением нагрузки. В продольном направлении на поверхности ледника скорость постепенно растет от бергшрунда в верховьях фирна к месту наибольшей мощности льда в районе фирновой линии или ниже нее, а затем убывает к концу ледникового языка. При одинаковой мощности льда скорость тем больше, чем круче уклон. Уменьшение поперечного сечения ледника имеет своим последствием возрастание скорости, а увеличение — убывание скорости движения. Линия наибольшей скорости на поверхности ледника изгибается сильнее, чем геометрическая ось ледника, отклоняясь от нее во внешнюю сторону поворота. При слиянии ледников скорость слившихся краев быстро возрастает, вскоре достигая скорости центральных частей.

Особняком от этих совершенно достоверных данных стоит гипотеза Р. Штрайф-Беккера (Streiff-Becker, 1938), приписывающая донным слоям фирнового бассейна, а также впадинам между ригелями в леднике бо́льшую скорость движения, чем на поверхности, в результате выдавливания льда из-под верхних слоев. На возможность этого явления указывали еще Л. Агассиз (Agassiz, 1847) и в более позднее время Р. С. Тарр (1910 г.) и С.Э. Холлингворт (1931 г.).



Фиг. 89. Эпюра скорости движения льда в вертикальном профиле ледника Мер де Гляс по фронтальной стене по измерениям Д. Д. Форбса в 1846 г. и по боковой стене по измерениям Д. Тиндаля в 1857 г.

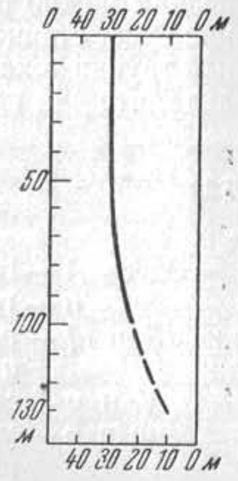
Скорость у ложа	
По Д. Форбсу	По Д. Тиндалю
$\simeq$ 6,25 см/сутки	$\simeq$ 4,17 см/сутки
$\simeq \frac{1}{4}$ поверхностной	$\simeq \frac{1}{4}$ поверхностной.

(По Э. Г. Стивенсу)

Мнение Штрайф-Беккера основано на 21-летних измерениях прироста фирна и скорости движения на поверхности фирновой шапки Клариденфирн в Швейцарии. Клариденфирн принадлежит к немногим в Швейцарии шапкам скандинавского типа и имеет сток во все стороны. При годовом приросте фирна в 3,2 м и годовой скорости на поверхности 14 м/год общий приход фирна, по расчетам Штрайф-Беккера, составлял 3,5 млн. м³/год, а расход на сток — всего 1 млн. м³/год. Так как высота поверхности за 21 год не изменилась, то он заключает, что скорость в глубине больше, чем на поверхности.

Этот вывод не может считаться достоверным, поскольку Штрайф-Беккер, повидимому, не учитывал уплотнения фирна, а главное, судил о скорости движения на поверхности по измерениям лишь в одной точке, а не по всему поперечному сечению одного из рукавов Клариденфирна, не говоря уже о нескольких других рукавах. Все остальные факты, которыми аргументировал свое мнение Штрайф-Беккер, легко могут быть объяснены и без его гипотезы, а соображения его и присоединившегося к его точке зрения Р. Гефели об уменьшении вязкости льда с глубиной нельзя признать обоснованными (см. стр. 320).

В настоящее время произведено непосредственное измерение распределения скорости движения по вертикальному профилю в фирновых областях альпийских ледников (Perutz, 1949, 1950). В июне 1948 г. у нижнего края фирнового бассейна Большого Алечского ледника под перевалом Юнгфрауйох, где, по мнению сторонников гипотезы Штрайф-Беккера, скорее всего можно было ожидать «течения выдавливания», заложена вертикальная буровая скважина, достигшая ложа ледника на глубине 136 м. В скважину вставлена труба, внутрь которой опускается электрический инклинометр, позволяющий точно измерять наклон трубы в любой точке вертикального профиля. Первая серия измерений была произведена 15 августа 1948 г., а третья — 10 октября 1949 г. (фиг. 90). Наибольшей оказалась скорость у поверхности; в верхних 50 м профиля дифференциального движения не наблюдалось, а ниже скважина приобрела эллиптическую форму с наибольшей кривизной близ ложа. Таким образом, никаких признаков «течения выдавливания» обнаружено не было[1].



Фиг. 90. Движение в вертикальном профиле Юнгфрауфирна за 14 мес.

(По M. Perutz, 1950)

Движение ледников—медленное, наибольшая известная скорость достигала 38 м/сутки и около 7 500 м/год (в Гренландии), обычно же она порядка сантиметров в сутки и десятков, максимум сотен метров в год.

Кинематическая теория течения. Синтез знаний о кинематике движения ледников был дан в теории течения, созданной в конце прошлого столетия, а затем расширенной и дополненной приближениями к реальным условиям нестационарного ледника (Reid, 1896; Finsterwalder, 1897, 1904; Bluemcke u. Hess, 1899; Merkanton, 1916; Hess, 1924).

Согласно теории течения геометрически движение ледника подобно ламинарному течению жидкости. Каждый ледник представляет собою как бы часть канала произвольной формы, ограниченную свободной верхней поверхностью. Последняя делится фирновой линией на верхнюю часть — область питания, где вещество вступает в ледник в виде снега, и нижнюю — область

[1] Результаты последующих измерений распределения скорости по вертикальному профилю ледников в Альпах и на Аляске см. в работах И. Жерара, М. Перуца и А. Роша (Gerrard, Perutz a. Roch, 1952) и Р. Шарпа (Sharp, 1953).

убыли, где вещество выходит из ледника в виде воды и водяного пара. Каждой точке на поверхности ледника в области питания соответствует точка в области убыли. Они соединены между ссбою линией тока, представляющей путь частицы вещества сквозь ледник. Линии тока никогда не пересекаются между собой, в области питания они погружаются вглубь ледника, достигая наибольшей глубины под фирновой линией, а затем снова приближаются к поверхности в области таяния. По линиям тока весь ледник можно разделить на элементарные трубки тока. Движение будет стационарным, если через все поперечные сечения данной трубки тока в равное время проходит одинаковое количество льда, что для поверхности можно выразить уравнением:

$$AdF = adf,$$

где

$$A = V \sin \Phi \quad \text{и} \quad a = v \sin \varphi.$$

Здесь A — годовой прирост в области питания;
a — годовая убыль в области убыли;
dF и df — площади сечения трубки тока поверхностью ледника в области питания и убыли;
V и v — соответствующие скорости движения;
Φ и φ — углы между линиями тока и поверхностью ледника в областях питания и убыли.

Для внутренней части ледника условием стационарности движения будет обратная пропорциональность площади поперечного сечения dF скорости движения v в каждой точке протяжения трубки тока:

$$dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1.$$

Исходя из простейшего идеального случая стационарного течения, при помощи дополнительных допущений, приближающих модель движения к реальным условиям, теория течения дает объяснение разнообразнейшим явлениям, связанным с движением ледников: изменениям формы поверхности ледников в зависимости от скорости движения и стаивания, распределению морен, чувствительности ледников к колебаниям климата; далее, она позволила приближенно реконструировать форму ложа ледника и, наконец, дала возможность математически сформулировать теорию колебаний ледников Фореля-Рихтера.

При всем том эта теория остается чисто кинематической, так как касается только геометрии движения.

Гидродинамическая теория течения. Черты сходства движения ледников с течением вязкой жидкости одновременно и даже раньше (с 1888 г.) кинематических теорий побудили к попыткам создания также и гидродинамических теорий течения ледников, дающих количественную связь движения с физическими свойствами льда и действующими на него силами. Основоположником современных гидродинамических теорий течения ледников является советский физик Б. П. Вейнберг, в 1906 г. доказавший правомерность применения к имеющему место в ледниках случаю течения жидкости по каналу законов течения в трубе, получающейся, если к каналу по свободной поверхности приложить его зеркальное изображение. Все гидродинамические теории исходят из уравнений Навье-Стокса, выражающих основной принцип гидродинамики Ньютона: соответствие ускорения действующей силе, которая представляет собою результирующую силы тяжести, градиента давления и силы трения. Но так как интегрирование уравнений Навье-Стокса, необходимое для того, чтобы дать общий закон движения вязких жидкостей, превышает возможности современного математического анализа, то большинство попыток ограничивалось упрощенными идеальными условиями.

К. Сомильяна (Somigliana, 1921) вслед за Б. П. Вейнбергом рассматривал стационарное течение ледника в цилиндрическом канале с однообразным уклоном и прямыми линиями тока, допуская отсутствие питания и убыли. Развивая теорию Вейнберга-Сомильяна, М. Лагалли (Lagally, 1930, 1933) вывел простую формулу зависимости скорости движения u от глубины под поверхностью z для продольной оси ледника, имеющего плоскую верхнюю поверхность, полуэллиптическое ложе с шириной, значительно больше мощности, наконец, однообразный и одинаковый продольный угол наклона поверхности и ложа (α):

$$u = u_0 - \frac{\rho g}{2\mu} z^2 \sin \alpha,$$

где u_0 — скорость на поверхности;
ρ — плотность льда;
g — ускорение силы тяжести;
μ — коэффициент вязкости льда.

Лагалли считает возможным применять эту формулу к тем участкам крупных ледников, где скорость на поверхности не меняется, предполагая ложе плоскостью, параллельной поверхности. Тогда мощность ледника в любой точке такого участка будет равна

$$z = \sqrt{\frac{2\mu u_0}{\delta \sin \alpha}},$$

где $\delta = \rho g$ — объемный вес льда.

Пользуясь этой формулой в благоприятных условиях на ледниках с известной мощностью, М. Лагалли получил средний коэффициент вязкости для альпийских ледников в $1{,}0 \cdot 10^{14}$ пуаз

($0{,}92 \cdot 10^{14}$ на Гинтерайсфернере и $1{,}07 \cdot 10^{14}$ на Пастерце). После вычисления μ на Гинтерайсфернере Лагалли определил мощность ледника Пастерце в 300 м, тогда как по сейсмическим определениям мощность ледника в том же месте получилась равной 250—270 м.

Неудовлетворительность теории вязкого течения. Этот успех как будто бы доказал, что теория вязкого течения ледников в основном верна. Тем не менее издавна одновременно с данными, подтверждавшими сходство движения ледников с течением вязких жидкостей, накапливались также факты, противоречащие этому. И как раз ко времени кажущегося торжества теории вязкого течения особенно обратили на себя внимание такие факты, которые вынудили одних из творцов и сторонников этой теории признать непригодность теории по крайней мере для некоторых ледников, других — искать выхода в допущениях значительных изменений вязкости в разных частях ледников, третьих — к принятию наряду с нормальным течением особого вида движения — глыбового скольжения, в новой форме возрождающего взгляды исследователей XVIII столетия.

Прежде всего теория вязкого течения не в состоянии объяснить факта ледниковой эрозии и шлифовки, свидетельствующего о существовании скольжения льда по ложу. М. Лагалли (Lagally, 1933) признает, что это нарушает подобие ледника с вязкой жидкостью, но обходит это противоречие, ограничиваясь замечанием, что скорость скольжения по ложу едва измерима и зависит от местных условий. Между тем, по данным измерений положения буровых штанг, оставленных в леднике Гинтерайсфернер в 1901 г. и обнаруженных в 1931 г., Г. Гесс (Hess, 1939) пришел к выводу, что донная скорость ледника составляет 90,2% скорости на поверхности (перемещение за 29 лет на поверхности составило 940 м, а у ложа — 840 м). Другие исследователи оценивали скорость скольжения по ложу в пределах от 16 до 69% средней скорости движения на поверхности (Deeley a. Parr, 1914). По нашим измерениям в обрывах ледников, частью спускающихся в воду, частью кончающихся на суше, скорость движения у ложа составляла 90—95% поверхностной скорости, благодаря чему ледники «выпахивали» донные отложения и нагромождали перед фронтом валы высотой до 25 м. Г. Кароль (Carol, 1945, 1947), проникнув по трещинам к ложу Верхнего Гриндельвальдского ледника, непосредственно измерил донную скорость ледника и определил ее равной 36,8 см/сутки, или 134 м/год. Далее, общеизвестен подъем моренного материала по плоскостям надвигов со дна далеко внутрь ледников, возможный, конечно, только благодаря движению по ложу. По оценке А. Вегенера (Koch u. Wegener, 1930), для ледника Сторстрём в Гренландии

перемещение по большим надвигам может доходить до нескольких километров. С этим не все соглашаются, но перемещение на десятки метров во многих ледниках не подлежит сомнению.

Другим фактом, противоречащим теории вязкого течения, является относительно очень большая скорость движения многих ледников, не достижимая за счет одного только вязкого течения. Наиболее ярким примером может служить рукав Гренландского материкового покрова Сторстрём, движущийся со скоростью 1700 м/год при мощности около 250 м. Дифференциальное движение, или превышение скорости верхних частей над нижними, в верхнем слое льда мощностью 6,5 м за три с половиной месяца составило всего 0,8 мм на 1 м/год. При линейной экстраполяции это дает уменьшение скорости у ложа на 20 см, т. е. компонента скорости за счет вязкого течения — около 0,01% и за счет скольжения по ложу — 99,99%. Квадратическая экстраполяция при предположении параболического распределения скорости в вертикальном профиле мало меняет результат. Для достижения скорости 1700 м/год за счет вязкого течения коэффициент вязкости льда должен составлять всего $1{,}5 \cdot 10^{11}$ пуазы, в несколько сот раз меньше, чем у «теплых» альпийских ледников, тогда как в действительности он больше вследствие низкой температуры льда.

Количество подобных примеров за последнее время сильно увеличилось. Не считая прежних данных по ледникам западного берега Гренландии (Drygalski, 1897), подкрепленных новыми измерениями, аналогичные результаты получены на языке ледника Нотгемейншафт на Памире, в Гималаях, в Каракоруме, в Андах, на Шпицбергене, а также нами на северных ледниках Советского Союза. Просмотр прежних материалов показал, что глыбовое скольжение было также способом движения ледника Фернагтфернер в Альпах во время его наступания в 1845 г., когда скорость движения достигла 11 м/сутки (в периоды отступаний — 5 см/сутки).

Р. Финстервальдер (Finsterwalder, 1937, 1950) делает из этих фактов вывод о том, что существуют движения двух типов: у медленно движущихся ледников — течение, как у вязких жидкостей, а у быстро движущихся — глыбовое скольжение с необычными явлениями. К числу быстродвижущихся Р. Финстервальдер относит ледники, у которых отношение годовой скорости v к ширине b или глубине достигает от 1 : 6 до 2 : 3, тогда как у медленных ледников оно значительно меньше, например, у Пастерце $v : b = 1 : 20$, а у ледника Федченко 1 : 14. Для быстродвижущихся ледников характерно наличие зон повышенной подвижности по краям и у дна, где происходит резкое возрастание скорости, тогда как центральная часть движется примерно с одинаковой скоростью, как твердая масса, с небольшими относи-

тельными смещениями отдельных глыб, на которые она разбивается под влиянием неправильностей ложа.

Существуют также движения переходных или, вернее, комбинированных типов, когда одна часть ледника движется как поток, а другая — как твердая глыба. Наблюдаются и переходы от движения одного типа к другому во времени.

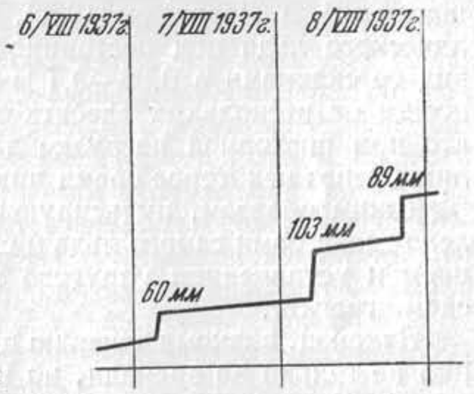
Третья группа явлений, противоречащих вязкому течению, связана с возможностью передачи ориентированного давления во льду. Давно известно, что ледники способны преодолевать горизонтальные участки и даже участки с обратным уклоном ложа, притом не так, как жидкость, — путем повышения уровня и стока через порог, — а за счет давления вышележащих масс, в результате которого ледник скользит вверх через ригель, даже приобретая обратный уклон поверхности.

Длительные измерения скорости движения обнаружили также особый характер колебаний ледников. Усиление питания ледника не ведет тотчас к ускорению его движения, как в жидкости. Сначала происходит накопление более или менее значительной массы льда в области питания, вздувание поверхности, и только после того, как давление льда в верховьях становится достаточным для преодоления сопротивления медленно движущегося языка, начинается быстрое ускорение движения. Чрезвычайно характерно, что волна повышенной скорости и являющийся результатом ее подъем поверхности ледника распространяются от истоков к концу ледника не с той скоростью, с какою движется ледник, а значительно быстрее. Следовательно, такая волна представляет собой не перемещение вещества, как паводок на реке, а результат передачи ориентированного давления во льду.

Эта особенность течения льда была принята во внимание Г. Гессом, который пытался построить количественную теорию движения с учетом передачи продольного давления (Hess, 1931, 1935). Гесс делит ледники в продольном направлении на движущие области (Schubgebiete), где накапливается кинетическая энергия, и области торможения (Bremsgebiete), где лед расходует энергию, передаваемую ему из движущих областей. Он считает неверными расчеты движения языка ледника Пастерце, произведенные М. Лагалли, так как в том участке, по данным Г. Гесса, вес льда не мог бы преодолеть донного трения, и движение было возможно только вследствие расходования энергии, передающейся из фирновой области; к компоненте сдвига вертикального давления там присоединяется продольное давление движения, которое М. Лагалли не принял во внимание, пренебрегая донной скоростью.

К сожалению, теория, созданная Г. Гессом, далека от совершенства. В ней не учитывается энергетический обмен между «частичными ледниками», соответствующими крупным трубкам тока

кинематической теории течения, а интегрирование нескольких зависимых переменных, которые при современном уровне знаний невозможно оценить без сомнительных допущений, приводит, по заключению М. Ф. Перуца (Perutz, 1947), к крайне невероятным выводам о распределении напряжений в ледниках. Тем не менее принципиально подход Г. Гесса к решению проблемы движения ледников более правилен, чем у сторонников динамической теории вязкого течения в ее чистом виде.



Фиг. 91. Часть автоматической записи движения поверхности ледника Шайглетчер (на Шпицбергене) в 200 м от конца ледника.
(По H. Tollner, 1938)

Следующий важный факт, противоречащий вязкому течению и тесно связанный с рассмотренным выше характером длительных колебаний ледников, заключается в наличии пульсирующего, спазматического движения. Кроме неоднократно наблюдавшихся суточных и более длительных колебаний скорости движения, отмечались также более кратковременные пульсации, которые уже не могут быть вызваны изменениями внешних условий. Создавший теорию течения С. Финстервальдер (Finsterwalder, 1912) в результате наблюдений на леднике Фернагтфернер пришел к выводу, что движение придонных слоев ледника происходит отдельными толчками. На Южном Крильонском леднике установлены пульсации скорости через 20-минутные интервалы (Washburn a. Goldthwait, 1937). И. П. Кох и А. Вегенер (1930) по частому периодическому треску на леднике Сторстрём заключили, что по крайней мере часть движения происходит не непрерывно, а путем накопления напряжений и последующего толчка. Очень отчетливо то же явление наблюдал автор у концов ледников, спускающихся в воду, где пульсации усиливаются, может быть, сопротивлением ледяного покрова водоема. Грохот и скрежет нагромождаемых перед фронтом валов торошения многократно повторялись через промежутки времени от 3 до 20 мин. Еще более убедительны автоматические записи движения по плоскости надвига в леднике Бренва в Альпах (Chamberlin, 1928), обнаружившие чередование периодов отсутствия движения, медленного постоянного сдвига и коротких быстрых соскальзываний верхней части по нижней, и такие же записи движения поверхности ледника Шайглетчер на Шпицбергене с поднимающихся среди него скал (фиг. 91) (Tollner, 1938). Возражения О. Энгельна

(Engeln, 1934, 1935) о том, что по поведению жесткой внешней коры нельзя судить о процессах в пластичном внутреннем ядре, вряд ли основательны ввиду того, что внешняя кора в обоих случаях также находилась на точке плавления (см. стр. 321).

Как известно, пластическая деформация поликристаллических тел вообще происходит скачкообразно, что было недавно экспериментально подтверждено и в отношении льда К. Е. Ивановым и В. В. Лавровым (1950). Кривая деформации поликристаллического льда под постоянной нагрузкой имела ступенчатый вид со скачками в 0,05—0,1 мм, повторявшимися через промежутки от нескольких десятков секунд до 3 мин. Характерно, что при повторной нагрузке деформация начинается плавно и лишь через некоторое время приобретает прерывистый характер.

Таким образом, пульсирующее движение ледников обусловлено свойствами самого льда и связано с периодическим накоплением и устранением упругого напряжения в поликристаллическом агрегате.

Наконец, вязкому течению противоречит прерывность движения не только во времени, но и в пространстве, по внутренним плоскостям разрывов и надвигов; на этой проблеме мы здесь не останавливаемся, так как она будет рассмотрена ниже. Между сторонниками теории вязкого течения и скольжения по надвигам долгое время шла своеобразная борьба, выражавшаяся в том, что первые игнорировали надвиги, а вторые старались доказать их широкое распространение. Теперь борьба, повидимому, закончилась компромиссом, сформулированным в работах Ф. Виссера (Visser, 1938, и др.). Сторонники скольжения по надвигам перестали отрицать участие пластического течения, доказываемого хотя бы складкообразованием во льду, без которого, кстати, невозможно было бы приспособление движущихся по надвигам пластин льда к форме долины и ложа ледника. С другой стороны, сторонники вязкого течения вынуждены были признать движение по надвигам, отмечая вместе с тем, что результаты его в общем мало отличаются от течения: вместо бесконечного количества плоскостей скольжения во льду движение концентрируется по ограниченному их числу, но общая картина распределения скоростей остается той же.

Пластическое течение и система напряжений. Таким образом, очевидно,что движение ледников значительно сложнее, чем это предусмотрено существующими теориями, и что построение количественной теории, которая правильно описывала бы это движение, — дело будущего. Причины неудовлетворительности теории вязкого течения ясны: лед — не вязкая жидкость, а пластическое тело. Рыхлый снег по своему реологическому поведению соответствует вязкой сжимаемой жидкости, следующей закону Ньютона — линейной

зависимости скорости деформации от напряжения; но течение льда не подчиняется этому закону. Если оставить в стороне область очень медленных деформаций, то практически течение льда начинается после достижения нагрузкой предела упругости, величина которого зависит от температуры и структуры льда. При возрастании нагрузки течение чрезвычайно быстро ускоряется, и, наконец, после течения может иметь место некоторое упругое последействие. Коэффициент вязкости не является константой, характеризующей течение льда, но сильно меняется при изменении нагрузки. Следовательно, течение льда является не вязким, а упруго-пластическим и сможет быть количественно выражено только после точного исследования его индивидуальных особенностей.

Пока не существует удовлетворительной общей теории, наиболее легкий способ приблизиться к пониманию характера напряжений и движения в леднике, указанный Э. Оровеном (Orowan, 1949), заключается в анализе простейших случаев пластической деформации под действием силы тяжести и в приложении полученных результатов к движению ледников.

Условием возникновения медленного движения вниз по склону равномерного слоя льда мощностью h будет достижение напряжением сдвига предела упругости λ (см. стр. 322):

$$\lambda = h\delta \sin \alpha.$$

Поэтому для каждого угла склона существует определенная мощность, при которой равномерный слой льда будет находиться в «пластическом равновесии». Увеличение прихода вещества из атмосферы и рост мощности вызовут соответствующее ускорение движения. Предел упругости ледникового льда при 0° С на сдвиг не превышает 0,1 кг/см², а ощутимое течение начинается по достижении напряжения около 1 кг/см² (см. стр. 43). Следовательно, на склоне с падением в 45° слабое движение льда начнется уже при мощности 1,54 м, а заметное — при мощности около 15,4 м. Для уклона в 10° соответствующие цифры будут равны 6,28 и 62,8 м и для склона в 1° — 62,5 и 625,1 м.

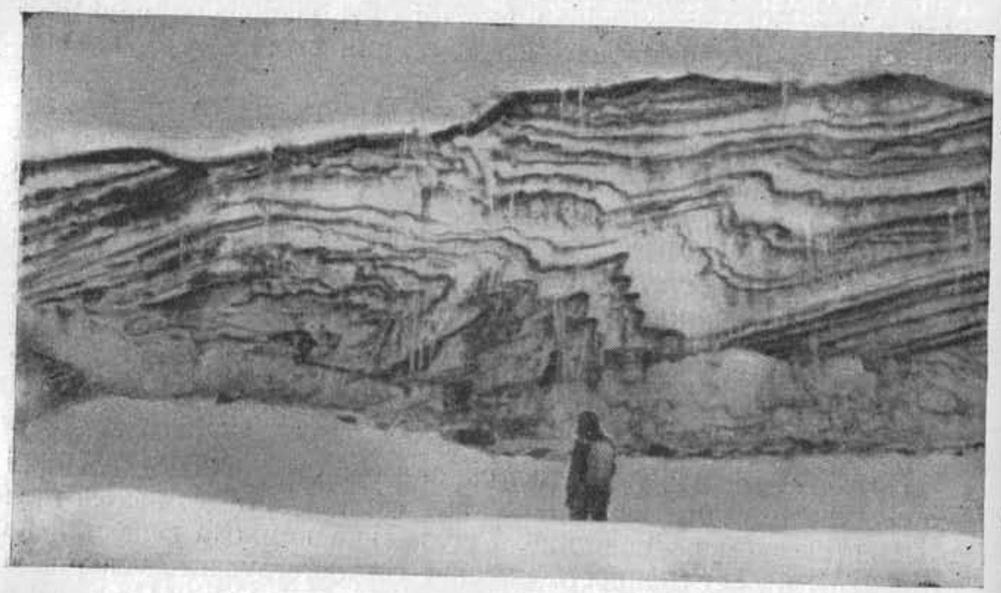
Но уклон ложа ледника в продольном профиле меняется, а мощность льда во время движения не может сразу изменяться таким образом, чтобы удовлетворить условию «пластического равновесия». Те части ледника, мощность которых превышает требуемую этим условием, будут оказывать давление или растяжение на те участки, мощность которых недостаточна. Возникают продольное давление и растяжение, меняющиеся по продольному профилю ледника и поддерживающие различные его части в одновременном движении.

Продольное напряжение F, действующее в поперечном сечении ледника при условии, что поверхность ледника, как это

обычно бывает, меняет угол наклона более плавно, чем ложе, по Э. Оровену, приблизительно определяется уравнением:

$$F = \int_0^x h\delta \sin \alpha \, dx - \lambda x,$$

где x — расстояние поперечного сечения от верховья ледника. Первый член правой стороны уравнения представляет продольную силу, которая возникала бы при движении ледника без



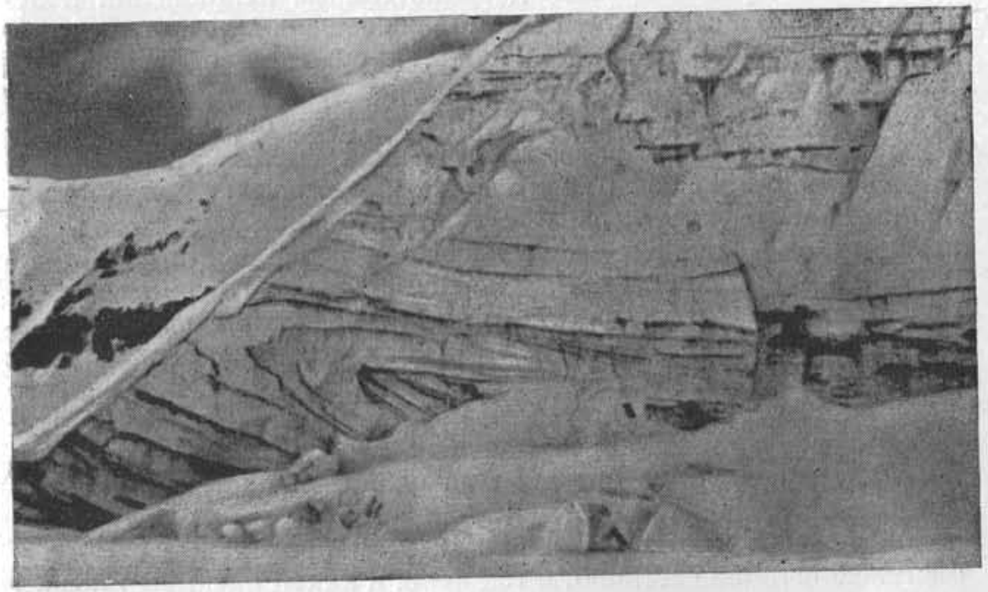
Фиг. 92. Складчатость в обрыве ледника.
(Фото Н. В. Черепанова)

трения, а второй — сопротивление внутреннего трения льда, определяемое пределом упругости.

Если за большим уклоном ложа следует длинный участок малого уклона, то продольное давление, требуемое для проталкивания ледника через участок малого уклона, может превысить предел упругости льда на сжатие. Тогда происходит продольное сжатие ледника с увеличением мощности до тех пор, пока площадь поперечного сечения не станет достаточно большой для передачи увеличившегося продольного давления. При этом лед часто сминается в складки самого разнообразного размера — от очень крупных до мельчайшей плойчатости (фиг. 92, 93). Наоборот, расположенный позади крутого участка ледника пологий участок подвергается растяжению, которое после превышения предела упругости будет проявляться в удлинении и уменьшении попе-

речного сечения и в образовании поперечных трещин. В этом заключается существенное различие между действием напряжений растяжения и напряжений сжатия, которые по понятным причинам не ведут к раздавливанию.

Таким образом, движение ледника, если его рассматривать в одном вертикальном продольном сечении, вызывается напряжением сдвига под влиянием веса вышележащего льда в каждой данной точке и ориентированными по направлению движения напряжениями продольного давления или растяжения со стороны



Фиг. 93. Антиклинальная складка, осложненная в замке плойчатостью, с разрывом и волочением вдоль верхнего крыла. Масштаб 1 см ≈ 5 м.
(Фото Н. В. Черепанова)

соседних быстрее движущихся частей ледника, которые толкают перед собой и тащат за собой более медленные части.

Система напряжений и характер движения усложняются еще взаимодействием частей ледника в поперечном профиле. У берегов мощность ледника недостаточна для самостоятельного течения, а дальше от берега мощности его достаточно лишь для течения с меньшей скоростью, чем в середине. Продольная сила также не может компенсировать этот недостаток. Течение у берегов обусловлено напряжениями сдвига, передающимися из центральных частей ледника через продольные вертикальные плоскости. Другими словами, мощные центральные части влекут за собой краевые части ледника. Следовательно, от середины к берегам ледника компонент сдвига с горизонтальной осью, возникающий

под действием веса льда в данном вертикальном столбе, уменьшается, но одновременно растет компонент напряжения сдвига с вертикальной осью, происходящий от кинетической энергии центральных частей ледника. В центре скорость сдвига вокруг вертикальной оси равна нулю, а к берегам возрастает. Это и является причиной характерной выпуклой книзу формы, которую принимают первоначально прямые линии на поверхности ледника. Ввиду этого форма эпюры скорости на поверхности ледника не является признаком вязкого течения.

Наконец, разнообразные дополнительные напряжения и деформации возникают в процессе приспособления ледника к изменениям направления уклона ложа, к сужению и расширению канала стока и т. д.[1].

Глыбовое скольжение. Таким образом, в движущемся леднике создается очень сложная система напряжений и деформаций. Основной является пластическая деформация параллельного ложу сдвига с горизонтальной осью, наиболее интенсивная у ложа и ослабевающая к поверхности в соответствии с уменьшением вертикальной нагрузки. Но при всех изменениях формы и уклона ложа лед не может приспосабливаться к новым условиям немедленно, как жидкость, путем изменения скорости течения, уклона поверхности и размеров поперечного сечения, т. е. глубины потока. Причиной является негидростатическая, ориентированная передача не слишком больших напряжений. Предел упругости льда на сжатие и растяжение вдвое превышает предел упругости на сдвиг. Поэтому изменения условий течения и возникающие при этом продольные сжатие и растяжение лишь частично, в той мере, в какой превышен предел упругости для данного вида деформации, вызывают изменение мощности льда и соответствующее увеличение (или уменьшение) скорости течения, как в жидкости. Остальная часть продольного напряжения передается линейно, как в твердом теле, так что каждый данный участок ледника толкает расположенные впереди или тянет за собой расположенные позади участки, находящиеся в условиях иной скорости пластического течения.

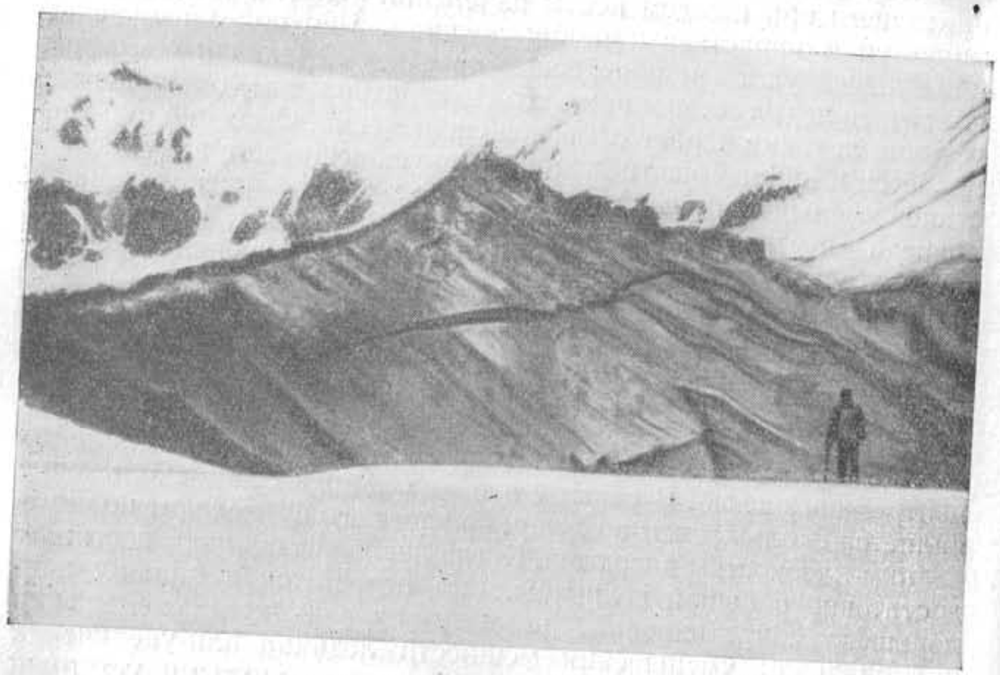
Но такой дополнительный, внешний для данной части ледника, импульс к движению лишь частично может вызвать ускорение ламинарного течения, а в основном превращается в глыбовое скольжение по ложу. При каждом изменении уклона ложа или ширины долины и площади поперечного сечения ледника частично происходит то же, что и при выдавливании льда через отверстие: возникновение пассивного движения массы льда, выталкиваемой активно текущим льдом в месте сужения поперечного сечения, что сопровождается сложными дополнительными деформациями, возникающими в результате приспособления потока в этом месте. Следовательно, каждое изменение условий течения ледника ведет к частичному переходу пластического течения в глыбовое скольжение, не заменяющее самостоятельного течения данной части ледника, а накладывающееся на него. Поэтому скорость глыбового скольжения, возникающего при каждом новом изменении условий течения, суммируется и нарастает к концу ледника. Чем более изменчивы продольный уклон и поперечные профили ледника и чем менее пластичен лед, т. е. чем ниже его температура, тем бóльшую роль у конца ледника играет глыбовое скольжение. Особенно оно усиливается в нижней части ледников, спускающихся в воду, вследствие уменьшения сопротивления сил трения расположенной впереди части ледника по мере приближения к его концу и, следовательно, уменьшения возможности превышения продольным давлением предела упругости на сжатие.

Значительное усиление скалывающих напряжений на контактах скользящих глыб с ложем и берегами особенно способствует возникновению разрывов и надвигов, концентрация которых в этих частях ледника создает зоны повышенной подвижности, отделяющие медленно текущую периферию ледника от центральных глыб. В связи с этим не все глыбовое скольжение является скольжением по ложу, но часть его происходит по внутренним плоскостям разрывов. Когда давление во льду достигает достаточно большой величины, оно передается в сторону наименьшего сопротивления, поэтому на участках уменьшения уклона ложа, уменьшения мощности ледника или увеличения содержания моренного материала (т. е. под крутыми уступами и у конца ледника) движение приобретает вертикальную составляющую кверху. Значительная часть этого движения, направленного наискось вверх, идет по плоскостям надвигов, часто увлекающих с собой моренный материал со дна ледника (фиг. 94).

Итак, основным первичным механизмом движения ледников является пластическое течение. Но единственным типом движения оно остается только в истоках ледника. Несовершенство текучести льда, отличающее ее от текучести жидкостей, в процессе течения порождает движение нового типа — глыбовое скольжение по ложу, переходящее отчасти (вследствие малой прочности льда) в скольжение серии пластин льда по внутренним плоскостям разрывов. Все три механизма движения существуют в леднике одновременно, наряду друг с другом, но относительная роль каждого из них в разных частях ледника меняется: чем более изменчивы

[1] Теория пластического течения ледников получила дальнейшую разработку в трудах Д. Ф. Ная (Nye, 1951, стр. 554; 1952, стр. 82, 103).

условия течения ледника и чем больше расстояние от его истоков, тем меньше относительная роль пластического течения и больше роль скольжения по ложу и внутренним разрывам; чем меньше сопротивление глыбовому скольжению со стороны лежащей впереди части ледника, неровностей ложа и загруженных мореной донных горизонтов, тем бо́льшая часть скольжения осуществляется по ложу и тем меньшее развитие получают внутренние разрывы и надвиги.



Фиг. 94. Серия надвигов с мореной у конца ледника.
(Фото Н. В. Черепанова)

Очень быстрое движение — верный признак большой роли глыбового скольжения. Наибольшая скорость движения наблюдается у рукавов ледниковых покровов потому, что там особенно благоприятны условия для развития глыбового скольжения при втискивании ледяного потока с обширной ледосборной площади в узкую долину и при двукратном изменении продольного уклона от возвышенного плато к крутому склону и затем к предгорной равнине. В наиболее благоприятных условиях скорость глыбового скольжения может до сотни и тысячи раз превышать скорость пластического течения, как у ледника Сторстрём. Менее сильное, но подобное же изменение условий течения наблюдается у многих долинных ледников при переходе от широких фирновых полей к узкой долине.

Эрозионная деятельность ледников связана со скольжением по ложу, поэтому она очень слаба в ледниковых шапках и фирновых бассейнах, где преобладает пластическое течение, и резко усиливается в долинных ледниковых потоках. Преимущественно этим объясняется часто наблюдающееся исчезновение следов древнего оледенения при выходе из узких долин на плато и широкие водораздельные пространства.

Движение в ледниковых щитах. До сих пор мы рассматривали движение льда, обусловленное наклоном поверхности, на которой лед залегает. В совершенно иных условиях будет находиться масса льда, накапливающаяся на горизонтальном ложе или на неровном ложе, при мощности льда, значительно превышающей его неровности. В этом случае направление течения определяется уклоном поверхности льда независимо от уклона ложа. Жидкость в таких условиях растекалась бы от места выпадения на поверхность во все стороны и приходила бы в состояние равновесия только после достижения горизонтальной поверхности, но чем больше была бы ее вязкость, тем медленнее шло бы растекание.

Лед, как тело не вязкое, а пластичное, приходит в равновесие при поверхности не горизонтальной, а выпуклой, с большей кривизной у краев, чем в середине. Форму, близкую к указанной, имеют ледниковые купола и щиты, отличающиеся тем большей кривизной поверхности, чем меньше их размеры. Гренландский ледниковый щит на высотах более 800 м, в местах, где на него не оказывает влияния рельеф ложа, в вертикальном профиле имеет форму дуги эллипса с горизонтальной длинной осью (Meinardus, 1926, 1932, и др.). Щит постоянно выводится из состояния равновесия отложением снега в центральных частях и таянием, испарением и откалыванием айсбергов на периферии и одновременно стремится принять равновесную форму путем растекания льда из центральных частей к периферии. Повидимому, эта равновесная форма в вертикальном профиле также представляет собой дугу эллипса, только более плоскую, чем у неравновесного движущегося щита.

Различие внешней формы горных ледников и ледниковых щитов, а также единичные попытки измерить скорость движения ледниковых куполов, свидетельствовавшие о крайней медленности движения, уже давно привели к пониманию того, что между механизмом движения ледников и ледниковых щитов должно существовать существенное различие. Основу качественной теории движения ледниковых щитов, сформулированную П. А. Кропоткиным (1876), вкратце можно свети к положению, что в них происходит очень медленное растекание льда из центра к периферии в направлении уменьшения мощности щита. В дальнейшем теория Кропоткина была лишь незначительно дополнена поздней-

шими исследователями (Thomson, 1888; Nansen, 1892, и другие авторы). Наиболее сильно отличающиеся от нее взгляды Э. Дригальского (Drygalski, 1897), которые заключаются в том, что периферия щитов вздувается в результате частичного плавления льда в центре и выдавливания воды в придонных слоях в стороны, где она вновь замерзает вследствие уменьшения давления, как будет показано ниже, ошибочны.

Единственную до сих пор попытку создать количественную теорию движения ледниковых щитов сделал Г. Гесс (Hess, 1933) в применении к Гренландскому ледниковому покрову. Гесс исходит из положения, что движение льда в щите определяется не уклоном ложа, а распространением первоначально вертикального давления, причем лед и вода на границах зерен в нижней зоне «теплого» льда выжимаются в направлении наименьшего сопротивления, т. е. параллельно ложу. Верхний «холодный» лед образует жесткий покров мощностью около 450 м на нижнем, пластичном, льду, который движется от центра к периферии с неизвестной пока скоростью. Наибольшая скорость движения должна быть у нижней границы жесткого холодного льда, а книзу она уменьшается вследствие трения о ложе. Покров холодного льда разбит поперечными трещинами от растяжения вытекающим из под него «теплым» льдом, и по мере растекания и таяния последнего в центральной холодной области жесткий покров в целом оседает. Ход линий движения на поверхности щита неизвестен. Давление p в направлении движения, по Гессу, определяется формулой

$$p = \int_0^x \varepsilon \delta (1 - f) \operatorname{tg} \alpha \, dx,$$

где ε — коэффициент бокового давления;
f — коэффициент трения о ложе;
α — угол уклона поверхности льда;
x — расстояние от центра щита.

Принимая для нижнего «теплого» льда $\varepsilon = 1$ и $f = 0{,}066$, Гесс получает:

$$p = 855 \int_0^x \operatorname{tg} \alpha \, dx,$$

откуда устанавливается возрастание движущего давления от нуля в центре до 270 кг/см² у края, на расстоянии 400 км от центра.

Новейшая попытка создать теорию движения ледниковых щитов была сделана М. Деморе (Demorest, 1942, 1943 и др.). Деморе дает общую классификацию типов движения ледниковых

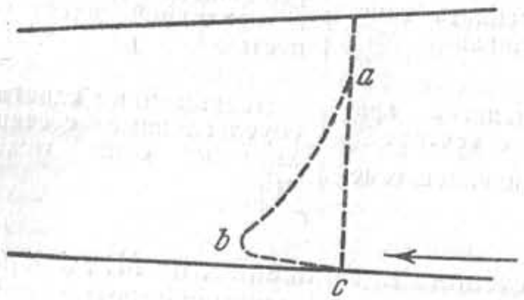
образований, вернее, типов течения, так как движение по плоскостям разрывов он считает разновидностью течения, а о глыбовом скольжении не упоминает. Он выделяет два основных вида течения — течение выдавливания и гравитационное течение — и два переходных вида — «затрудненное» течение выдавливания и «затрудненное» гравитационное течение. Оба вида течения выдавливания образуют тип движения, контролируемого давлением, которое зависит от уклона поверхности, а виды гравитационного течения образуют тип движения, контролируемого стоком и зависящего от уклона ложа. Таким образом, получается следующая схема:

Движение, контролируемое давлением	Течение выдавливания	Напряжения сдвига, обусловленные дифференциальным давлением и различной пластичностью
	«Затрудненное» течение выдавливания	
Движение, контролируемое стоком	«Затрудненное» гравитационное течение	Напряжения сдвига, обусловленные составляющими силы тяжести
	Гравитационное течение	

Главной особенностью течения выдавливания, по М. Деморе, как и по Р. Штрайф-Беккеру, является бóльшая скорость внизу, чем у поверхности. В чистых видах течения выдавливания и гравитационного течения движение направлено параллельно ложу, а «затрудненные» разновидности отличаются непараллельным ложу направлением с составляющей кверху, возникающей вследствие препятствия со стороны медленнее движущегося более тонкого льда впереди. Охарактеризовав перечисленные виды движения, Деморе рассматривает также механизм приспособления движения ледников к изменениям интенсивности питания и убыли.

Вследствие четкой классификации, удачной терминологии и простого, чисто качественного подхода к проблемам движения взгляды Деморе вскоре приобрели широкую известность и были некритически усвоены многими гляциологами. Между тем, не умаляя перечисленных выше достоинств, приходится признать, что в вопросах движения ледников Деморе не дает ничего нового, за исключением некоторых ошибочных положений. Мы не будем останавливаться на его анализе гравитационного течения, который представляет собой популярное изложение того, что непосредственно следует из кинематической и гидродинамической теорий течения. Главный интерес представляет его «течение выдавливания», как механизм движения ледниковых щитов.

Деморе полагает, что причиной возникновения «течения выдавливания» является различие в весе столбов льда по сторонам поперечного вертикального сечения ледникового щита, обусловленное наклоном поверхности. Естественно, что при небольшом наклоне поверхности, — а наклон должен быть меньше 1—2°, так как иначе возникнет «затрудненное» течение выдавливания, — различие в давлении по обе стороны будет небольшим. Это различие одинаково по всему вертикальному профилю сверху донизу и недостаточно для возникновения течения на поверхности. Если бы пластичность льда была по всему профилю одинакова, то движение вообще не могло бы возникнуть, но так как пластичность льда, по мнению М. Деморе, растет книзу, то возникает движение, дающее эпюру скорости, изображенную на фиг. 95. Вверху движение отсутствует из-за малой пластичности льда, а внизу — вследствие трения о ложе. Вязкость льда убывает книзу вследствие повышения как температуры, так и давления. Таким образом, благодаря различию в вязкости льда (определенно существующему только в холодном верхнем слое за счет повышения температуры, — см. стр. 321) не-



Фиг. 95. Эпюра скорости «течения выдавливания».
(По M. Demorest, 1943)

большого дифференциального давления оказывается достаточно для возникновения движения в мощной толще льда.

В самом определении причины движения М. Деморе допускает неточность, простительную разве только для чисто качественной теории. Ясно, что дело не в давлении прилегающих к данной части профиля узких столбов льда, а в общем распределении давления во всем ледниковом щите. Движение в ледниковых щитах направлено в сторону наименьшего сопротивления давлению, гидростатически передающемуся на некоторой глубине, а размер движущего давления зависит не только от угла наклона поверхности и мощности щита в данной точке, но и от пространственного изменения этих величин, обусловливающего горизонтальные размеры щита.

Если бы мы имели дело с высоким тонким столбом льда, то благодаря возможности бокового расширения он, действительно, выдавливался бы в стороны, как только вес вышележащего льда достиг бы предела упругости льда на сжатие, т. е. начиная с глубины порядка 20 м. Но если ледяное тело имеет горизонтальные размеры, близкие к вертикальным или превышающие их,

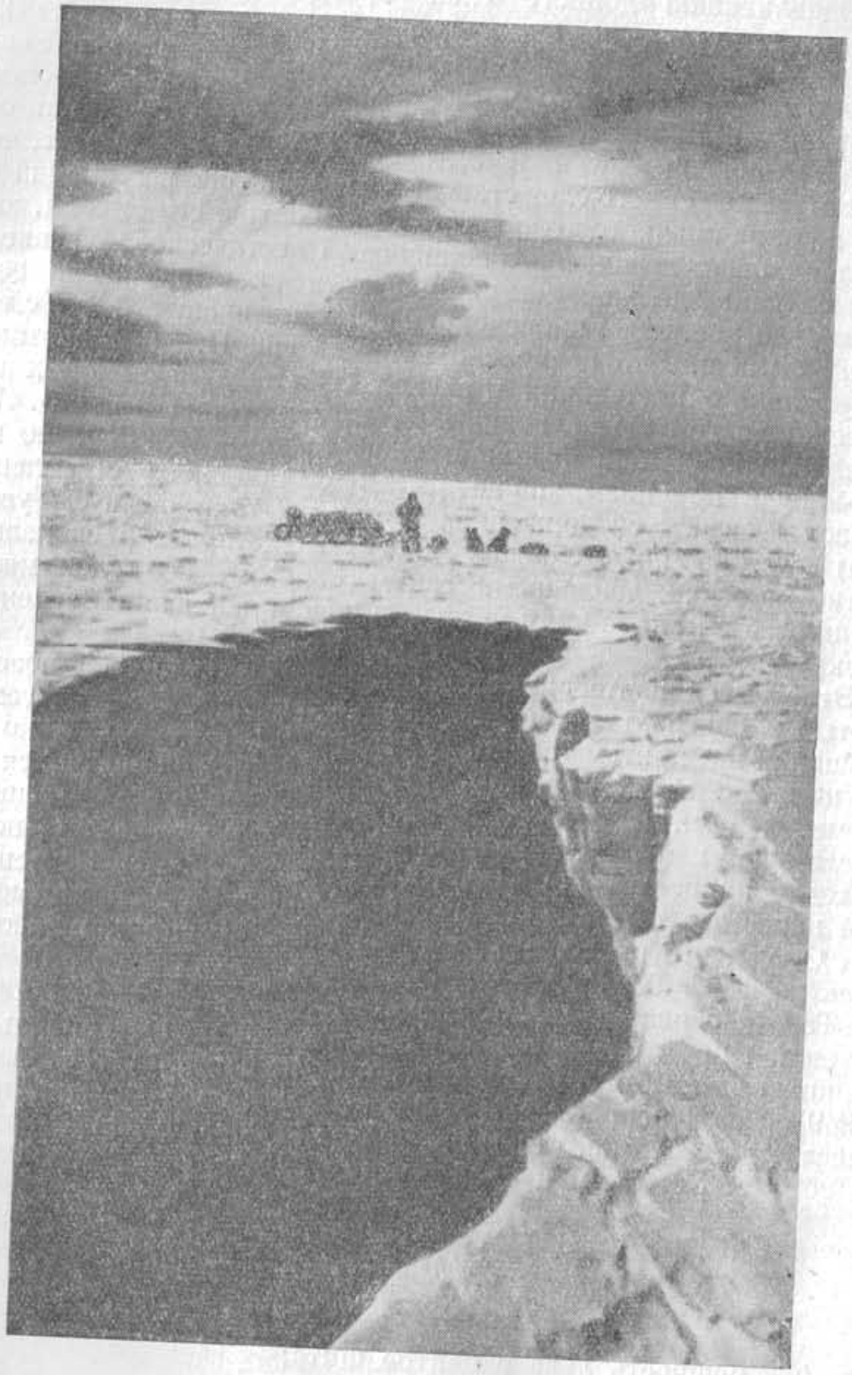
то выдавливанию донного слоя препятствуют напряжения сдвига, действующие как между донным слоем и ложем, так и между донным слоем и верхней толщей льда, в которой давление еще не достигло предела упругости на сжатие. Чтобы преодолеть эти препятствия, давление должно быть очень большим. Как отметил Э. Оровен (Orowan, 1949), простой расчет показывает, что выдавливание донного слоя становится совершенно невозможным, если ширина ледяного тела в сотни раз больше его высоты, как у материковых ледниковых покровов. Пластическое течение в этих случаях должно распространяться практически на весь объем льда, т. е. будет происходить не выдавливание, а р а с т е к а н и е льда. Это прекрасно понимал еще П. А. Кропоткин, говоривший о растекании и расползании льда ледниковых покровов, а не о его выдавливании. П. А. Кропоткин (1876, стр. 471) писал: «Если бы они (верхние слои льда. — *П. Ш.*), по каким-нибудь причинам, и не имели собственного стремления к расползающемуся движению, то они все-таки были бы увлечены теми из нижележащих слоев, в которых расползание частиц вызвано давлением. Таким образом, все слои массы приняли бы мало-помалу участие в общем движении от центра к окружности».

Этот вывод подтверждается открытием трещин под поверхностью в центральных частях ледяных шапок, даже на самых вершинах их, притом трещин не термических, а определенно динамического происхождения, постепенно расширяющихся со временем (см., например, Moss, 1938). Повидимому, трещины существуют и в центре материковых ледниковых щитов, но не выходят на поверхность оттого, что раскрываются медленнее, чем нарастает толща фирна, перекрывающая их мощными мостами. О том, что́ представляют собой такие трещины, можно судить по фиг. 96.

Таким образом, можно констатировать, что удовлетворительной теории распределения напряжений и движения льда в ледниковых щитах в настоящее время не существует. Э. Оровен (1949) дает только расчет мощности, которую должна иметь масса льда в центре, чтобы она была охвачена течением во всем ее объеме. Условием начала течения будет:

$$\frac{1}{2}\delta h^2 = \lambda r,$$

где h — мощность льда в центре щита;
λ — предел упругости льда на сдвиг;
r — радиус щита (или половина ширины ледяного вала в рассматриваемом Оровеном случае).



Фиг. 96. Трещина у края ледяной шапки.
(Фото экспедиции на Северо-Восточную Землю в 1935—1936 гг.)

Если поверхность ложа щита поднимается внутрь, то к растеканию прибавляется гравитационное течение. Гравитационное течение и растекание не представляют собой принципиально различных явлений, так как растекание можно рассматривать как движение льда вниз по плоскостям скольжения, расположенным внутри массы льда [1].

Типы динамометаморфизма. Мы можем теперь перейти к рассмотрению микромеханизма тех деформаций, которые испытывают естественные ледяные тела под влиянием возникающих в них напряжений, и влияния деформаций на структуру льда. Среди них прежде всего следует выделить группу процессов дислокационного метаморфизма, петрографические результаты которых уже были рассмотрены, а именно образование трещин растяжения.

Образование трещин растяжения под влиянием внешних динамических воздействий, колебаний температуры и в процессе течения льда очень широко распространено во всех естественных ледяных телах, за исключением залегающих глубоко в земной коре сегрегационных льдов. Особенно крупных масштабов образование трещин достигает в ледниках, где оно сопутствует процессам течения и скольжения по ложу как их результат, не играя, однако, существенной роли в механизме движения. С петрографической точки зрения трещинообразование представляет интерес лишь в качестве предпосылки для возникновения ледяных жил. Несравненно меньшее значение в формировании структур льда имеют небольшие скользящие движения по плоскостям трещин в ледниках и частичное протаивание смыкающихся впоследствии стенок трещин, обычно заменяющее в «теплых» ледниках образование ледяных жил [2].

Остальные процессы динамометаморфизма, имеющие более существенное значение в формировании ледяных пород, по роду вызывающих их сил, можно разделить на три основные группы:

1) метаморфизм течения,
2) метаморфизм давления,
3) метаморфизм трения.

МЕТАМОРФИЗМ ТЕЧЕНИЯ

Под метаморфизмом течения подразумеваются изменения, испытываемые льдом в процессе пластической деформации сдвига. Это наиболее широко распространенный вид метаморфизма

---

[1] В настоящее время теория движения в ледниковых щитах разработана дальше Д. Ф. Наем (Nye, 1951, стр. 554 и 1952 б, стр. 529).

[2] Изложение теории трещинообразования см. в курсах общей гляциологии и в специальных работах, например M. Lagally (1929, 1933).

во льдах осадочного происхождения, связанный с основным механизмом движения горных ледников и ледниковых покровов — пластическим течением. Метаморфизм течения, как правило, охватывает всю массу ледника за исключением пассивно переносимого верхнего слоя льда мощностью порядка 15—20 м, где веса вышележащего льда недостаточно для возникновения течения. Наиболее сильному метаморфизму подвергаются придонные слои, в направлении же кверху интенсивность процессов течения постепенно затухает в соответствии с уменьшением напряжений (см. стр. 323). Лед, перекристаллизованный в процессе течения, мы будем называть вторично-рекристаллизационным.

Характер метаморфизма этого вида определяется микромеханизмом течения льда. В настоящее время хорошо известны пластические свойства монокристаллов и поликристаллических скоплений множества веществ, в особенности металлов, основанные на внутреннем скольжении и механическом двойниковании кристаллов. При этом взаимные перемещения кристаллов играют второстепенную, подчиненную роль, а плавление и затвердевание вообще не имеют места. Тем не менее многие исследователи приписывают основную роль в механизме течения ледников взаимному перемещению кристаллов льда. Это воззрение отчасти унаследовано со времени, когда между хрупкими и пластическими телами проводилась резкая грань, отчасти же имеет свое основание в близости точки плавления и легкости фазовых переходов во льду.

Точка зрения на течение ледников как на взаимное перемещение раздробленных трещинами частей льда и их смерзание — «режеляцию» — была впервые высказана Д. Тиндалем в 1857 г. Впоследствии Тиндаль признал основными единицами перемещения ледниковые зерна, и в таком виде его взгляды разделял Г. Гельмгольц (1865 г). Того же мнения в общем придерживался А. Гейм (Heim, 1885).

Когда была доказана пластичность самих кристаллов льда (Mc Connel, 1890, 1891; Mügge, 1895, 1899, 1900), взаимные перемещения зерен стали связывать с плавлением подвергающихся повышенному давлению выступов зерен или вообще с наличием пленки жидкой воды между кристаллами. Крайним сторонником движения, обусловленного исключительно режеляционными процессами, был Э. Дригальский (Drygalski, 1897, стр. 487), по существу признававший только движение в жидкой фазе. Некоторые исследователи (Chamberlin T., 1904; Chamberlin R., 1936) продолжали настаивать на жесткости и хрупкости ледяных кристаллов и развивали гипотезу «твердого течения» ледников, якобы целиком обязанного частичному плавлению выступов и подвижкам зерен до более плотной упаковки. Другие исследова-

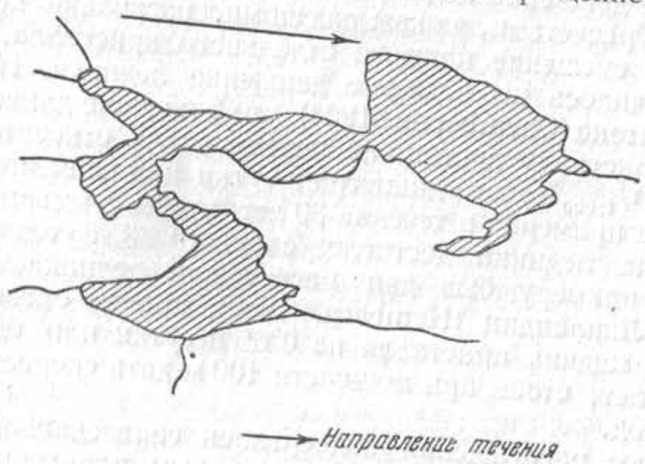
тели (Hamberg, 1895, 1932; Tarr a. Engeln, 1915; Engeln, 1934) признавали некоторую второстепенную роль и за пластической деформацией кристаллов, но главное значение придавали взаимным перемещениям зерен, которые становятся возможными благодаря наличию жидкой пленки солевого раствора и режеляционным процессам. Наконец, третьи (Hess, 1933) приписывали пластичности зерен и их перемещениям примерно одинаковую роль.

Мнение о движении ледников за счет перемещения зерен подкреплялось расчетами, показывающими, насколько небольшим может быть смещение каждого отдельного кристалла, чтобы в сумме получилось наблюдаемое движение ледника. Например, было подсчитано (Chamberlin, 1904), что в леднике длиной 6 миль каждому кристаллу достаточно перемещаться относительно соседнего на $^1/_{10000}$ своего диаметра в сутки или на величину своего диаметра примерно в течение 30 лет, чтобы суммарное движение у конца ледника достигло скорости 3 футов в сутки. По этому примеру был дан расчет для ледника Микка в Шведской Лапландии (Hamberg, 1932), причем оказалось достаточно вращения кристалла на 0°6′ в сутки или одного оборота в 10 лет, чтобы при мощности 100 м дать скорость движения 30 м/год.

Подобные рассуждения подверглись справедливой критике (Hawks, 1930). Обусловленные частичным плавлением взаимные подвижки кристаллов должны иметь своим результатом стаивание выступов в направлении давления и придвижение зерен вплотную к зернам, лежащим впереди. Но тогда результаты единичных движений не могли бы накапливаться у конца ледника, а только сзади, так что ледник длиной в 6 миль имел бы неподвижный конец и двигался бы со скоростью 3 футов в сутки в верховьях, укорачиваясь в процессе движения. После полного взаимного приспособления зерен дальнейшее движение было бы возможно только за счет сплющивания и вытягивания кристаллов в плоскости, перпендикулярной направлению давления, чего в действительности не наблюдается. Во всяком случае, движения зерен не могут объяснить существующей сложной картины распределения скоростей в теле ледника.

Существенное возражение против гипотезы дифференциального движения зерен заключается в том, что относительные перемещения зерен невозможны вследствие очень неправильной формы зерен с взаимным прорастанием друг друга (Hagenbach-Bischoff, 1889). Это возражение тем более серьезно, что, согласно нашим наблюдениям, неправильная взаимно сочлененная форма кристаллов, если развивается, то именно в процессе течения льда. Кристаллы инфильтрационно-рекристаллизационного и инфильтрационного льда сначала бывают округлы и изометричны, но

после течения часто появляются сложные взаимноврощенные формы, сплющенные и вытянутые в направлении движения (фиг. 97). Этот факт противоречит также гипотезе (Deeley a. Fletcher, 1895), согласно которой ледниковые зерна в результате перекристаллизации могут быстро менять свои очертания под малейшими напряжениями таким образом, чтобы скользить друг по другу без разломов. Для тех, кто изучал структуру вторичнорекристаллизационного льда, вряд ли может подлежать сомнению, что если взаимное скольжение или вращение кристаллов



Фиг. 97. Вертикальное сечение кристалла ледникового льда, сформировавшегося в процессе течения.

Зарисовка под микроскопом. ×5

вообще может иметь место, то лишь в качестве второстепенного, несущественного фактора в течении льда.

Противоположные взгляды, усматривающие основу текучести льда в пластической деформации самих кристаллов, были впервые высказаны Э. Гагенбах-Бишофом (1889) и Р. Эмденом (Emden, 1890), а затем развивались О. Мюгге (Mügge, 1899) и Г. Тамманом (Tammann, 1922).

Прямым доказательством того, что течение льда происходит путем скольжения слоев по базисным плоскостям в каждом кристалле, является деформация воздушных включений внутри кристаллов, наблюдавшаяся в Гренландии (Drygalski, 1897), в Альпах (Perutz a. Seligman, 1939) и автором в «холодных» ледниках. Пузырьки воздуха в процессе течения вытягиваются и сплющиваются в направлении внутреннего скольжения, т. е. в базисной плоскости кристаллов. Вместе с тем ввинченные в лед небольшие шурупы не обнаруживают дифференциальных движений, как в фирне, а дают картину равномерной деформации сдвига

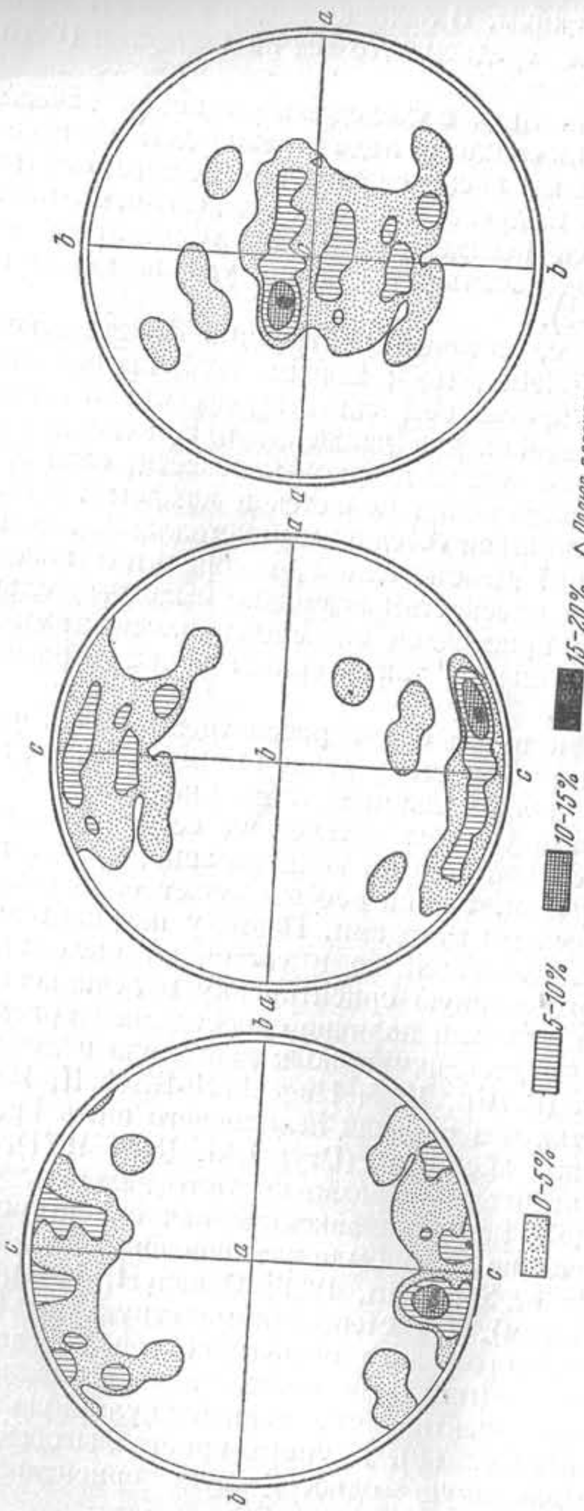
верхних слоев по нижним. В леднике Айгер скорость сдвига за 14 дней составила в среднем 0,78 мм на 1 м/сутки (Perutz a. Seligman, 1939).

Процессы течения льда в «холодных» ледниках качественно отличаются от течения «теплого» льда только в деталях поведения включений, которых мы коснемся ниже. Более того, опыты, проводившиеся с массой из древесины и льда, показали, что механизм деформации остается неизменным и при температуре —25°С, когда плавление под избытком давления уже не может происходить (Perutz, 1948).

Возникает вопрос, который противники пластического течения (Deeley a. Fletcher, 1895; Engeln, 1934) выдвигали в качестве возражения против возможности деформации зерен: как может быть использована для движения пластичность каждого отдельного кристалла только в одной плоскости, если ориентировка плоскости скольжения меняется в каждом кристалле и сдвиг будет задерживаться соседними кристаллами, жесткими в данном направлении? Действительно, беспрепятственное скольжение по базисным плоскостям возможно было бы только при ориентировке всех кристаллов базисными плоскостями в плоскости сдвига. Но именно такая ориентировка и развивается в процессе течения.

По причинам, которые будут рассмотрены ниже, упорядочение ориентировки повидимому редко бывает полным, а между тем, визуально в поляризованном свете упорядочение заметно только тогда, когда выходы оптических осей на стереограмме достигают значительной степени концентрации; что же касается поясной ориентировки, то она вообще может быть обнаружена только статистическими методами. Поэтому неудивительно, что большинство исследователей не в состоянии было визуально обнаружить упорядоченную ориентировку в ледниковом льду. И все же многие отмечали наличие однообразной ориентировки главными осями перпендикулярно к движению и ложу как в горных ледниках (Bertin, 1866; Hagenbach-Bischoff, 1882; Sherzer, 1907 и др.), так и в рукавах ледникового щита Гренландии и в антарктических айсбергах (Drygalski, 1897, 1921), что свидетельствует о значительном развитии этого явления.

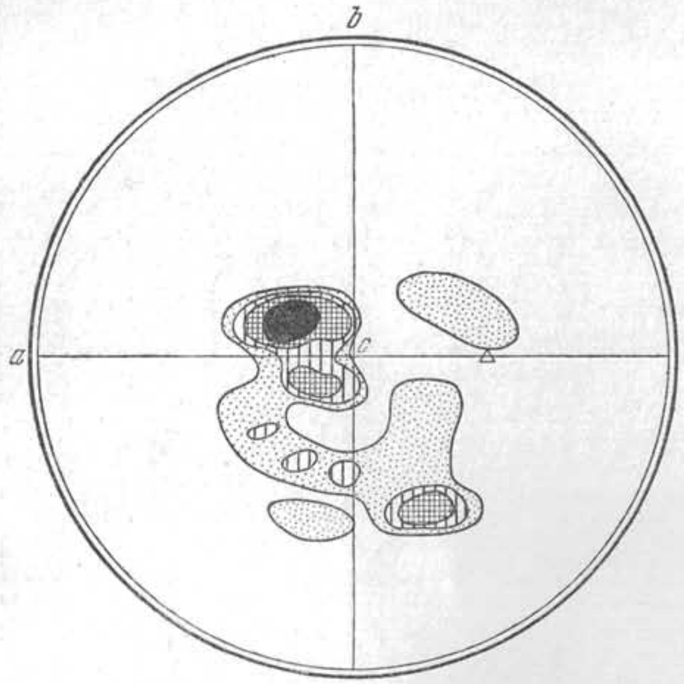
Статистическими методами закономерная ориентировка подвергавшегося течению льда была установлена как в «теплых» ледниках (Perutz a. Seligman, 1939; Demorest, 1941), так и в «холодных» (автором). На стереограмме структуры вторичнорекристаллизационного льда оптические оси иногда группируются полосами, вытянутыми вдоль направления движения, сохраняя в общем ориентировку, перпендикулярную к направлению движения (фиг. 98). Крупные кристаллы обычно имеют более четко выраженную однообразную ориентировку, чем



Фиг. 98. Стереограмма кристаллографической ориентировки «холодного» вторично-рекристаллизационного льда, структура которого изображена на фиг. 24.

мелкие, характеризующиеся бóльшим рассеянием (фиг. 99). Местами наблюдается структура с полупоясной ориентировкой осей перпендикулярно к направлению движения, где оси кристаллов отклоняются от направления *c* до 45° в обе стороны в плоскости *bc* (фиг. 100, 101) [1].

В поликристаллическом агрегате с тесно сомкнутыми зернами последние не только не обладают структурной свободой



Фиг. 99. Стереограмма кристаллографической ориентировки того же образца вторично-рекристаллизационного льда, что и на фиг. 98, построенная только по крупным кристаллам

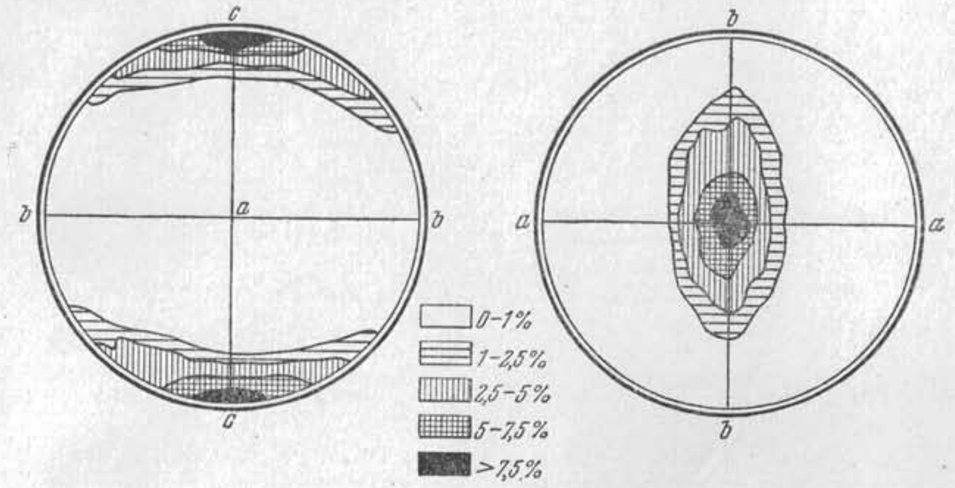
для самостоятельных движений, но и скольжение слоев по базисным плоскостям внутри зерен встречает препятствие со стороны соседних кристаллов, причем пластическое течение тем более затруднено, чем мельче зерна. Поэтому течение, т. е. деформация сдвига поликристаллического льда происходит таким образом, что кристаллы, ориентированные базисной плоскостью в плоскости сдвига, деформируются пластически, тогда как в иначе ориентированных кристаллах имеет место упругий

[1] Некоторые дополнительные данные о структуре ледникового льда см. H. Bader (1951), P. Rigsby (1951), W. Schwarzacher u. N. Untersteiner (1953), стр. 111—145.

Фиг. 100. Структура «холодного» вторично-рекристаллизационного льда с полуопоясной ориентировкой.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

изгиб элементарных базисных пластинок, а при еще более невыгодном положении — и разлом кристалла, т. е. явления катаклаза. Упругий изгиб кристаллов приводит к возникновению оптических аномалий — облачного погасания и двуосности, почти всегда наблюдающихся во льду, подвергавшемся течению. Описанный выше неравномерный спазматический характер течения льда объясняется периодическим накоплением и устранением упругих напряжений в кристаллах.

Зерна, подвергающиеся только пластической деформации, обладают меньшей внутренней свободной энергией и в процессе

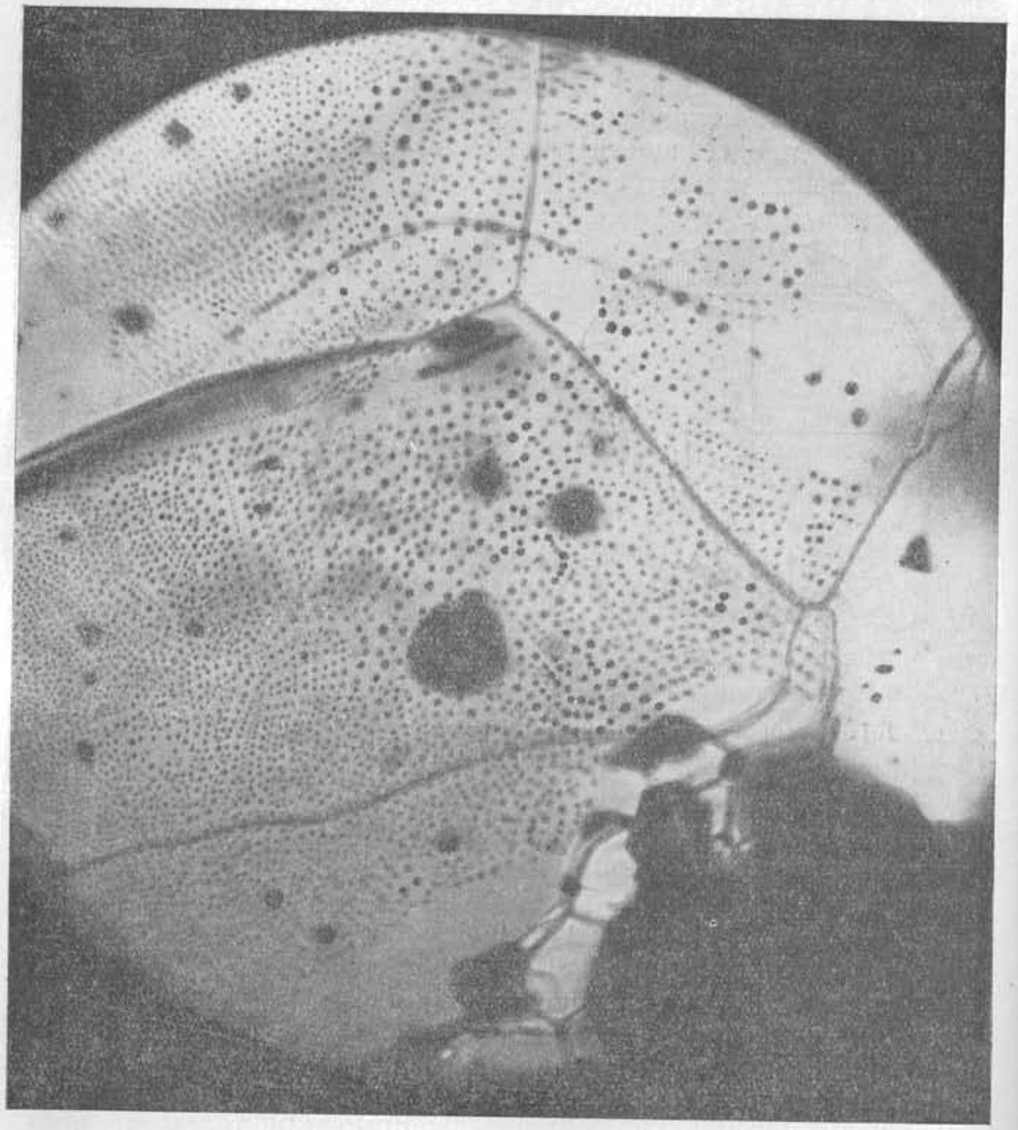


Фиг. 101. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда, изображенного на фиг. 100

рекристаллизации или режеляционной перекристаллизации растут за счет зерен, которые подвергаются упругим деформациям и потому обладают большей свободной энергией (см. стр. 258). Следовательно, растут не бóльшие кристаллы за счет меньших, а благоприятнее ориентированные по отношению к направлению движения в данной части ледника за счет менее выгодно ориентированных. Процесс роста зерен в леднике, как и формирование упорядоченной ориентировки, теснейшим образом связаны с течением льда.

Менее благоприятно ориентированные кристаллы в процессе течения уменьшаются в размерах не только за счет миграционной перекристаллизации в пользу соседних зерен, но и путем распада на меньшие кристаллы близкой ориентировки, способные лучше противостоять воздействующим на них напряжениям. Распад может явиться результатом полигонизации или катаклаза (см. стр. 260—261). По влиянию этих изменений на структуру их можно различить только в тех (повидимому,

редких) случаях, когда катаклаз приводит к образованию открытой трещины, в которую проникает воздух. Тогда после регенерации плоскость бывшей трещины остается видимой благодаря

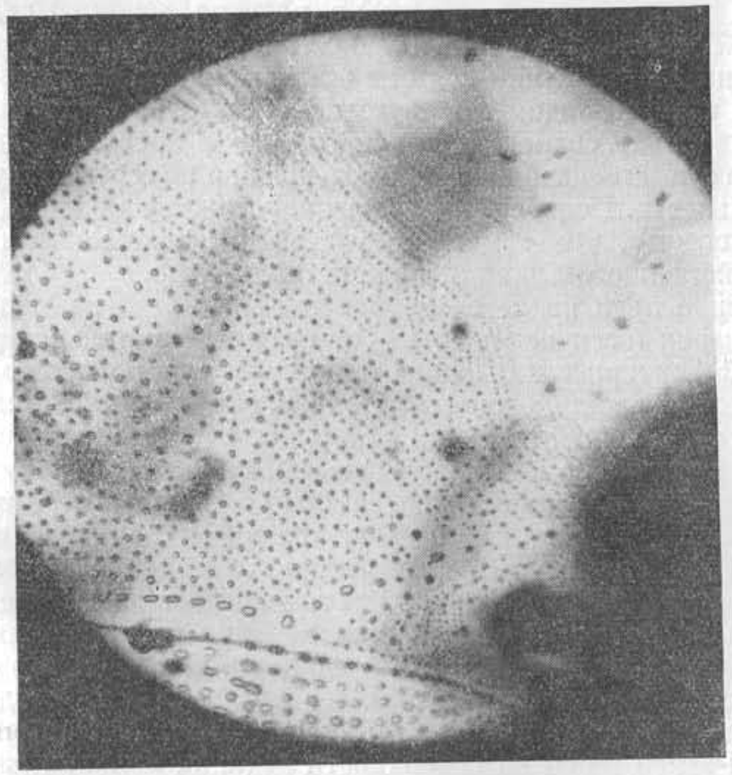


Фиг. 102. Сеть гипогенных воздушных включений в плоскости регенерированной трещины во льду. ×125.
(Фото Б. И. Втюрина)

включенной в лед тонкой сетке мельчайших пузырьков воздуха (фиг. 102, 103). Граница между кристаллами, возникшая в результате катаклаза и особенно полигонизации, отличается от

обычных рекристаллизационных границ только прямолинейностью.

Разлом кристаллов устраняет упругие препятствия для движения. Этим объясняются такие явления, как плавный ход деформации льда при вторичной нагрузке или свойство течения льда, заключающееся в том, что, раз начавшись, оно продолжает-



Фиг. 103. Сеть гипогенных воздушных включений в плоскости регенерированной трещинки во льду. ×125.
(Фото Б. И. Втюрина)

ся под давлением, значительно меньшим, чем требовавшееся для начала течения (Tarr a. Engeln, 1915, стр. 92).

Направление течения в леднике не остается неизменным по отношению к ориентировке движущейся массы льда, а испытывает некоторые отклонения. Кроме того, лед в процессе течения одновременно подвергается сложной системе напряжений, описанной в предыдущей главе. Поэтому полигонизации и катаклазу со временем могут подвергаться и зерна, перед тем выросшие и ориентированные в соответствии с определенным направлением течения. Большое значение при этом имеет то обстоятель-

ство, что чем крупнее кристалл, тем бóльшим напряжениям он подвергается в агрегате и тем больше опасность его раздробления. Поэтому рост зерен в процессе течения не может продолжаться до бесконечности, а после достижения некоторого предела по временам сменяется дроблением. Последнее обычно происходит в тех участках ледника, где лед испытывает наиболее сильные напряжения, например в ледопадах, в связи с чем под ледопадами наблюдается уменьшение размера зерен. Представления Г. Таммана (Tammann, 1929) о том, что благодаря древности оледенения Антарктики вся она покрыта одним монокристаллом льда, в котором видимость разделения на мелкие кристаллы создается только сохранившимися солевыми прослойками вокруг некогда существовавших зерен, совершенно не соответствуют действительности. Подобное заблуждение стало возможным, в частности, потому, что Тамман не учитывал движения ледников и его двойственного влияния на кристаллы льда.

Течение льда является необходимым условием роста ледниковых зерен (если исключить рост путем собирательной режеляционной перекристаллизации, о которой будет сказано ниже). Это с несомненностью доказывается как закономерной кристаллографической ориентировкой вторично-рекристаллизационного льда по отношению к направлению движения, так и отсутствием роста зерен в пассивно переносимой, не текущей верхней коре ледника. Но к росту зерен ведет только медленное и плавное течение, а всякое ускорение деформаций, сопровождающееся усилением напряжений [1], наоборот, вызывает дробление зерен.

Этим в основном объясняется картина распределения размеров зерен в движущемся льде ледников, выясненная в особенности исследованиями последних лет в Альпах и в Скандинавии (Seligman, 1949; Ahlmann a. Droessler, 1949; Mercanton, 1950 и др.). Размер зерен на поверхности ледника в общем растет от верховьев к концу ледника, причем чем длиннее ледник, тем большего размера достигают зерна. В крутых ледниках зерна более мелки, и это, повидимому, обусловлено не только меньшей длительностью процесса паратектонической перекристаллизации, но отчасти и большей интенсивностью напряжений. По тем же причинам в поперечном профиле размер зерен увеличивается от середины к краям.

По прежним наблюдениям (Drygalski, 1897, стр. 483), зерна в ледниках Гренландии едва достигают размеров грецкого ореха и лишь в виде исключения — размеров небольшой груши. Поскольку у концов альпийских ледников в активном льду встре-

[1] Эта оговорка сделана в связи с возможностью другого направления процесса, которая осуществляется в так называемых «голубых лентах» (см. «Режеляционный метаморфизм трения»).

чались кристаллы размером до 14 × 12 × 9 см (Hagenbach-Bischoff, 1882) и весом до 700 г., А. Б. Добровольским (1923, стр. 653) был сделан поспешный вывод о том, что полярные ледники вообще характеризуются более мелкозернистым льдом по сравнению с альпийскими вследствие более низких температур, замедляющих перекристаллизацию. Исследователи Антарктики (Wright a. Priestley, 1922, стр. 107, 124) сочли возможным даже установить прямую зависимость: чем ниже средняя годовая температура местности, тем мельче средний размер зерен в ледниках.

Фиг. 104. Монокристалл льда ледника Б. Караяк в Гренландии.
(Фото И. Георги)

Однако все эти выводы, повидимому, объясняются тем, что вследствие слабого таяния в полярных ледниках редко выходят на поверхность глубинные, подвергавшиеся течению, слои льда. При более детальном исследовании в Гренландии был обнаружен ледниковый лед с зернами размером «с дыню» (фиг. 104). Можно возразить, что в Гренландии глубокие слои льда находятся на точке плавления. Но в исследованных автором «холодных» до дна ледниках размерами меньше альпийских со средними температурами льда до десятка градусов ниже нуля под поверхностной корой кристаллы очень часто достигали 12—16 см в поперечнике (см. фиг. 24) и веса в 500—700 г, что в Альпах встречается очень редко. Средний размер зерен в «теплых» альпийских ледниках нигде не бывает больше 2,5 см, тогда как в сравнительно небольших «холодных» ледниках он часто превышает 5 см.

Отсюда можно сделать вывод о том, что влияние температуры на скорость паратектонической перекристаллизации в пределах от нуля до 10°С не очень велико и перекрывается другими факторами. При температурах —5, —10° С миграционная перекристаллизация во льду, обладающем ничтожной соленостью, надо полагать, идет в основном путем рекристаллизации в твердой

фазе, тогда как при температуре плавления зерна разделены жидкой пленкой, и основную роль должна играть режеляционная перекристаллизация.

Таким образом, приведенные данные о размерах зерен «теплых» и «холодных» ледников свидетельствуют о том, что рекристаллизация при более низкой температуре происходит в твердой фазе по меньшей мере примерно с той же скоростью, что и в случае промежуточного перехода через жидкую фазу при температуре таяния. Возможно, это связано с более быстрым накоплением солей между кристаллами «теплого» льда, а соли, согласно наблюдениям Г. Таммана (см. стр. 252), замедляют перекристаллизацию.

Различие в процессах паратектонической перекристаллизации в «холодном» и «теплом» льду больше всего сказывается в поведении включений. Миграционная рекристаллизация льда в твердой фазе не оказывает никакого влияния на твердые и газообразные включения, что было замечено еще в конце прошлого века (Deeley a. Fletcher, 1895). Перемещающаяся граница кристаллов обходит включение со всех сторон, и оно постепенно меняет свое место по отношению к кристаллам: из одного кристалла переходит в другой, с границы внутрь кристалла и т. д. Таким образом, твердые соли в гипоэвтектике во время рекристаллизации не перераспределяются.

Иначе ведут себя жидкие солевые прослойки. Во время режеляционной перекристаллизации в перемещающуюся жидкую пленку между зернами попадают изолированные солевые включения, располагавшиеся прежде внутри зерен, вследствие чего толщина пленки при данной температуре увеличивается. После достижения солевыми пленками известной толщины при температуре таяния становятся возможными очень медленная миграция раствора вниз, вынос его с талой водой по каналам стока и трещинам и постепенное освобождение льда от соли. На основании 50 электрометрических определений общей минерализации льда ледников Швейцарии было установлено (Renaud, 1949), что у конца ледников как центральные части кристаллов льда, так и жидкие пленки между кристаллами обладают меньшей соленостью, чем в фирновой области.

Лед холодных ледников, температура которых на несколько градусов ниже нуля, не представляет собой гипоэвтектики, так как наиболее распространенные соли имеют значительно более низкую эвтектическую температуру. Но так как содержание жидкой фазы во льдах осадочного происхождения при температурах ниже —1, —2° С становится ничтожно мало, то соли, вероятно, образуют не сплошную пленку, а лишь изолированные включения между кристаллами. Кристаллы частично соприкасаются между собой непосредственно, и это дает возможность

происходить процессам рекристаллизации в твердой фазе, а изолированные жидкие включения тогда огибаются границами зерен так же, как и твердые или газообразные. Этим, повидимому, и объясняется сравнительно большая скорость перекристаллизации подвергающегося течению «холодного» льда.

В процессе паратектонической перекристаллизации воздушные включения не меняют своей формы и взаимного расположения, — изменяется только положение их по отношению к кристаллам льда. Кроме того, во время течения льда они могут деформироваться вместе с содержащим их кристаллом, расплющиваясь в направлении сдвига. Поэтому слоистость и другие первичные текстурные особенности, обусловленные расположением включений воздуха, во вторично-рекристаллизационном льду в общем сохраняются, но становятся менее отчетливо выраженными и совершенно теряют связь со структурой. Прослойки пузырчатого льда пронизывают отдельные части крупных монокристаллов и переходят в соседние кристаллы, тогда как другая часть кристалла остается совсем прозрачной или содержит пузырьки другой формы и иного генезиса. Благодаря этому характерной чертой вторично-рекристаллизационного льда является то, что типично интерсертальные по самому способу своего образования воздушные включения (например, остатки фирновых пор) в нем оказываются расположенными внутри кристаллов.

Не всегда воздушные пузырьки во вторично-рекристаллизационном льду сильно сплющены, но даже в том случае, когда наблюдается полное расплющивание, основные типы пузырьков — простые автогенные формы и ветвистые гипогенные — могут быть различены по узким боковым отросткам, сохраняющимся у последнего из этих типов.

В процессе течения лед сначала медленно погружается внутрь ледника в области питания, а затем постепенно вытаивает на поверхность в области убыли. При этом он сначала попадает в условия все более высокого всестороннего давления (в крупных ледниках и ледниковых щитах — до 100—150 ат), а затем давление уменьшается. Это влечет за собой некоторые особенности в поведении воздушных включений во льду, которые можно рассматривать как косвенные последствия метаморфизма течения, поскольку течение представляет основу движения ледников.

По мере погружения льда в области питания воздушные пузырьки сжимаются льдом, объем их уменьшается, а давление воздуха повышается почти до величины внешнего давления. По мере уменьшения нагрузки в области убыли происходит обратный процесс — расширение пузырьков, который протекает по-разному в «холодном» и «теплом» льдах.

В «холодном» льду процесс сжатия и последующего расширения пузырьков воздуха не является полностью обратимым,

так как лишь незначительная часть работы затрачивается в нем на упругое изменение объема, бóльшая же часть идет на пластическую деформацию льда. Для обратного расширения давление воздуха на стенки небольших и рассеянных по всей массе льда пузырьков должно преодолеть большое сопротивление внутреннего трения, возникающего при всестороннем расширении льда. Поэтому в «холодном» льду после устранения внешнего давления в пузырьках сохраняется большой избыток давления. Во льду ледника Сторстрём было установлено давление в 8,4—10 ат (Koch u. Wegener, 1912). Почти такое же давление воздуха (до 9 ат) со значительно большей точностью было измерено автором во льду донных слоев сравнительно небольших холодных ледников, причем интересная особенность заключалась в больших колебаниях давления в соседних слоях с пузырьками разных количеств и размеров.

В «теплом» льду процесс расширения воздушных пузырьков идет иначе (Bader, 1950). По мере погружения льда в области питания вода на стенках пузырьков должна замерзать, так как давление в них меньше, чем внешнее давление на лед. Следовательно, «адиабатическая» вода в погружающемся льду будет появляться не в пузырьках воздуха, а на границах между кристаллами. В отличие от этого во время вытаивания льда на поверхность расширение пузырьков происходит за счет таяния окружающего льда, сопровождающегося уменьшением объема на 9,08%. При уменьшении гидростатического давления температура льда повышается от теплоты, выделяющейся замерзающей «адиабатической» водой, но в то же время благодаря избытку давления воздуха стенки пузырьков тают, и воздух оказывается заключенным в водяной оболочке, содержащей часть воздуха в растворенном состоянии. Такие «водяные сумки» вокруг пузырьков описал еще Д. Тиндаль (Tyndall, 1858), наблюдавший их во льду, который не подвергался действию солнечной радиации.

Давление воздуха p_1 в пузырьках с «водяной сумкой» можно определить, проколов лед у нижнего отверстия сумки и измерив увеличение диаметра пузырька:

$$p_1 = p_{ат} \frac{d_{ат}^3}{d_1^3},$$

где $p_{ат}$ — атмосферное давление;
d_1 — первоначальный диаметр пузырька;
$d_{ат}$ — диаметр пузырька после прокалывания льда.

По мере таяния льда и образования «водяной сумки» пузырек расширяется, но все бóльшая часть воздуха переходит в раствор. По отношению объемов воздуха в пузырьке и воды в его

«водяной сумке» можно вычислить первоначальное давление воздуха до таяния стенок пузырька[1].

В связи с этим характерной особенностью вытаявшего на поверхность ледника «теплого» льда является небольшое избыточное давление воздуха в пузырьках. Во льду ледника Маляспина давление воздуха колебалось в пределах 1—2 ат (Bader, 1950), а во льду одного из альпийских ледников давление воздуха оказалось равным всего 0,5 ат (Mercanton, 1918). Еще более интересно то, что первоначальное давление воздуха до таяния стенок пузырьков во льду ледника Маляспина также оказалось равным всего 1,6—2,3 ат, несмотря на то, что лед был взят у конца очень мощного ледника и, по оценке исследователя, подвергался в леднике давлениям порядка 50 ат. Тем не менее «теплый» лед, повидимому, так же как и холодный, не проницаем для воздуха, который не имеет выхода из ледника, а уменьшение давления достигается своеобразным механизмом расширения льда.

Воздушные пузырьки в «теплом» льду обладают повышенным давлением воздуха и «водяными сумками», только если они расположены внутри кристаллов. Когда перемещающаяся в процессе перекристаллизации граница кристаллов достигает «водяной сумки» пузырька, избыточное давление пузырька вгоняет воду в межгранулярную пленку, где избыток ее и замерзает на стенках кристаллов, раздвигая их. Благодаря этому пузырек воздуха освобождается от «водяной сумки» и расширяется. Это повторяется при каждом прохождении границы зерен через воздушный пузырек. Пузырчатый лед ледника Маляспина в процессе вытаивания на поверхность увеличивается в объеме описанным образом на 2,5% (Bader, 1950).

Структура вторично-рекристаллизационного льда является ориентированной кристаллобластической, преимущественно гранобластической, но иногда с удлинением и сплющиванием зерен в плоскости сдвига, приближающими ее к лепидобластической. Зерна — неправильной зазубренной формы, более крупные, чем в первично-рекристаллизационном и других первичных типах осадочно-метаморфических льдов, до 15 см и больше в поперечнике. Преобладающая ориентировка главных осей перпендикулярна к направлению движения, от линейной до полупоясной. Лед всегда в той или иной степени катаклазирован и характеризуется наличием оптических аномалий.

Текстура и сложение вторично-рекристаллизационного льда в общем реликтовые, первичные, более или менее затемнен-

[1] Способ измерения и вычисления, разработанный Г. Бадером, не приводится, так как проще и точнее заморозить образец и измерить давление по методу, описанному на стр. 145.

ные деформацией (расплющиванием) воздушных включений, а также изменениями их формы в процессе образования и уничтожения «водяных сумок» в «теплом» льду. Текстура совершенно не связана со структурой; гипогенные включения теряют интерсертальное расположение, проникая внутрь кристаллов. Количественно вещественный состав породы соответствует первичному за исключением некоторого опреснения «теплого» льда. Давление включенного воздуха повышенное: в «теплом» льду — незначительно, а в «холодном» — до десятка атмосфер, в зависимости от глубины, на которую лед опускался в теле ледника. По данным о давлении включенного воздуха можно определить объемный вес породы в момент превращения ее из фирна в лед (см. стр. 147), что помогает расшифровать первичную структуру льда.

МЕТАМОРФИЗМ ДАВЛЕНИЯ

Ориентированное давление на лед в зависимости от его величины и скорости нарастания, температуры и возможности бокового расширения льда приводит к совершенно различным результатам. Основными типами метаморфизма давления являются катаклаз, течение выдавливания и временное плавление — режеляция льда.

Катаклаз льда под давлением

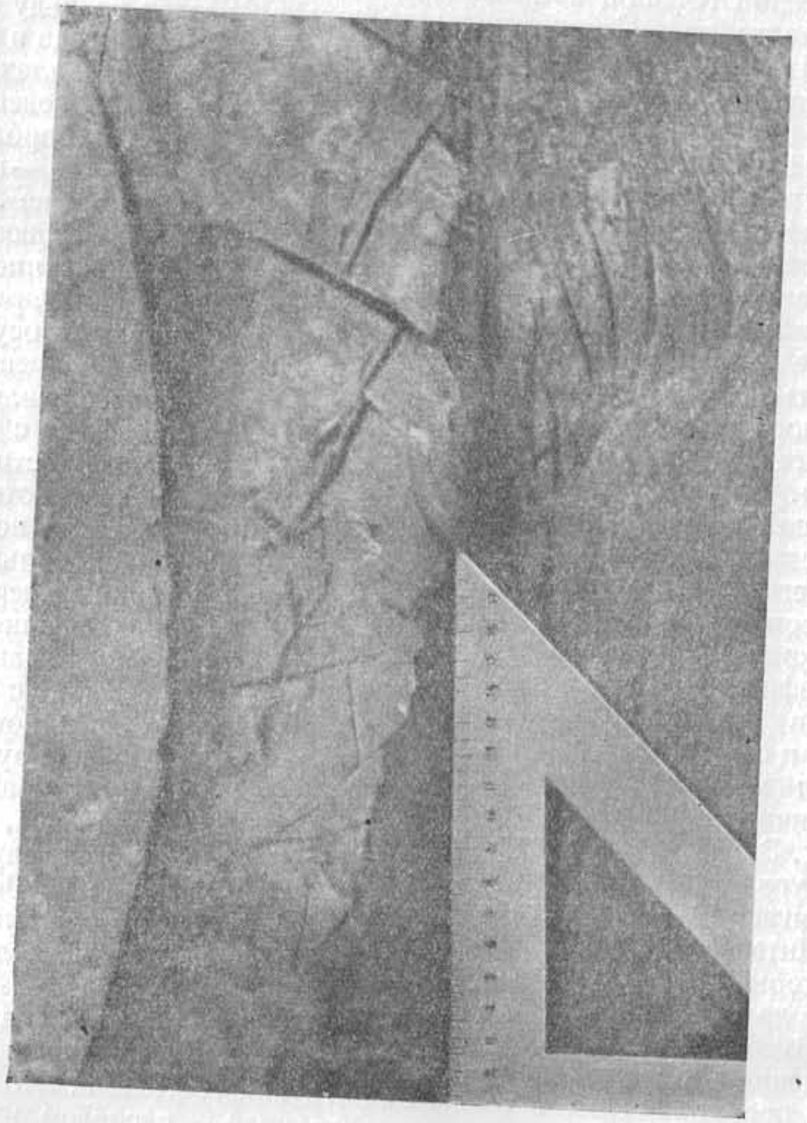
Под катаклазом в петрографии подразумеваются изгибы, растрескивание или полное раздробление некоторых (а иногда и всех) составных частей горной породы под влиянием динамических процессов. Слабый катаклаз во льду проявляется в облачном погасании в поляризованном свете с анализатором и в оптической двуосности, что является результатом изгибов базисных пластинок льда; более сильный катаклаз, кроме того, выражается в распаде крупных кристаллов на группы более мелких, а дальнейшее усиление достаточно быстро нарастающего ориентированного давления при возможности беспрепятственного бокового расширения ведет к разлому, дроблению и торошению льда. Напротив, в условиях медленного нарастания ориентированного давления или затрудненности бокового расширения (при наличии всестороннего давления) лед не дробится, а течет, — возникает течение выдавливания. Но даже при сохранении сплошности массы льда сильные деформации, в частности выдавливание льда через отверстия, как показали эксперименты, вызывают распад крупных кристаллов на группы мелких, что иногда сопровождается значительным изменением кристаллографической ориентировки (см., например, Tarr a. Engeln, 1915, стр. 90).

Как следует из изложенного выше, катаклаз без нарушения связности породы является существенной составной частью метаморфизма течения, вызываемого как деформацией сдвига, так и выдавливания. Самостоятельную роль он играет во льду некоторых повторных жил (см. стр. 215). Медленно, из года в год нарастающее боковое давление в повторных ледяных жилах не может привести ни к изломам и дроблению, ни к возникновению течения выдавливания вследствие слишком большого сопротивления расширению льда в перпендикулярном к давлению — вертикальном — направлении. Выдавливанию подвергается не лед, а более пластичная, — точнее — менее вязкая — вмещающая мерзлая порода, которая при этом сминается в складки, а иногда разбивается трещинами на ряд блоков, испытывающих взаимные перемещения (фиг. 105). Поскольку выдавливание может осуществляться только кверху, сопротивление выдавливанию вмещающей породы внизу возрастает, вследствие чего боковое давление в эпигенетических повторных ледяных жилах нарастает с глубиной. В «сингенетических» жилах боковое давление достигает большой величины преимущественно в тех участках, которые прорезают более жесткие песчанистые слои вмещающих пород. В частях повторных ледяных жил, подвергавшихся сильному боковому давлению, значительная часть более крупных первичных кристаллов распадается на группы мелких с близкой кристаллографической ориентировкой и прямолинейными границами, в результате чего возникает *катакластическая* или *псевдопорфировая структура*, в которой среди мелких раздробленных зерен сохранившиеся крупные первичные кристаллы выглядят как порфировидные вкрапленники. Значительная часть кристаллов оптически двуосна, средний угол оптических осей всех кристаллов в некоторых случаях достигает 10—12°, а в отдельных кристаллах доходит до 30—50°.

Интересно, что исключительно сильные изгибы кристаллов повторножильного льда не ведут к росту одних кристаллов за счет других.

Вместе с тем оптическая двуосность не обнаруживает никакой тенденции к уменьшению даже после длительного (до четырех лет) пребывания в свободном от нагрузки состоянии. Это явление объясняется сильной полигонизацией — распадом изогнутых кристаллов на ряд мелких блоков с очень близкой ориентировкой, не различимых в поляризованном свете, но вследствие одновременного попадания в поле зрения микроскопа дающих видимость двуосности. Только такая псевдодвуосность, не связанная с наличием упругих напряжений в решетке, давно релаксировавших в процессе полигонизации, может сохраняться длительное время. Естественно, что такие процессы не ведут к росту кристаллов, как во льду, подвергающемся течению.

Характерной особенностью льда повторных жил, который подвергался боковому давлению, превышающему его предел



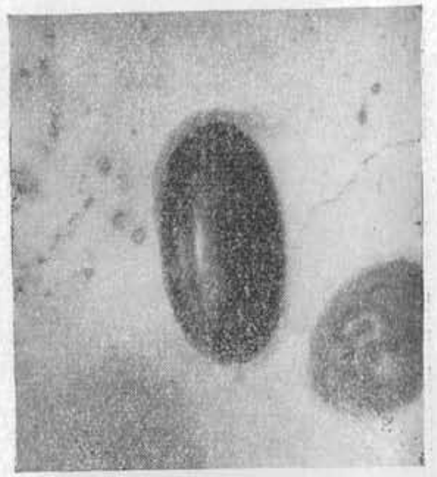
Фиг. 105. Вертикальное сечение контакта повторной ледяной жилы с вмещающей мерзлой породой. Темное—лед, светлое—мерзлая порода. Серия поперечных сбросов между главным телом жилы и апофизой.
(Фото Б. И. Втюрина)

упругости, является вторичное сжатие включений воздуха в нем. Давление включенного во льду воздуха в некоторых частях повторных жил достигает 1,5—1,7 ат. Это сопровождается сплю-

щиванием воздушных пузырьков, приобретающих форму дисков, ориентированных в плоскости жилы, т. е. перпендикулярно к направлению давления (фиг. 106).

Подобная же деформация воздушных пузырьков должна происходить в «теплом льду» даже под меньшим давлением.

В. Томсон (Thomson, 1858) показал теоретически и экспериментально, что вследствие снижения температуры плавления под давлением все водные полости и воздушные пузырьки во льду должны сплющиваться в плоскостях, перпендикулярных к направлению давления. Это происходит вследствие местных различий в давлении, создаваемых пузырьками. Если два пузырька расположены по линии давления, то между ними давление ослаблено, а вокруг — повышено, если же они расположены на линии, перпендикулярной к давлению, то, наоборот, перегородка между ними подвергается повышенному давлению, а окружающий лед — пониженному. В обоих случаях пузырьки сплющиваются, в первом случае разделяясь более толстой намерзающей перегородкой, а во втором — разрастаясь друг другу навстречу. То же будет происходить и при косом расположении пузырьков. Томсон ошибочно полагал, что таким образом объясняется возникновение слоистости или полосчатости ледникового льда, упуская из виду, что речь идет только о деформации пузырьков, а не о их перераспределении во льду. Упомянутые особенности строения ледникового льда имеют или осадочное происхождение, или тектоническое, но связанное с деформациями сдвига, а не давления.



Фиг. 106. Сплющенный боковым давлением дискообразный пузырек воздуха во льду повторной ледяной жилы. ×20.
(Фото Б. И. Втюрина)

Катаклаз льда с разрушением породы — разлом, дробление и торошение под влиянием тангенциального сжатия — из всех ледяных пород имеет место исключительно в ледяных покровах вод, отличающихся от льдов суши малой мощностью и, следовательно, возможностью изгиба и бокового расширения, а с другой стороны, большой скоростью нарастания давления, вызываемого внешними динамическими воздействиями. Лишь в редких случаях наблюдалось торошение сталкивающихся пловучих концов ледников.

Медленное боковое сжатие ледяного покрова сначала приводит к образованию пологих складок, которые после перехода некоторого предела взламываются в замках (фиг. 107). Значительно более крупные валы и вздутия, вызывающие сильное растрескивание льда, наблюдаются в местах столкновения или слияния под углом ледников, в особенности их краевых частей небольшой мощности. В пловучих ледниковых шельфах Антарктики отмечалось наличие вызванных тангенциальным

Фиг. 107. Двойная брахиантиклиналь морского льда, образовавшаяся под напором выступа ледника.
(Фото Н. В. Черепанова)

давлением рядов крупных пологих волн, тянущихся на сотни километров (Bucher, 1942).

Разломы и торошение ледяного покрова вод от сжатия часто начинаются с самой ранней стадии льдообразования и периодически возобновляются в течение всего времени его роста и существования. По форме ледяных нагромождений Н. Н. Зубов (1944) различает три вида торошения, которые всегда в той или иной степени сопутствуют друг другу:

1) надвигание плоских льдин, особенно характерное для молодого тонкого льда и дающее *набивные торосы*;

2) взлом и выдавливание до наклонного или вертикального положения крупных льдин, образующие *торосы взлома*;

3) раздробление краев льдин на мелкие обломки и нагромождение гряд или валов, в результате чего возникают *торосы раздробления*.

В море высота торосов достигает 5—7 м, иногда 13 м над уровнем воды, а у ледяных нагромождений на мелководье — стамух — соответственно 15—20 и даже 40 м. На реках и озерах торосы имеют меньшую высоту.

Между дроблением льдин и нагромождением торосов или смерзанием ледяных обломков иногда проходит время, достаточное для округления движущихся и вращающихся кусков льда. После смерзания такой ледяной покров представляет собой тектоническую брекчию или конгломерат, сцементированные конжеляционным льдом последующих генераций (см. стр. 189—190). Разлому и дроблению обычно предшествуют или сопутствуют механические повреждения кристаллов различных частей льда, которые внешне сохранили свою целостность; поэтому в наторошенном, подвергавшемся сильным сжатиям ледяном покрове вод первые генерации льда нередко имеют катакластическую или псевдопорфировую структуру. У кристаллов морского льда наблюдалась оптическая двуосность с углами оптических осей до 20° (Головков, 1936).

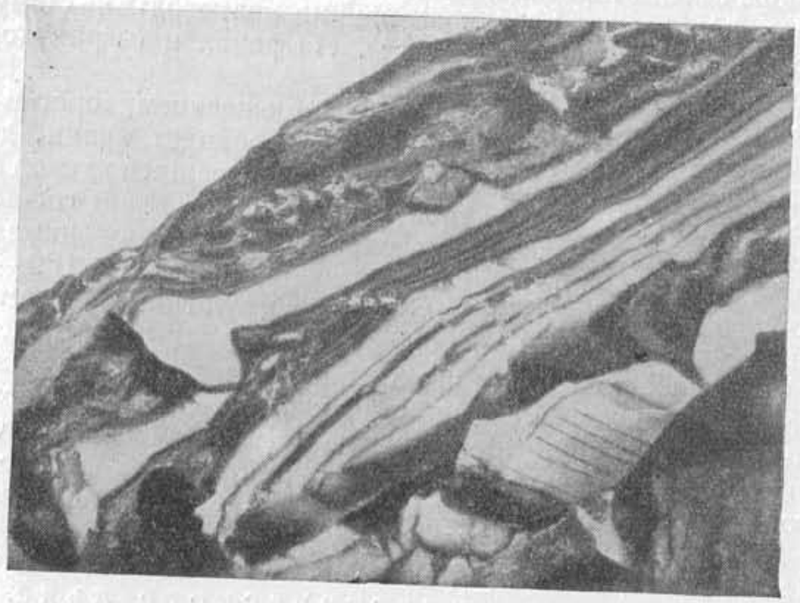
Ледяные покровы этого рода можно объединить в тип *компрессионно-катакластического льда*.

Течение выдавливания

Течение выдавливания во льду возникает под влиянием ориентированного давления с возможностью бокового расширения при достаточно медленном для избежания раздавливания нарастании давления или при наличии препятствующего дроблению всестороннего давления. Направление истечения в этом случае перпендикулярно давлению. Течение выдавливания имеет место в отдельных участках тела ледников, где по каким-либо причинам создается избыточное одностороннее давление. Часто оно сопровождается интенсивным складкообразованием с возникновением *макрофлюидального полосатого сложения*, заметного обычно только по расположению прослоек минеральных включений или воздушных пузырьков (фиг. 108).

Чаще всего течение выдавливания и складкообразование имеют место в придонных слоях ледников вследствие препятствий нормальному течению со стороны выступов ложа и скоплений моренного материала во льду. Г. Каролю (Carol, 1943 и др.) удалось непосредственно наблюдать течение выдавливания над выступом ледникового ложа. При общей скорости движения льда у ложа 36,8 см/сутки донный слой льда мощностью 88 см,

сжатый скальным выступом ложа, выдавливался над препятствием со скоростью 71,8 см/сутки, т. е. вдвое больше нормальной. К сожалению, описание автором самого льда в этом слое



Фиг. 108. Придонная часть ледника с макрофлюидальным полосатым сложением.

(Из Koch u. Wegener, 1930)

(«консистенция, близкая к сыру») мало дает для понимания изменений, которым он подвергался. Важно только, что изо льда по бесчисленным капиллярам (повидимому, границам зерен) сочилась вода.

Режеляционный метаморфизм давления

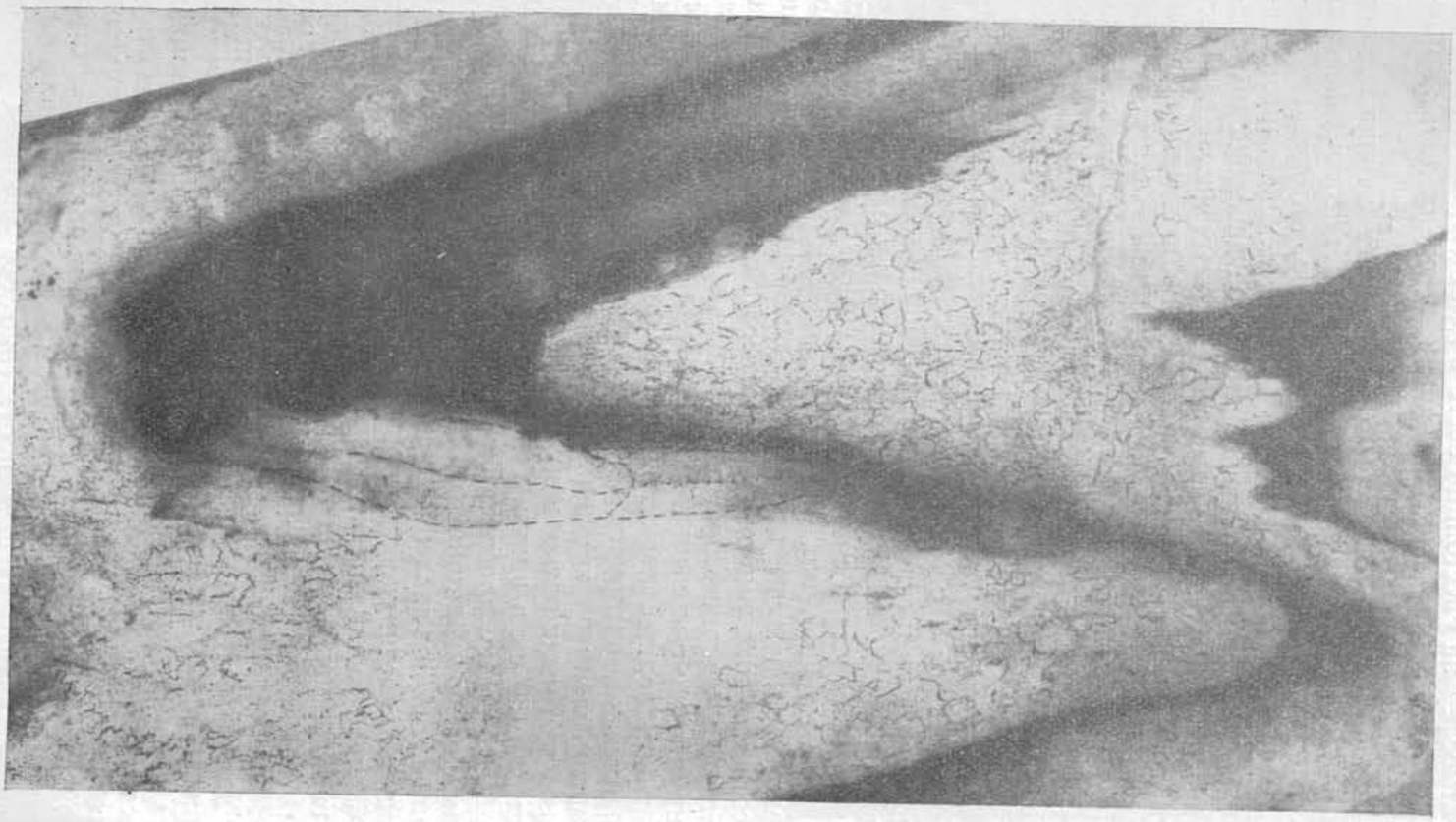
Под влиянием достаточно сильного и быстро нарастающего ориентированного давления отдельные участки льда, пластичность которых уменьшена примесью минеральных включений, не в состоянии устранять избыток давления с помощью течения выдавливания и подвергаются плавлению. Повидимому, это является широко распространенным явлением в придонных слоях ледников, перегруженных мореной и подверженных тормозящему действию выступов ложа. Благодаря пульсирующему характеру движения льда в придонных участках повышенной вязкости, обусловленной примесью морены, периодически происходит плавление льда, снятие избыточного напряжения и новое замерзание. Местные различия в давлении могут достигать

многих атмосфер на расстоянии всего в доли метра. Плавление значительных участков льда в придонных слоях доказано не только в «теплых», но и в «холодных» ледниках.

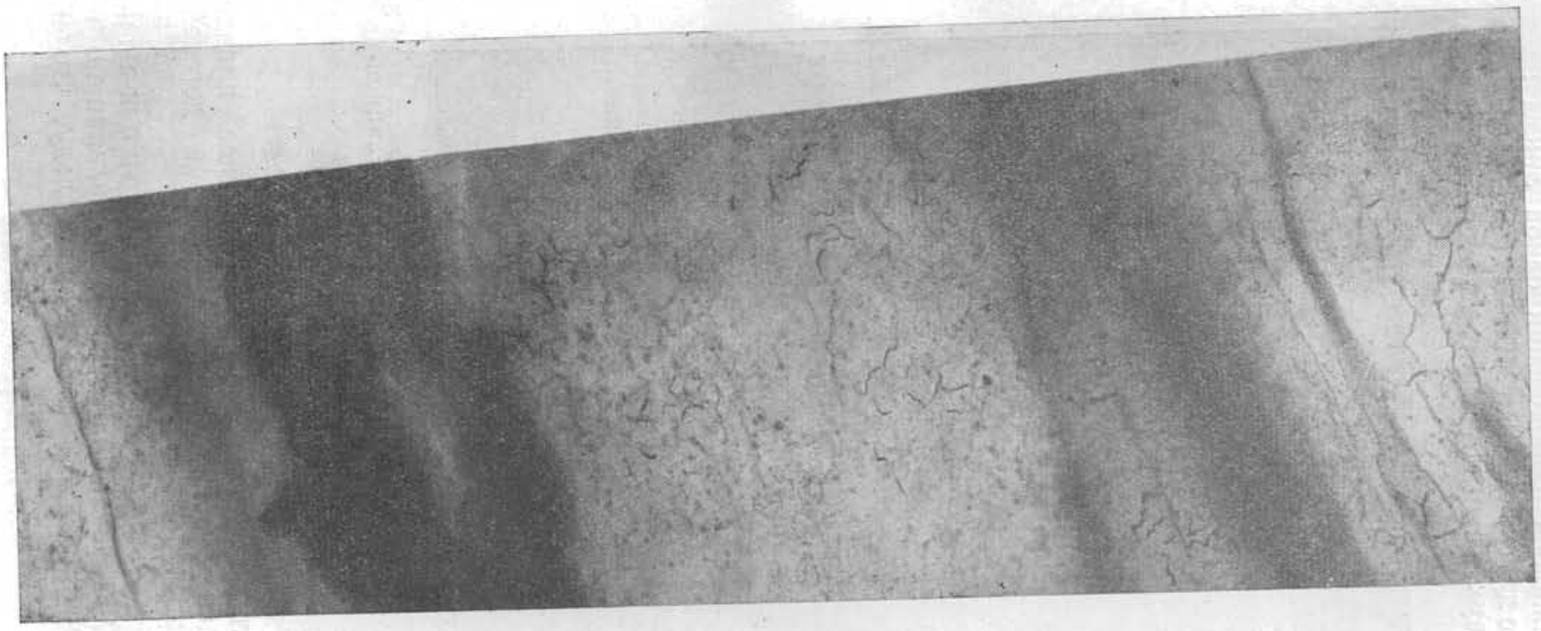
Главный интерес эти процессы представляют с точки зрения механизма эрозионной деятельности ледников, которому должно очень способствовать морозное выветривание, интенсивно происходящее благодаря замерзанию в трещинах ложа переохлажденной талой воды, освобождающейся из-под давления и стекающей вниз. На плавление льда под избыточным давлением расходуется большое количество тепловой энергии, понижающей температуру донного слоя ледника и создающей температурный градиент и поток тепла из ледника вниз, к донному слою. Таким образом создается механизм эрозионной работы ледника, расходующий не только кинетическую, но и тепловую энергию движущегося льда.

Но плавление льда под избыточным давлением представляет некоторый интерес и с точки зрения петрологии льда, так как этот процесс ведет к формированию особой разновидности льда, которую мы будем называть *компрессионно-режеляционным льдом*. Это продукт плавления участков льда в теле ледника под избытком давления и последующего замерзания талой воды после устранения избытка давления. Компрессионно-режеляционный лед залегает внутри или под массами вторично-рекристаллизационного льда в виде более или менее крупных *режеляционных линз*. В придонных горизонтах холодных ледников, на расстоянии до нескольких метров от ложа, автору встречались группы линз в содержащих морену слоях на крыльях пережатых складок (фиг. 109).

Линзы достигали нескольких метров в длину по простиранию складки, 20—30 см в ширину и нескольких сантиметров в толщину. Часть линз превратилась в пустотелые полости лишь с тонким слоем режеляционного льда на стенках, так как переохлажденная вода под давлением успевала вытечь из них в продольные трещины ледника, где замерзала, образуя обыкновенные жилы. Заполняющий другие линзы лед имел радиальную столбчатую гипидиоморфно-зернистую структуру, близкую к структуре быстро кристаллизовавшегося конжеляционного жильного льда. Кристаллы росли от стенок линзы к центру, встречаясь друг с другом по четко выраженной осевой плоскости. Кристаллизация в линзах начиналась большей частью самопроизвольно, без связи со структурой вмещающего льда. Лед пронизан множеством трубчатых воздушных пузырьков типа ориентированного прорастания, указывающих на рост от периферии к осевой плоскости линз. Некоторые линзы имели сложное строение, свидетельствующее о двукратном и больше плавлении и замерзании, захватывавшем постепенно все меньшие участки

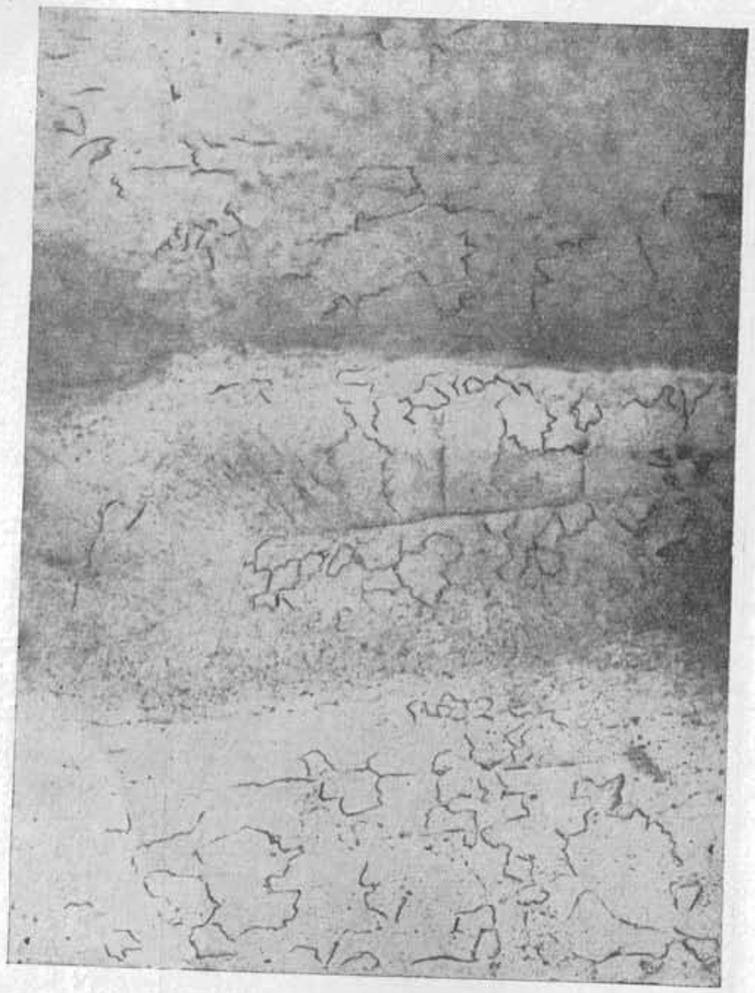


Фиг. 109. Пережатая складка с интенсивной плойчатостью в замках. Сечение в плоскости *ac*.
Темное—прослойки моренного материала, в замках смятые в виде гармоники. Оконтурена режеляционная линза. Уменьш. вдвое.
(Фото Н. В. Черепанова)



Фиг. 110. Сечение той же складки, что на фиг. 109, в плоскости *ab*.
В одном крыле складки между моренными прослойками — конец режеляционной линзы, в другом крыле — небольшой валун.
Уменьш. вдвое.
(Фото Н. В. Черепанова)

льда, что выражалось в наложении одной линзы на частично переплавленную другую. На фиг. 109—111 представлены контактные снимки двух взаимно перпендикулярных сечений части

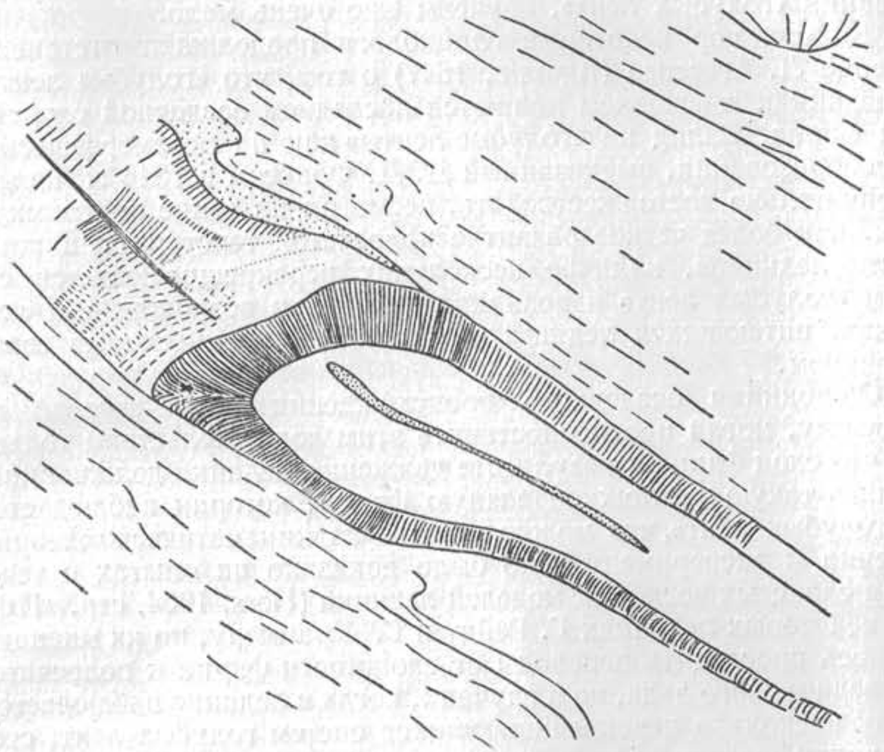


Фиг. 111. Сечение средней части той же режеляционной линзы в плоскости *ab*.
Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

режеляционной линзы, испытавшей двукратное плавление, а на фиг. 112 дана схематическая зарисовка деталей ее строения под микроскопом.

Давление воздуха во льду режеляционных линз оказалось на 3—5 ат выше давления во вмещающем вторично-рекристаллизационном льду, что и яв-

ляется отличительной особенностью компрессионно-режеляционного льда. Плавление льда исследованных режеляционных линз происходило при температуре ниже — 0,05° С под давлением не менее 7 ат.



Фиг 112. Схематическая зарисовка деталей строения той же режеляционной линзы под микроскопом.

МЕТАМОРФИЗМ ТРЕНИЯ

Вторичный результат пластического течения ледникового льда — дифференциальное движение по внутренним плоскостям в леднике — имеет своим последствием возникновение вдоль плоскостей движения явлений, не свойственных всей массе участвующего в течении льда. Движение может концентрироваться по резко очерченным плоскостям разрыва или же по более или менее широким зонам повышенной пластичности, не сопровождаясь нарушением сплошности льда. В первом случае, когда процессы развиваются в направлении дислокационного метаморфизма, результатом является образование зеркал скольжения, а иногда брекчий трения и милонитизированных зон. Во втором случае эффект трения, повидимому, не столько механический, сколько тепловой, процессы развиваются в направлении режеля-

ционного метаморфизма, и результатом является образование слоев прозрачного голубого льда, так называемых «голубых лент», или полос. Причины, обусловливающие то или иное направление метаморфизма трения, как и детали механизма образования «голубых лент», изучены еще очень мало.

До сих пор некоторые гляциологи продолжают отстаивать мнение Л. Агассиза (Agassiz, 1847) о том, что «голубые ленты» в ледниках в основном являются наследием осадочной слоистости фирна. Взляд на «голубые ленты» как на метаморфические новообразования, высказанный Д. Д. Форбсом в 1844 г., не мог окончательно восторжествовать, несмотря на такие подтверждения, как более четкое развитие полосчатой текстуры в нижней части ледников, наличие нескольких перекрещивающихся систем «голубых лент» и возникновение их в возрожденных ледниках, питающихся ледяными обвалами и не имеющими связи с фирном.

Сторонники осадочного происхождения полосчатости, по существу, могли противопоставить этим доказательствам только то, что слои фирна в результате движения ледника должны принимать такую же ложкообразную форму, которая наблюдается у «голубых лент», что можно вывести из кинематической теории течения и экспериментально было доказано на опытах с течением слоистых восковых моделей ледника (Hess, 1904, стр. 170). На некоторых ледниках Г. Рейду и Г. Краммеру, по их мнению, удалось проследить переходы от слоистости фирна к полосчатости ледникового льда, но в случаях, когда в леднике наблюдается сразу несколько перекрещивающихся систем голубых лент, сторонникам осадочного их происхождения приходилось либо просто отрицать факты, либо принимать часть лент за деформированные течением конжеляционные жилы или рубцы регенерированных трещин.

Этот длительный спор мог быть разрешен только методами структурной гляциологии, дающими возможность установить происхождение той или иной структуры в каждом отдельном случае. Залегание осадочной слоистости в ледниках действительно очень близко к залеганию полосчатости, но с помощью петрографического исследования их всегда можно различить.

Дислокационный метаморфизм трения

Признание существования особого механизма движения ледников по внутренним плоскостям скольжения, которое вынуждены были сделать даже приверженцы вязкого течения ледников, явилось заслугой главным образом исследований Г. Филиппа (Philipp, 1920, 1932). Филипп доказал, что плоскости разрывов широко распространены не только в арктических ледниках, но

и в очень тщательно изученных ледниках Альп, где на них прежде не обращали внимания.

Плоскости разрывов в ледниках представляют собой сомкнутые или зияющие до 2 см трещины с совершенно гладкими стенками, секущими кристаллы льда. Часто они образуют более или менее правильную систему, пронизывая язык ледника примерно по плоскостям равной скорости движения, т. е. в общем параллельно ложу. В местах подпора, вызываемого уменьшением наклона ложа или мощности льда, плоскости разрывов поднимаются кверху. Таким образом возникает ложкообразное залегание плоскостей с обратным падением у концов ледников и краев ледниковых куполов. При увеличении уклона ложа иногда развиваются две пересекающиеся системы разрывов, причем вторая — параллельно более крутому участку ложа. Единичные более крупные разрывы или серии чешуйчатых надвигов развиваются в придонных слоях ледника, иногда отделяя перегруженные мореной или слабоподвижные участки от активной верхней части льда (см. фиг. 94).

В зонах наибольшей деформации близ ложа и берегов ледника, по данным Г. Филиппа, плоскости разрывов расположены наиболее густо — до 0,25 м и меньше, дальше — на расстоянии 0,5 — 2 м одна от другой, к середине ледника — до 3 м, а в участках глыбового движения они совсем отсутствуют. Разрывы не протягиваются на большое расстояние непрерывно, но состоят из серии отдельных параллельных поверхностей, кулисообразно перекрывающих друг друга концами. Общая длина прослеженных Филиппом выходов такой серии разрывов на поверхности альпийских ледников достигала нескольких сот метров, а на леднике Гепатч-Фернер — даже 2 км.

Имеется много доказательств того, что по плоскостям разрывов происходит скольжение лежащих выше частей ледника по подстилающим. К числу доказательств относятся смещение пересекаемых разрывами структур, нависание массы льда висячего бока на концах и краях ледников, подъем моренного материала по плоскостям разрывов со дна высоко внутрь ледника и на поверхность и, наконец, прямые измерения движения. Смещение структур и нависание льда по плоскостям разрывов в альпийских ледниках наблюдались до 0,5 м, на леднике Гепатч-Фернер — до 1,5 м, а в Каракоруме, на лбу одного из висячих ледников, наблюдалось нависание на двух надвигах по нескольку метров на каждом (Visser, 1938). Скорость движения по надвигу в леднике Виктория в Канаде, по измерениям в 1905 г., за 7 дней составила в среднем 3 см/сутки.

Значительно реже, чем узкие и резко очерченные плоскости скольжения, по надвигам образуются б р е к ч и и т р е н и я. Г. Филипп (Philipp, 1932) наблюдал брекчии трения по плоско-

стям надвигов в двух альпийских ледниках, на одном из них — зимой. Лед в брекчиированной зоне был так раздроблен, что в него можно было воткнуть палку почти на полметра. Повидимому, несколько более часты случаи образования брекчий трения в условиях холодного климата, так как они наблюдались в ледниках восточной Гренландии (Odell, 1937) и в Антарктике.

Более сильное и обширное дробление льда имеет место в зонах повышенной подвижности по краям ледников с очень быстрым глыбовым движением. На краю ледника Ракхиот в Гималаях, где скорость движения возрастала от нуля до 700 м/год, наблюдалась милонитизированная зона шириной 30 м. Подобные же зоны, повидимому, встречаются в быстродвижущихся рукавах Гренландского щита.

Явления дислокационного метаморфизма трения в чистом виде не имеют большого значения в формировании ледниковых льдов, но они представляют значительный интерес в связи с проблемой образования очень широко распространенной ленточной или полосчатой текстуры в ледниках.

Режеляционный метаморфизм трения

Ленты голубого или загрязненного моренным материалом льда, как и плоскости разрывов — надвигов, развиты только в ледниках и уже поэтому, несомненно, генетически связаны с движением льда. Характерно также, что ленточность не встречается в пассивно переносимой, не участвовавшей в течении верхней коре ледника. Ленточная или полосчатая текстура в леднике имеет в общем такое же ложкообразное залегание, как и плоскости надвигов и первичная осадочная слоистость. Неравномерное таяние чередующихся слоев льда с различным содержанием примесей, происходящих как от осадочной слоистости, так и от ленточной текстуры, приводит к образованию на поверхности ледников длинных ложбин и валиков, получивших разнообразные названия («бороздчатый лед», «колейчатый лед», «гребни Рейда» и т. п.). В соответствии с ложкообразным залеганием слоев и лент ложбины и валики у краев ледника протягиваются параллельно краю, а в середине обычно образуют выпуклые вниз дуги, названные «огивами», т. е. аркадами (Schlagintweit H. u. A., 1850).

В отличие от осадочной слоистости, образующей одну систему, и от плоскостей скольжения, образующих одну и в редких случаях местами две перекрещивающиеся системы, тектонические ленты или полосы могут образовывать до трех и больше секущих друг друга равновозрастных систем. При этом в каждой параллельной системе ленты, повидимому, также не одновозрастны, а по крайней мере отчасти возникают поочередно.

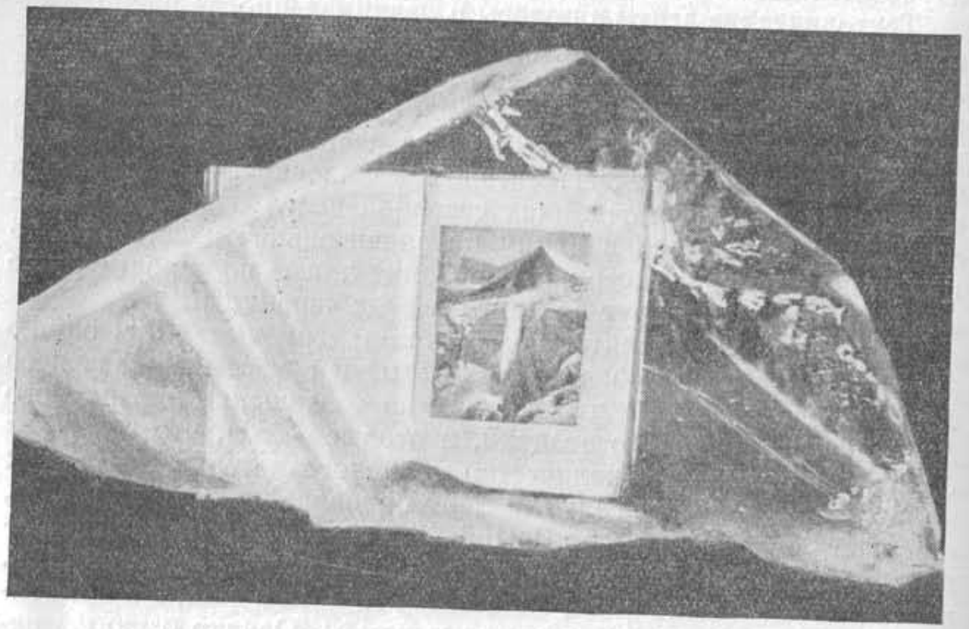
Ленты различных систем развиваются в процессе движения ледников со значительными изменениями поперечного сечения или уклона, в случае наталкивания на препятствия, вызывающие явления подпора или ускорения течения, а также при слиянии ледников. В ледниках Аляски, Шведской Лапландии и других районов известны случаи очень сложной и аномальной формы огив, развивающихся, повидимому, благодаря каким-то еще не изученным аномалиям в течении и распределении скоростей льда.

Тектонические ленты и полосы в ледниках иногда расположены на большом расстоянии друг от друга, но часто почти вплотную. Мощность лент колеблется от 1 мм до 2,5 м. Самые тонкие ленты (1 мм) наблюдались в Гренландии, там же встречались ленты мощностью до 1,5—2 м. Наиболее мощные единичные ленты (до 2,5 м) были встречены автором по плоскостям надвигов в небольших холодных ледниках северной части Советского Союза. Ленты то тянутся в длину на значительное расстояние, то представляют собой серию коротких линз, по простиранию заходящих краями друг за друга в виде черепицы.

По цвету ленты делятся на голубые и «грязные» («dirt bands» Д. Форбса). Первые отличаются от общей массы вмещающего ледникового льда тем, что состоят из совершенно прозрачного льда, почти лишенного воздуха, а вторые — тем, что содержат большее или меньшее количество моренного материала. Из всех природных льдов лед голубых лент наиболее чист от примесей, обладает объемным весом 0,9166—0,9168 г/см³ и исключительной прозрачностью (фиг. 113). «Грязные» ленты, напротив, часто бывают переполнены обломками горных пород, а в придонных слоях содержат даже крупные глыбы. Однако было бы неправильно противопоставить голубые и загрязненные ленты в качестве различных типов, так как неоднократно наблюдались переходы между ними по простиранию.

Подъем морены внутрь ледника и часто наблюдающиеся сдвиги первичных структур (см. фиг. 114), достигающие 1 м и более, свидетельствуют о том, что ленты, как и плоскости разрывов, являются элементами, по которым происходит дифференциальное движение льда. Что ленты представляют собой новообразования, возникающие в процессе движения ледника, явствует также из того, что были констатированы случаи образования лент в промежутках между повторными осмотрами ледников. Так, возникновение новых лент наблюдалось у северного уступа нунатака Караяк в Гренландии за период времени в 1 год (Drygalski, 1897, стр. 242). При измерении смещения отвесной линии шурупов, ввинченных в гроте ледника Айгер в Швейцарских Альпах, было обнаружено, что в течение промежутка в 14 дней возникла голубая лента, по которой произошло смещение верхней массы льда на 3,5 мм (Perutz a. Seligman, 1939).

Большой интерес представляет также соответствие расстояния между лентами, дающими огивы на поверхности, и годовой скоростью движения ледника, обнаруженное, например, на швейцарском леднике Мон-Коллон (Haefeli, 1951). Это указывает на связь образования лент с годовыми волнами давления под ледопадами, возникающими благодаря сезонным различиям в скорости движения ледника.



Фиг. 113. Пластина льда мощной голубой ленты толщиной 12 см, слева переходящего в обыкновенный инфильтрационно-рекристаллизационный лед с воздушными пузырьками.

Яркие блики в «хрустальном» льду — от трещины, образовавшейся при выемке образца из ледника.

(Фото Н. В. Черепанова)

Относительно самого механизма образования лент высказывались различные точки зрения. За исключением сторонников воззрения, смешивающего тектонические ленты с осадочными слоями, все остальные исследователи видят причину образования лент или в давлении на лед, или в трении при сдвиге.

Основоположником первой точки зрения был Д. Тиндаль (1866), считавший ленточную — или, как он называл, «жильную» — текстуру сланцеватостью давления. Ленты, по его мнению, образуются в плоскостях, нормальных к направлению наибольшего давления в результате частичного плавления льда и освобождения воздуха. Почему плавятся только определенные слои, Тиндаль не объясняет. Еще менее определенно мнение

Р. Клебельсберга (Klebelsberg, 1948, стр. 60), также определяющего ленточность как «результат сильного сжатия, сланцеватость, текстуру давления». В. В. Пиотрович (1933) полагает, что плавиться под давлением должны стенки сжимающихся трещин вследствие различной скорости движения и живой силы массы льда по обе стороны трещины[1].

Следовательно, сторонники этой точки зрения приписывают голубым лентам такое же происхождение, что и у описанных выше (см. стр. 369) линз компрессионно-режеляционного льда. Однако возможность такого происхождения опровергается произведенными автором измерениями давления воздуха, включенного во льду на контактах голубых лент, которое оказывается в точности равным давлению воздуха во всей массе вмещающего льда и недостаточным для плавления льда в холодных ледниках, где ленты особенно сильно развиты. По структуре лед голубых лент также совершенно отличается от льда компрессионно-режеляционных линз. Значит, причина образования голубых лент не может заключаться в плавлении или рассланцевании под избытком давления.

Еще Д. Форбс (Forbes, 1859, стр. 255) считал причиной ленточной текстуры «общее раздробление» (general bruise) в направлении движения одной части льда по другой. Но так как одно дробление, очевидно, должно привести к образованию брекчии трения, а не голубой ленты, то Г. Филипп (1914), а вслед за ним другие исследователи (Koch u. Wegener, 1930; Hamberg, 1932) привлекли для объяснения происхождения голубых лент также плавление льда. Движение по плоскостям разрывов во всех горных породах сопровождается сильным трением и дроблением, но только во льду выделяющейся при трении теплоты достаточно для временного плавления вдоль плоскости надвига.

Так как количество кинетической энергии, превращающейся благодаря трению в тепловую, зависит от давления между трущимися поверхностями, то движение по разрывам близ поверхности ледника вызывает лишь скольжение или дробление, а в глубине под давлением — также плавление льда. Плоскости скольжения, брекчиированные и милонитизированные зоны, с одной стороны, и голубые ленты, с другой, представляют собою лишь разные результаты прерывного движения, обусловленные различием в давлении, и возможно, что наблюдающиеся на

[1] Представление о части лент как о деформированных в процессе течения рубцах регенерированных трещин, но образовавшихся не от давления, а вследствие скольжения друг по другу стенок трещин, было высказано Г. Краммером и поддержано III международной ледниковой конференцией в 1903 г. (см. Калесник, 1939, стр. 83). Ленты такого происхождения, как и деформированные конжеляционные жилы, образовавшиеся от замерзания воды в трещинах, несомненно, существуют в ледниках.

поверхности плоскости скольжения в глубине ледника переходят в голубые ленты (там же).

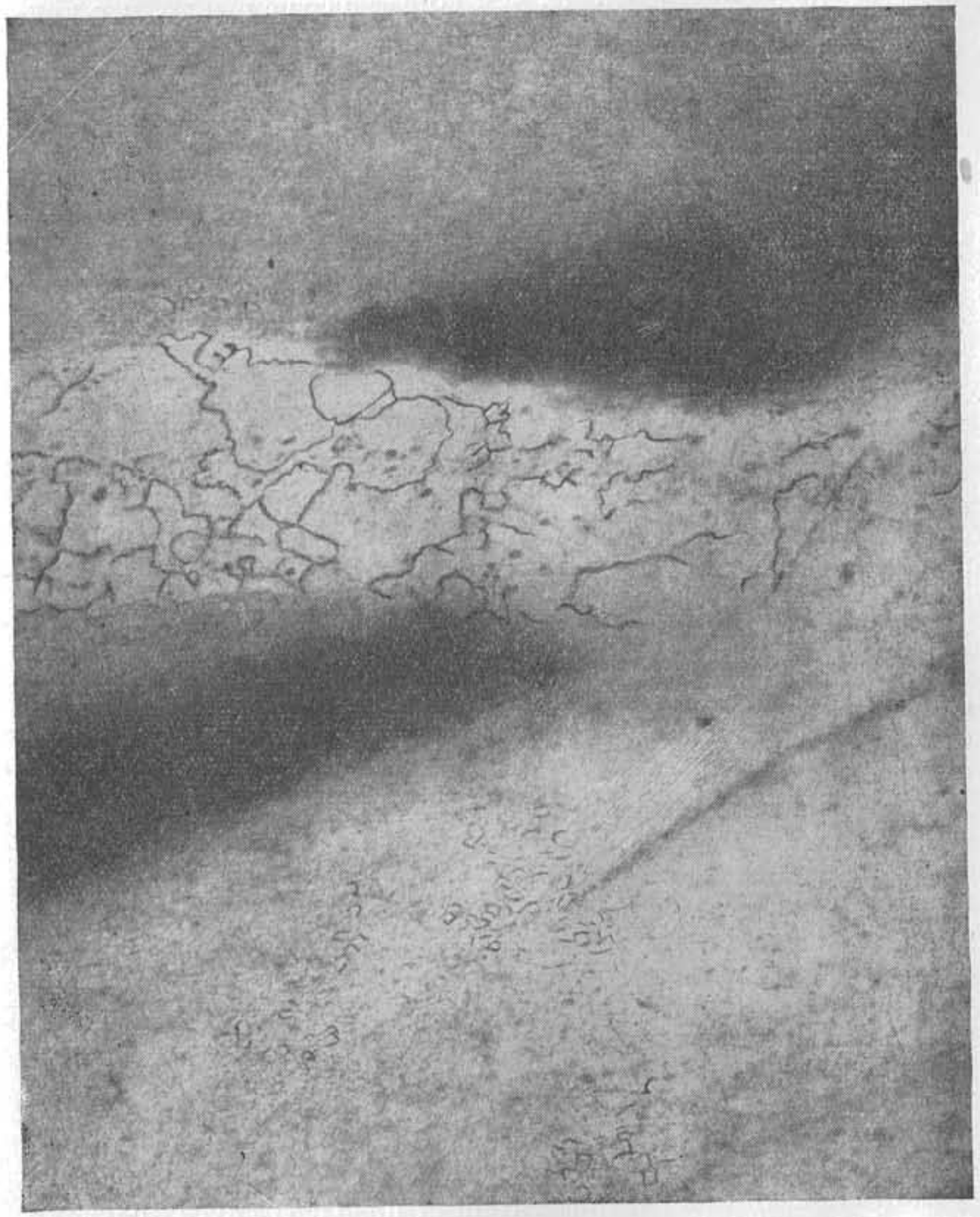
По Г. Филиппу (Philipp, 1920), обыкновенный, содержащий воздушные включения лед вдоль плоскостей скольжения дробится и одновременно плавится, воздух из него удаляется, а после отдачи тепла соседним слоям льда вода замерзает, залечивая плоскость раздела и образуя тонкую голубую ленту. Чем сильнее дробление, т. е. чем больше мощность висячих масс льда, чем ниже температура и больше твердость и хрупкость льда, тем шире возникающая голубая лента. Деление ленты на полосы разной структуры, по Филиппу, обозначает повторное толчкообразное движение.

По мнению М. Перуца и Д. Зелигмена (1939), ни дробление, ни плавление в образовании голубых лент не принимают участия, а ленты представляют собой результат ускоренной перекристаллизации в определенных слоях льда. Однако перекристаллизация не сопровождается перераспределением включений, тогда как голубые ленты возникают путем освобождения льда от примесей. В большинстве случаев при образовании лент воздух имеет возможность совсем удаляться, тем не менее неоднократно по скоплениям вдоль зальбандов лент удавалось установить, что воздушные пузырьки всплывают кверху, а моренный материал оседает книзу (Koch u. Wegener, 1930, стр. 258; Hamberg, 1932, стр. 95; Perutz a. Seligman, 1939, а также наблюдения автора).

Трудно допустить, чтобы это могло происходить без плавления льда. Полное очищение льда от воздуха возможно только в случае плавления с последующим очень медленным замерзанием, что, вероятно, и имеет место при образовании голубых лент. Возможно, что ленты растут в ширину при последовательных толчкообразных подвижках, вызывающих плавление все новых слоев льда. Иногда при этом между переплавленными слоями остаются не затронутые режеляционным процессом прослойки, в которых сохраняются первичная структура и пузырьки воздуха такой же формы, как во вмещающем ленту льду. Такая непереплавленная прослойка видна в осевой части голубой ленты на фиг. 114.

Таким образом, голубые ленты представляют собой лед, образовавшийся путем режеляции при трении, или фрикционно-режеляционный лед.

Но если в принципе участие режеляции в формировании голубых лент, повидимому, не подлежит сомнению, то в деталях механизма их образования все же остается много неясного. Структура льда голубых лент изучена еще очень мало, а имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о большом ее разнообразии, очевидно указывающем на разнообразие в условиях и процессах формирования голубых лент.



Фиг. 114. Голубая лента, пересекающая слой морены в мелкозернистом вторично-рекристаллизационном льду.

Лед ленты относительно крупнозернистый. В ленте осевая зона неизмененного вторично-рекристаллизационного льда. Натур. величина.
(Фото Н. В. Черепанова)

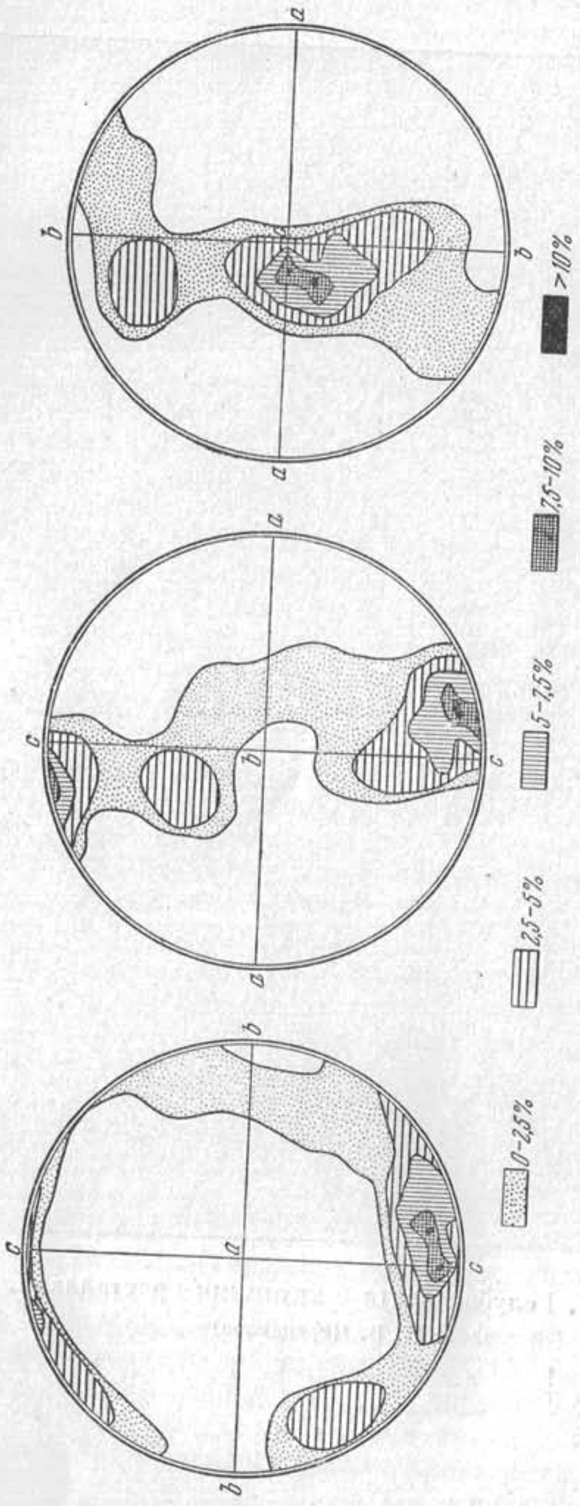
По размерам кристаллов льда голубые ленты делятся на два типа: с кристаллами мельче, чем во вмещающем льду, и с кристаллами крупнее, чем во вмещающем льду. Л. Агассиз, Р. Дили и Д. Флетчер, Г. Мейер, А. Гамберг и Г. Филипп наблюдали ленты первого типа, тогда как Э. Гагенбах-Бишоф, М. Перуц и Д. Зелигмен отмечали ленты второго типа.

По наблюдениям автора, голубые ленты в «холодных» ледниках, как правило, принадлежат ко второму типу (фиг. 114 и 115). Кристаллы в них пластинчатые, сплющенные в плоскости лент и в этом направлении иногда достигают 22 см в поперечнике. Как в «теплых» ледниках (Perutz a. Seligman, 1939) так и в холодных структура лент этого типа ориентированная, с главными осями нормально к плоскости ленты, иногда с тенденцией к поясному расположению осей перпендикулярно к направлению движения (фиг. 116). Но и в этом случае кристаллографическая ориентировка льда лент всегда более благоприятна для пластической деформации в плоскости лент, чем во вмещающем льду (фиг. 117). В связи с этим вероятно, что возникновение упорядоченной ориентировки фрикционно-режеляционного льда связано с процессом движения по лентам.

В формировании крупнозернистых голубых лент дробление, повидимому, не участвует. Напротив, структура мелкозернистых лент несет на себе следы дробления и катакластического рассланцевания. Л. Агассиз (Agassiz, 1847) описал структуру голубой ленты, состоявшей из ряда параллельных прослоек мелкозернистого льда с угловатыми кристаллами, разделенных ледяными перегородками. По другим наблюдениям (Deeley a. Fletcher, 1895) зерна в голубых лентах удлинены, сплющены и расположены в слои, ограниченные параллельными плоскостями скалывания. Чем меньше расстояние между плоскостями скалывания, тем мельче зерна, раздробленные в процессе движения льда. Подобную же структуру наблюдал Г. Филипп (Philipp, 1920). По его описанию, лед молодых, недавно возникших, голубых лент обладает тонкой листоватостью, поддающейся препарированию ножом, а в каждом ледяном листе зерна мелкие и угловатые, тогда как между лентами лед крупнозернистый. Получается впечатление катакластического разделения, при котором зерна были раздроблены полосами, подобно зонам милонитизации твердых горных пород. В других случаях в голубой ленте обнаруживался всего один шов, по которому ее можно разделить.

Такая структура, по Филиппу, характерна только для недавно сформировавшихся голубых лент. Со временем лед лент, участвуя в течении всей массы льда, подвергается перекристаллизации, границы ленты становятся волнистыми и расплывчатыми, причем границы зерен уже не совпадают с границами лент.

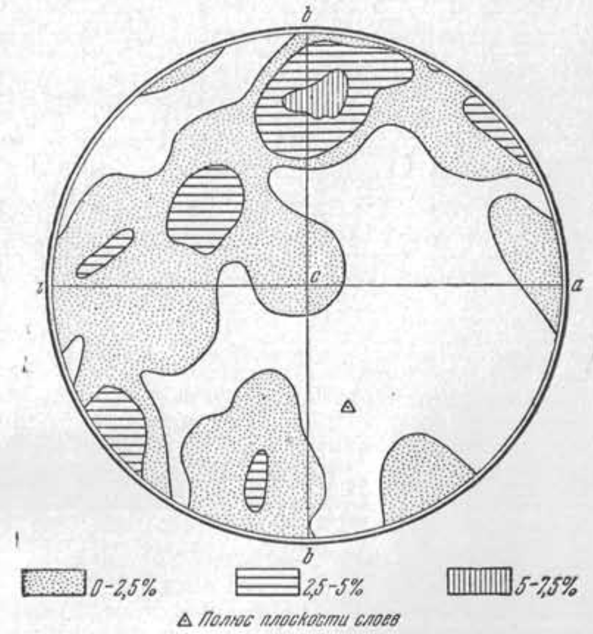
Фиг. 115. Голубая лента с крупными кристаллами.
Фото Н. В. Черепанова)



Фиг. 116. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда голубой ленты, изображенной на фиг. 115.

Зерна разрастаются, не считаясь с распределением воздушных пузырьков, и приобретают неправильную, зазубренную и врощенную друг в друга форму. К такому типу, повидимому, принадлежали мощные линзы и ленты «хрустального» льда, наблюдавшегося автором в холодных ледниках (фиг. 113, 118, 119).

Возможность продольного раскалывания, по Филиппу, является указанием на недавнее образование лент. Чем моложе лента, образовавшаяся при участии процессов дробления, тем



Фиг. 117. Стереограмма кристаллографической ориентировки льда, вмещающего голубую ленту, показанную на фиг. 115 и 116.

отчетливее ее сложение из угловатых мелких зерен. Более древние голубые ленты уже не дают возможности различить отграничение по границам зерен и по меньшему размеру зерен вследствие перекристаллизации, они различимы только по цвету и малому содержанию воздуха.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ДРОБЛЕНИЕ

Ради полноты обзора процессов динамометаморфизма льда следует упомянуть еще о гравитационном дроблении и окатывании обломков льда во время ледяных обвалов.

Ледяные лавины, обваливающиеся с концов висячих ледников, миновав отвесную часть склона, превращаются в своеобраз-

Фиг. 118. Контакт «хрустального» льда (вверху) с вмещающим инфильтрационно-рекристаллизационным.

(Фото Н. В. Черепанова)

Фиг. 119. Апофиза мощной линзы «хрустального» льда среди перекристаллизованного инфильтрационно-рекристаллизационного с флюидальной текстурой.

Натур. величина.

(Фото Н. В. Черепанова)

ные потоки ледяных обломков, постепенно замедляющие свое движение на пологих склонах и на дне долин. В потоках обломков от трения о ложе возникает вращательное движение, в процессе которого обломки окатываются. Благодаря небольшой прочности льда уже после течения на протяжении 2 км, совершаемого в несколько минут, первичная ледяная брекчия превращается в шаровой конгломерат или, вернее, в ледяную муку, содержащую ледяные шары размерами до 1 м и больше (Heim, 1932, 1935). Результат получается тот же, что во время ледохода на реке, только достигается он значительно быстрее, на пути в 5—10 раз более коротком.

Такие ледяные брекчии и конгломераты течения слагают возрожденные ледники и кратковременно существующие лавинные конусы у подножий склонов. Конгломератовая структура возрожденных ледников Суфеллебрэ и Боиумбрэ в Норвегии сохраняется в измененном виде до самого конца ледников (Hamberg, 1932, стр. 90). Обломки и глыбы льда, сцементированные ледяной мукой, в процессе течения сплющиваются и вытягиваются в направлении движения, превращаясь в линзы с соотношением длины и толщины 150 × 40 см, 50 × 5 см, 15 × 3 см и т. п. Таким образом возникает подобие сланцеватой или параллельно-флюидальной структуры.

Структура снежных лавинных конусов изучена очень мало. Отложения сухих лавин состоят из плотного снега обломочной агломератной структуры. У мокрых лавин отложения обычно бывают прочно сцементированы благодаря режеляции. В процессе падения мокрый снег подвергается скатыванию и обтачиванию в движущемся снежном потоке, вследствие чего свежие конусы выноса мокрых лавин представляют скопления снежных шаров, дисков и цилиндров преимущественно с горизонтальными, перпендикулярными к направлению движения осями вращения, размерами от нескольких сантиметров до 3—4 м.

Глава X

ТЕРМОМЕТАМОРФИЗМ ЛЬДА

К числу процессов термометаморфизма льда относятся собирательная режеляционная перекристаллизация, миграция включений под влиянием температурного градиента и частичная деструкция льда.

Собирательная режеляционная перекристаллизация. Единственным не связанным с движением процессом перекристаллизации, не затухающим до исчезающе малой скорости в среднезернистых и даже в крупнозернистых ледяных породах, является собирательная режеляционная перекристаллизация. В отличие от паратектонической перекристаллизации, при которой по мере роста зерен растет опасность их раздробления, собирательной режеляционной перекристаллизации при отсутствии интенсивного таяния не противостоит никакой противоположно направленный процесс. Вследствие этого поверхностные слои льда омертвевших неподвижных частей ледников, длительное время подвергавшиеся режеляционной перекристаллизации, часто состоят из более крупных кристаллов, чем соседние движущиеся части ледников. Размеры зерен мертвого ледникового льда достигают 15—25 см в поперечнике, т. е. это величины того же порядка, что и кристаллы голубых лент (зон внутреннего плавления) в ледниках и медленно росшие кристаллы конжеляционного льда (в нижней части ледяного покрова водоемов, в гидролакколитах и т. д.).

Замечено, что в поверхностной коре ледниковых языков в Альпах зерна, как правило, крупнее, чем в глубине. В тоннелях двух швейцарских ледников средний поперечник зерен на поверхности был на 25—30% крупнее, чем на глубине 8—15 м в леднике (Seligman, 1950). Известны также случаи значительного увеличения зерен (в 2—8 раз) в ледяных столах, оставленных среди вырубленных в ледниках тоннелей. Причиной этого, по-видимому, является собирательная режеляционная перекристаллизация, а также освобождение от нагрузки, связанное с прекра-

щением катаклазирующего влияния течения льда. В холодном льду, где режеляционная перекристаллизация исключена, рост зерен не подвергающегося течению льда не имеет места.

Миграция включений. Миграция жидких и газообразных включений во льду под влиянием температурного градиента всегда происходит в сторону источника тепла, т. е. противоположно направлению теплового потока. Для газообразных включений неизбежность этого была впервые установлена в 1912 г. (Koch u. Wegener, 1930, стр. 256), а для жидких солевых включений она была доказана теоретически и экспериментально в 1926 г. (Whitman, 1926). На конце воздушного пузырька, обращенном в сторону более высокой температуры, давление насыщающего пара выше, чем с противоположной стороны, что вызывает диффузию водяного пара в направлении теплового потока, возгонку льда у теплого конца пузырька и сублимацию — у холодного. В результате стенки пузырька, а значит, и содержащийся в нем воздух, перемещаются в противоположную сторону, к источнику тепла. Этот процесс идет медленно, так как требует большого количества тепла, и сопровождается изменением формы пузырька во время миграции. На испаряющемся конце кривизна поверхности пузырька увеличивается, а на противоположном — уменьшается. По мере удлинения пузырька разность температур на его концах растет и процесс ускоряется, что ведет к вытягиванию пузырька. С другой стороны, чрезмерно большому удлинению препятствует уменьшение давления насыщающего пара по мере увеличения кривизны вогнутой поверхности. Поэтому под влиянием температурного градиента пузырьки воздуха должны приобретать цилиндрическую или слегка грушевидную форму с расширением у холодного конца.

То же самое происходит с ячейками солевого раствора во льду. У теплого конца ячейки равновесная концентрация соли меньше, чем у холодного, ионы соли диффундируют в сторону меньшей концентрации и равновесная концентрация нарушается: у теплого конца включения происходит плавление льда, а у холодного — замерзание воды. В результате ячейка солевого раствора удлиняется и мигрирует в сторону источника тепла.

Направленная книзу миграция солей в ледяном покрове моря с большим температурным градиентом идет сравнительно быстро, а летом еще ускоряется вытеканием более тяжелого раствора вниз по каналам протаивания и замещением его атмосферным воздухом. Таким образом осуществляется опреснение соленых льдов, прогрессирующее с возрастом и особенно в летние периоды.

Миграция воздушных включений имеет меньшее значение. В глубине длительно существующих крупных массивов льда температурный градиент слишком мал, а в поверхностном слое,

где градиент достигает большой величины, направление его периодически меняется в диаметрально противоположных направлениях.

Частичная деструкция льда. Это явление представляет результат неравномерного избирательного таяния ледяной породы. Последнее обусловлено влиянием двух факторов:

1) лучистой энергии и 2) неравномерного распределения включений с бóльшим, чем у льда, коэффициентом поглощения лучистой энергии.

Вследствие меньшей устойчивости тонкого промежуточного слоя на границах кристаллов и снижения точки плавления сосредоточенными здесь примесями солей избирательное таяние по границам кристаллов льда может происходить при очень медленном притоке тепла путем кондуктивной теплопередачи. Но при соприкосновении ледяной поверхности с относительно теплым воздухом приток тепла в результате конвекции, как правило, оказывается слишком быстрым для расходования его только на избирательное таяние, и начинается равномерное стаивание поверхности. Поэтому можно различать два разных процесса таяния льда:

1) термическое, преимущественно конвективное поверхностное таяние;

2) радиационное «объемное» таяние.

Термическое таяние, которое может происходить на всей поверхности ледяного тела, граничащей как с воздухом и водой, так и с другими горными породами, обычно приводит к выравниванию тающей поверхности. Исключением является термическое воздействие текучей воды, ведущее к формированию неровной изрезанной поверхности, а также внутренних каналов и полостей во льду — совокупности форм, которые очень удачно были названы М. М. Ермолаевым (1932 а) термокарстом. Другой элемент термокарстового рельефа — замкнутые котловины протаивания — является результатом неравномерного радиационного таяния.

Оказывающая тепловое действие длинноволновая часть радиации проникает в толщу прозрачного льда на глубину до нескольких метров во все убывающем количестве по мере удаления от поверхности. Однако после начала таяния поверхностного слоя проницаемость его для лучистой энергии резко уменьшается. Поэтому радиационное таяние во льду никогда не выходит за пределы поверхностного слоя мощностью 1—2 м, а в снеге — не более 20—40 см.

Радиационное таяние, охватывающее одновременно более или менее мощный слой ледяной породы, всегда имеет избирательный характер вследствие неравномерного распределения примесей,

сильнее поглощающих лучистую энергию. К числу последних принадлежат соли и нерастворимые твердые включения.

Включения солей расположены преимущественно по границам кристаллов льда. Во время радиационного таяния на границах кристаллов возникает тонкая сплошная пленка жидкого солевого раствора, утолщения которой образуют сеть тонких каналов и ячеек, на вид напоминающих белесоватую пену (фиг. 20). Одновременно в каналах протаивания, как и в «ледяных цветах», вследствие уменьшения объема при таянии появляются мелкие полости, насыщенные водяным паром. По мере дальнейшего таяния вода из промежутков между кристаллами частью испаряется, а преимущественно стекает, и лед разделяется на отдельные зерна, еле соприкасающиеся между собой в отдельных точках. Протаявший слой становится белым и непрозрачным, как снег, и сосредоточивает дальнейшее радиационное таяние в еще более тонкой поверхностной зоне. Этот процесс получил название «солнечного выветривания» льда (Buchanan, 1887, 1908), «радиационно-термической защиты» (Devaux, 1933), образования «коры таяния» (Коновалов, 1936) и т. п.

Во многих районах распространения больших масс льда в течение сезона таяния происходит смена радиационного таяния, играющего резко преобладающую роль в первую половину лета, конвективно-термическим, преобладающим в конце лета. В этом случае лед с поверхности сначала покрывается белой «корой таяния» и становится похожим на снег. В высоких широтах обрывы и вся поверхность ледников и айсбергов в это время имеют белый цвет, что привело даже к ошибочным представлениям о существовании в высоких широтах «недоразвитых» ледников, в которых вещество не выходит за пределы стадии фирна. Однако в конце лета, когда избирательное радиационное таяние прекращается, «кора выветривания» уничтожается конвективно-термическим таянием, и на поверхность выступает плотный голубой лед.

В случае типичного развития кора радиационного таяния приобретает хрупкость и рыхлость, как у снега, так что нередко в нее можно воткнуть лыжную палку на полметра и больше. На крутых ледяных склонах и обрывах она время от времени обваливается, и у подножья их накапливаются груды слегка обтаявших ледяных кристаллов, смерзающиеся в осадочную ледяную брекчию. Эти образования, как правило, недолговечны вследствие разрушения агентами, поддерживающими вертикальность ледяных обрывов (таянием, размывом или абразией).

Менее общее значение имеет избирательное таяние, обусловленное наличием нерастворимых твердых включений. Этот фактор приводит к образованию разнообразнейших более или менее крупных форм рельефа поверхности тающего льда, вплоть до

покрытых мощным слоем морены ледяных хребтов в несколько десятков метров высотой в нижней части ледников и почти столь же глубоких корридоров в местах вытаивания на поверхность срединных морен в верхней части области убыли ледников. Эти формы дифференциальной абляции неоднократно описывались и классифицировались.

С петрографической точки зрения больший интерес представляют отрицательные микроформы избирательного таяния — криоконитовые или пылевые лунки, ледниковые стаканы, соты и т. п., создающие изъеденный таянием слой с сотовой или губчатой текстурой. Причиной его образования обычно является неравномерное содержание отложенной ветром пыли или песка в тающем слое. Разделившаяся на отдельные кристаллы радиационная кора таяния, изъеденная, кроме того, тонкими пылевыми лунками, приобретает полное сходство с пористым фирном, только кристаллы такого «вторичного фирна» часто бывают значительно крупнее, чем у обыкновенного фирна. Другое существенное отличие заключается в том, что регрессивная деструкционная «фирнизация» охватывает только поверхностный слой льда (мощностью не более нескольких десятков сантиметров).

Глава XI

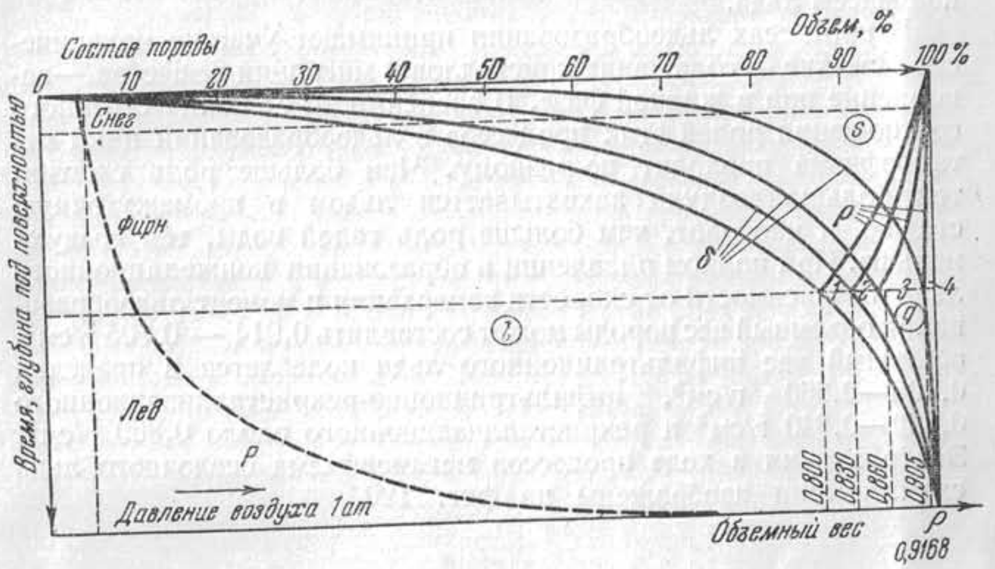
ЦИКЛ МЕТАМОРФИЗМА ОСАДОЧНЫХ ЛЬДОВ

Как видно из приведенного выше обзора процессов метаморфизма ледяных пород, льды осадочного происхождения в значительно большей степени подвержены метаморфизации, чем конжеляционные льды. Причины этого заключаются, во-первых, в термодинамической неустойчивости скелетных форм роста атмосферных ледяных кристаллов в снежном покрове, а во-вторых, в том, что только осадочные льды накапливаются столь значительными массами, что подвергаются процессам течения и динамометаморфизма под влиянием собственного веса.

При всем разнообразии в ходе процессов метаморфизма осадочных льдов обнаруживается некоторая цикличность, или, точнее, спиральность. Все процессы, которым подвергаются свежевыпавшие твердые осадки до стаивания в конце ледника или в айсберге, можно разделить на две части: от отложения снежного покрова до момента льдообразования и от этого момента до стаивания. Первая половина цикла — поверхностные процессы метаморфического льдообразования — включает правильно сменяющиеся во времени стадии диагенеза снега, фирнизации и собственно льдообразования. Вторая половина цикла включает разнообразные глубинные процессы динамометаморфизма, которые не имеют закономерной последовательности во времени и могут многократно чередоваться по мере изменения динамических и температурных условий, а также процессы термометаморфизма льда.

В течение первой половины цикла беспорядочное скопление едва соприкасающихся между собой ледяных частиц превращается в сплошной, не проницаемый для воды и воздуха агрегат кристаллов льда, как правило, значительно более крупных, чем первичные кристаллы снега. Объемный вес породы при этом значительно возрастает, пористость уменьшается, но поры частично превращаются в замкнутые пузырьки воздуха. Следовательно, в ходе процессов льдообразования происходит поглощение или

усвоение воздуха льдом, благодаря которому воздух оказывается замкнутым в отдельных полостях внутри льда, подвергается повышенному давлению и участвует таким образом в передаче напряжений в породе. Это усвоение воздуха льдом и наличие системы сообщающихся пор, в результате которой возможны миграция воды и газов и дифференциальные движения целых кристаллов льда в породе, являются характерными особенностями первой половины цикла метаморфизма осадочного льда.



Фиг. 120. Схема циклов метаморфизма осадочного льда.

1—рекристаллизационное льдообразование; *2*—инфильтрационно-рекристаллизационное льдообразование; *3* — инфильтрационное льдообразование; *4* — конжеляционное льдообразование; *δ*—объемный вес породы; *ρ*—объемный вес без сообщающихся пор; *P*—давление включенного воздуха; *l*—объем льда; *S*—объем пор; *q*—объем замкнутых пузырьков.

После стадии льдообразования условия и направление процессов существенно изменяются. В «здоровом» непротаявшем состоянии порода не проницаема для воды и воздуха, дифференциальные движения возможны только путем пластической деформации кристаллов или по плоскостям разрывов и происходят лишь под значительным давлением вышележащих масс льда. Метаморфизм идет в сторону дальнейшего увеличения объемного веса породы, приближающегося в пределе к удельному весу чистого льда. Это происходит путем уменьшения объема воздушных пузырьков, причем воздух или сжимается или — при временном плавлении — высвобождается и удаляется из породы.

Таким образом, конечный продукт метаморфизма по составу приближается к исходному материалу и представляет собой почти чистый лед, тогда как в промежуточную стадию — при

превращении из фирна в лед—порода наиболее сильно отличается по составу вследствие значительного содержания заключенного в пузырьках воздуха. В этом возвращении к исходному составу и заключается циклический характер метаморфизма осадочного льда. Однако здесь, как и в других случаях мнимо замкнутых «циклов» в природе, процессы в действительности идут по спирали, так как исходный материал — разобщенные ледяные частицы — совершенно отличен от конечного продукта — монолитной массы льда.

В процессах льдообразования принимают участие механическое сжатие — сближение кристаллов и миграция вещества — заполнение пор в жидкой фазе. В зависимости от количественного соотношения ролей этих процессов в льдообразовании цикл метаморфизма проходит по-разному. Чем больше роль сжатия, тем больше воздуха захватывается льдом в промежуточную стадию, и наоборот, чем больше роль талой воды, тем воздуха меньше. При полном плавлении и образовании конжеляционного льда в зависимости от скорости замерзания в момент льдообразования объемный вес породы может составлять 0,914 — 0,905 г/см³, объемный вес инфильтрационного льда колеблется в пределах 0,905—0,860 г/см³, инфильтрационно-рекристаллизационного 0,820—0,840 г/см³ и рекристаллизационного около 0,800 г/см³. Эти различия в ходе процессов метаморфизма осадочного льда схематически изображены на фиг. 120.

превращении из фирна в лед—порода наиболее сильно отличается по составу вследствие значительного содержания заключенного в п
и з
льд
«ци
рал
тиц
ной

ско
пол
соо
там
тем
ста
мен
льд
ван
объ
0,90
0,82
Эти
схе

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДЯНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Из приведенного выше обзора процессов формирования ледяных пород вытекает их генетическая классификация, представляющая попытку дальнейшего развития петрографической классификации льдов А. Б. Добровольского. Как и всякая попытка такого рода, она до некоторой степени отражает лишь современный уровень знаний, в настоящее время особенно быстро обогащающихся, и, несомненно, вскоре потребует дополнений и исправлений.

Три основные группы ледяных пород — конжеляционные, осадочные и метаморфические — разделены нами на десять подгрупп, объединяющих в общей сложности ледяные породы 28 типов. В некоторых частях классификации уже сейчас возможна была бы дальнейшая детализация, от которой пришлось отказаться в интересах сохранения примерной равноценности систематических единиц. Несмотря на это, льды некоторых менее изученных типов, особенно такие, как сегрегационные, инъекционные, фрикционно-режеляционные льды, в сущности, представляют собой группы, подлежащие дальнейшему подразделению, когда для этого накопится достаточно данных. Только тогда, повидимому, представится возможность также унифицировать принципы систематизации, не вполне выдержанные в предлагаемой классификации (табл. 4).

Часть III

ГЕОГРАФИЯ ЛЬДА

Глава I

ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

После ознакомления с естественными группами и разновидностями ледяных горных пород нам остается рассмотреть закономерности их географического распространения на земной поверхности.

Элементарное знакомство со свойствами льда позволяет предполагать существование зависимости распространения льда от климатических условий, что полностью подтверждается эмпирически.

Термодинамической границей области существования обыкновенного пресного льда является температура 0°С, которая в общем незначительно изменяется в пределах встречающихся в криосфере давлений. Однако даже эта внешняя граница распространения всех ледяных пород не совпадает с нулевой изотермой окружающей среды вследствие того, что фазовое равновесие на ней не статическое, а динамическое. В местах недостатка влаги лед подвергается возгонке и радиационному таянию в области отрицательных температур, а в местах обильного образования или поступления льда он сохраняется при высоких температурах среды, несмотря на интенсивное таяние. (Так, например, концы некоторых быстро движущихся горных ледников проникают в районы, где убыль льда достигает 20—30 м/год.). К этому присоединяются изменения во времени положения самой нулевой изотермы окружающей среды. С другой стороны, положение нулевой изотермы среды в значительной мере обусловлено климатообразующим влиянием льда, меняющего радиационные свойства поверхности и требующего затраты больших количеств тепла на фазовые превращения.

Поэтому взаимосвязь внешней границы распространения льда с климатическими условиями земной поверхности очень сложна, что отчасти находит свое выражение в наличии целого ряда в общем климатически обусловленных, но далеко не совпадающих с ходом изотерм внешних границ распространения природного

льда: снеговая и фирновая границы, границы распространения устойчивого сезонного снежного покрова и сезонного замерзания водоемов, границы распространения пловучих льдов и айсбергов, границы «вечной» мерзлоты и сезонного промерзания почвы, границы заморозков и снегопадов, не образующих устойчивого ледяного и снежного покровов, и т. д. Не менее сложна картина внутренних границ между областями распространения различных видов льда в криосфере.

Представления о климатически обусловленных качественных различиях в ходе процессов льдообразования впервые возникли на основании сравнения размера кристаллов ледникового льда в полярных областях и в Альпах (см. стр. 357). По мнению многих исследователей (Толь, 1897; Wright a. Priestly, 1922; Dobrowolski, 1923, и др.), лед полярных ледников отличается от льда ледников умеренных широт более мелкими размерами зерен вследствие низкой температуры, что фактически оказалось неправильным, несмотря на кажущуюся логичность объяснения. Принципиальный недостаток подобных обобщений заключался в том, что в них не учитывались различия между глубинными и поверхностными процессами, обусловленными совершенно разными факторами.

Более содержательно эти представления нашли выражение в так называемой «геофизической классификации ледников» Г. Альмана (Ahlmann, 1933, 1935, 1936) — единственной пока попытке подойти к классификации ледников с точки зрения трансформации вещества в них. Согласно этой классификации ледники делятся на:

1) умеренные ледники с тонким слоем фирна, быстро перекристаллизующегося в лед при температуре плавления, и

2) полярные ледники с мощным фирном, медленно перекристаллизующимся при постоянных отрицательных температурах. Эти ледники в свою очередь подразделяются на:

а) высокополярные ледники, характеризующиеся мощностью фирна не менее 200 м и полным отсутствием талой воды, и

б) субполярные ледники, характеризующиеся мощностью фирна в 10 — 20 м и появлением талой воды летом.

В классификации Альмана, помимо очевидных несообразностей в оценке мощности фирна «умеренных» (менее 10 м — ?) и «высокополярных» ледников, имеется также недостаток, делающий ее принципиально неприемлемой. Заключается он в том, что эта классификация не учитывает явлений вертикальной зональности и потому значительно упрощает фактическое положение вещей.

Более важный и методически правильный шаг в деле выяснения закономерностей распределения процессов льдообразования сделан Г. Свердрупом (Sverdrup, 1935, стр. 390), установившим существование зависимости между величиной годового прихода фирна и скоростью его превращения в лед, связав вопросы структурных преобразований с балансом вещества и температурным режимом.

Из обзора процессов формирования природных льдов очевидно, что часть этих процессов должна непосредственно зависеть от климатических условий, тогда как для других зависимость от климата может быть лишь косвенной. К числу первых относятся процессы отложения осадочных льдов, все процессы конжеляционного и метаморфического льдообразования и, наконец, процессы термометаморфизма и разрушения льдов. В отличие от них процессы динамометаморфизма льдов зависят от климата косвенно, через посредство промежуточных факторов, в первую очередь типа, размеров и мощности ледяных тел, динамических условий и температурного режима в толще льда. Вместе с тем и среди процессов первой группы нет ни одного, в той или иной степени не обусловленного также местными факторами, от макроклимата непосредственно не зависящими.

Благодаря роли местных условий, в особенности орогидрографических, картина пространственного размещения разнообразных ледяных пород может быть очень пестрой. Тем не менее, при всей ее сложности, в распределении основных типов конжеляционных и осадочно-метаморфических льдов обнаруживаются определенные закономерности, являющиеся отражением широтной и вертикальной климатической зональности. Совершенно другого рода закономерности наблюдаются в распределении динамометаморфических льдов. Наша задача заключается в рассмотрении прежде всего зонального распространения конжеляционных и осадочно-метаморфических льдов.

Как было показано выше, зарождение кристаллов обыкновенного льда в природе практически происходит только одним путем — замерзанием жидкой воды на инородных ядрах замерзания. Рост и формирование ледяных кристаллов идут уже двумя путями — замерзанием воды и сублимацией водяного пара. Замерзание сплошных масс воды дает ледяную породу — конжеляционный лед; сублимация на твердой поверхности приводит к образованию лишь отдельных слоев снежного покрова. Бóльшая часть осадочных льдов образуется путем отложения кристаллов сублимационного и конжеляционного льдов, сформировавшихся в атмосфере из водяного пара и капелек переохлажденной воды.

В нижней части криосферы, где благоприятные термодинамические условия возникают только периодически, конжеляционные и осадочные льды существуют в течение холодного сезона,

причем процессы метаморфического льдообразования не играют существенной роли и снежный покров, как правило, частично превращается в лед лишь во время стаивания. Выше в криосфере, где имеются условия для постоянного существования льда, снежный покров со временем подвергается превращению в лед. Там протекает льдообразование трех основных типов: 1) рекристаллизационный, 2) инфильтрационный, 3) конжеляционный, между которыми существуют переходные, комбинированные типы. Области преимущественного развития ледяных пород, сформировавшихся в результате процессов льдообразования одного из перечисленных типов, и обнаруживают закономерное пространственное расположение, отражающее климатическую зональность.

Как показал в ряде работ А. А. Григорьев, характер всех физико-географических процессов обусловлен главным образом балансом[1] тепла и влаги земной поверхности. Это верно для всех физико-географических зон, но в вопросах распределения процессов льдообразования баланс тепла и влаги имеет не просто преимущественное, а исключительное значение. Если на большинство процессов, играющих видную роль во внутренних или нижних географических зонах, баланс тепла и влаги оказывает косвенное влияние, то основные процессы криосферы — формирование и разрушение льдов — являются непосредственным выражением этого баланса.

Для того чтобы выяснить механизм зависимости характера льдообразования от климатических условий, необходимо исследовать взаимосвязь процессов льдообразования с балансом тепла и влаги земной поверхности. В настоящее время имеется еще слишком мало данных для составления полного баланса тепла и влаги даже в немногих пунктах. Тем не менее для правильной ориентировки в проблеме следует сначала составить представление обо всех статьях вещественно-энергетического баланса поверхности в криосфере, а затем уж путем обобщения привести его к такому виду, который позволил бы разобраться в основных закономерностях географического распространения ледяных пород на основании имеющегося материала.

---

[1] Термин «баланс» употребляется в данном случае не в буквальном смысле, как равновесие, а только как выражение законов сохранения энергии и материи. Составление уравнения баланса отнюдь не требует сохранения равновесия, т. е. возвращения к исходному состоянию после завершения какого-либо цикла изменений, что исключало бы развитие. Поэтому ниже употребляются также выражения «положительный» и «отрицательный» «баланс»; вычисление баланса признается в принципе возможным для любого интересующего нас отрезка времени, а «тепловой баланс», например, определяется как изменение количества тепла (см. ниже, стр. 408).

Для поверхности, сложенной любой горной породой, не подвергающейся изменениям агрегатного состояния, тепловой баланс и температурный режим можно рассматривать независимо от ее материального баланса, обусловленного обычно только механическими, реже—химическими процессами. Наоборот, для поверхности ледяных пород питание и убыль, т. е. вещественный баланс, процессы формирования структуры и обусловленный энергетическим балансом температурный режим находятся в сложных взаимосвязи и взаимодействии друг с другом. Схематически это взаимодействие изображено на фиг. 121.

Основными факторами, соотношением которых определяется характер процессов льдообразования, являются количество отлагающихся на поверхности твердых атмосферных осадков, приход и расход энергии с поверхности. Жидкие осадки служат источником тепла, но при наличии запаса холода в поверхностном слое могут явиться и источником питания льдом, наряду с твердыми осадками. Процессы испарения—возгонки и конденсации—сублимации благодаря громадной скрытой теплоте парообразования оказывают значительно более сильное влияние как факторы теплообмена, чем в качестве факторов питания и убыли вещества с поверхности. Испарение сильно замедляет убыль с поверхности от таяния, а конденсация ускоряет его.

Неравномерность процессов теплообмена с атмосферой — чередование прихода и отдачи тепла поверхностью — вызывает колебания температуры поверхностного слоя и ведет к сублимационной миграции льда в снегу и фирне. Избыток тепла, не успевающий отводиться в глубь породы в периоды положительного теплового баланса, затрачивается на таяние. Талая вода просачивается в толщу фирна по порам или совсем стекает. Под влиянием прежнего запаса холода, накопленного нижними слоями, или вновь наступившего преобладания отдачи тепла в атмосферу талая вода вновь замерзает. Конжеляционное льдообразование является результатом замерзания воды, не содержавшей в себе льда, а инфильтрационное льдообразование — результат замерзания воды в порах между ледяными частицами. Наконец, снег, не затрагиваемый воздействием талой воды, дает материал для рекристаллизационного льдообразования.

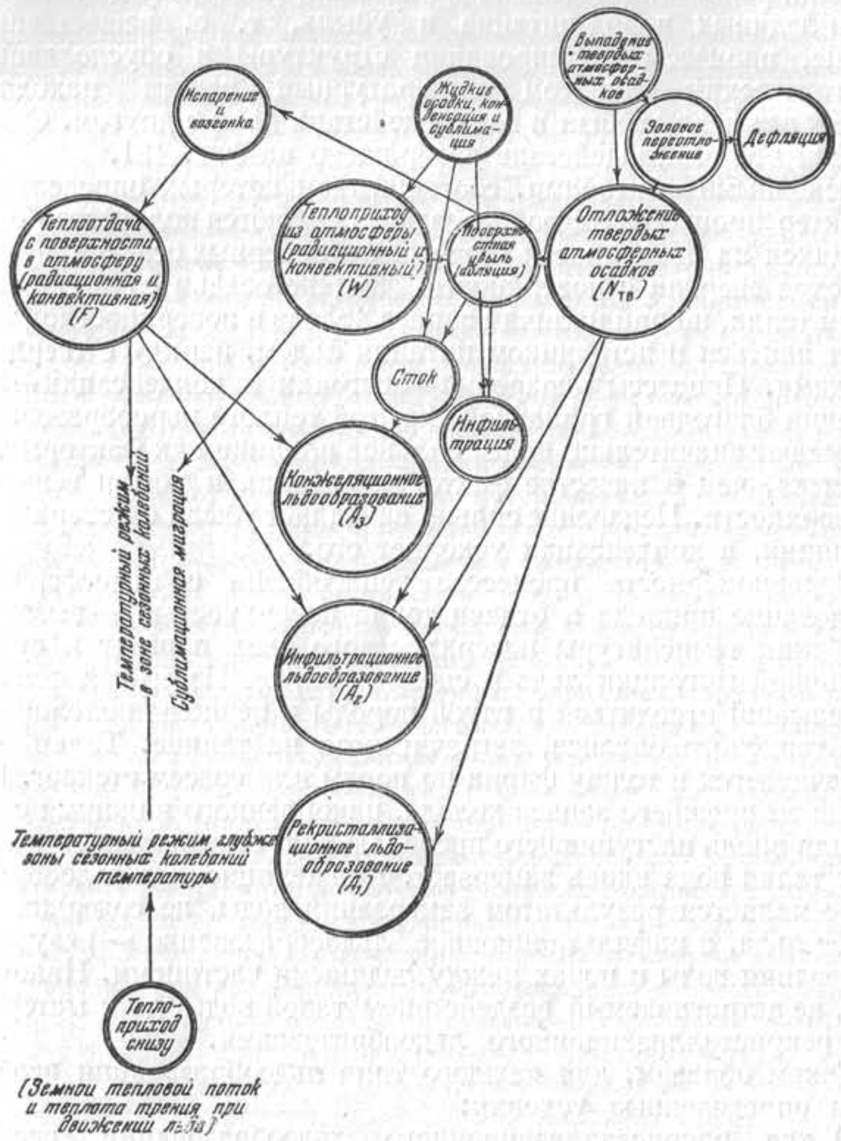
Таким образом, для каждого типа льдообразования необходимы определенные условия:

а) для рекристаллизационного льдообразования необходимо только накопление твердых атмосферных осадков без таяния;

б) для инфильтрационного льдообразования необходимы: 1) наличие нестаивающего остатка атмосферных осадков; 2) приход тепла, вызывающий образование талой воды в количестве, достаточном для заполнения пор нестаивающего остатка твердых

осадков; 3) запас или приток холода в породу, способный заморозить талую воду;

в) для конжеляционного льдообразования необходимы: 1) приход тепла, достаточный для полного плавления



Фиг. 121. Структура процессов льдообразования.

твердых осадков или для возникновения стока талой воды с поверхности льда; 2) запас холода или новое похолодание, способное заморозить талую воду.

Баланс влаги единицы поверхности можно представить уравнением:

$$N_{тв} + N_{ж} - M = A, \qquad (1)$$

где $N_{тв}$ — алгебраическая сумма твердых атмосферных осадков, сублимации и возгонки в атмосферу;

$N_{ж}$ — то же жидких атмосферных осадков, конденсации и испарения;

M — сток;

A — прирост или убыль льда

(все измерения в слое воды).

Процессы льдообразования приурочены не к поверхности, а к более или менее мощному, прилегающему к поверхности слою пород. Для детального изучения этих процессов необходимо отдельно рассчитывать тепловой баланс тонкого поверхностного слоя, участвующего в конвективном теплообмене с атмосферой, подстилающего его слоя, еще получающего лучистую энергию, и далее тех слоев, в которых теплопередача совершается различными путями—с инфильтрацией и без нее. Пока для этого не хватает данных, следует ограничиться рассмотрением суммарного теплового баланса всего слоя, режим которого определяет собою характер процессов льдообразования. Таким слоем является слой сезонных колебаний температуры. Глубже этого «активного слоя», если льдообразование в нем не завершено, может иметь место только процесс рекристаллизационного льдообразования, ход которого лишь косвенно — через интенсивность питания и уровень температуры — зависит от режима поверхности.

Источником колебаний температуры активного слоя является неравномерность процессов теплообмена поверхности с атмосферой. Колебания температуры поверхности передаются в глубину по законам теплопередачи. В сухих и непроницаемых горных породах колебания температуры поверхности, поддающиеся гармоническому анализу, повторяются в глубине с запозданием и с затухающей амплитудой. В отличие от этого в ледяных породах картина значительно усложняется отложением новых слоев снега и проникновением коротковолновой солнечной радиации вглубь при длинноволновом собственном излучении только с поверхности, а в фирне, кроме того, ускоренным распространением тепловой волны путем инфильтрации в периоды таяния и последующим замедленным промерзанием влажной породы с поглощением скрытой теплоты.

Амплитуда колебаний температуры на глубине z под поверхностью составляет

$$A_z = A_0 e^{-2\pi \frac{z}{b}},$$

где e — основание натуральных логарифмов;
b — длина волны;
A_0 — амплитуда колебаний температуры на поверхности.

Длина волны зависит от периода колебаний τ и от свойств породы, т. е.

$$b = 2\sqrt{\pi\tau a};$$

здесь a — температуропроводность или отношение теплопроводности k к объемной теплоемкости:

$$a = \frac{k}{c\delta}$$

(c — теплоемкость единицы массы, δ — плотность).

Для чистого льда длина волны суточных колебаний составляет около 1,1 м, для более длительных апериодических колебаний, обусловленных адвекцией, — соответственно несколько больше, а для годовых колебаний она равна 21—22 м. В фирне плотностью $\delta = 0{,}4$ длина годовой волны $b = 14{,}8$ м. На глубине полугодовой волны, где фаза колебаний прямо противоположна начальной (с отставанием в 6 мес.), амплитуда колебаний уменьшается до 1/23 поверхностной амплитуды, а на глубине одной волны — до $^1/_{535}$, т. е. практически на этой глубине температура уже постоянна. Величину в 20 м можно считать пределом мощности активного слоя. Если же в фирне в течение теплого сезона распространение тепла происходит ускоренно путем инфильтрации, то мощность активного слоя может уменьшаться до 10 м и менее, главным образом в результате того, что на распространение холодной волны идет меньше времени: не год, а всего 10—8 мес., после чего инфильтрационное прогревание настигает и гасит ее.

Таким образом, активный слой, режим которого определяет собой тип процессов льдообразования, в среднем имеет мощность около 15 м с колебаниями примерно от 10 до 20 м.

Тепловой баланс активного слоя (или изменение запаса тепла в нем — ΔW) может быть определен как алгебраическая сумма тепловых потоков, проходящих через ограничивающие его поверхности за данный промежуток времени. Внутренними источниками тепла, выделяющегося путем превращения механической энергии, как и затратами теплоты на большинство внутренних физико-химических процессов (исключая фазовые превращения), можно пренебречь ввиду ничтожно малой их величины для слоя такой мощности.

Если принимать во внимание только потоки, распространяющиеся в виде лучистой энергии, путем кондуктивной теплопередачи и диффузионно-сублимационным (или дистилляционным)

и конвективным переносом, то формула теплового баланса активного слоя будет иметь такой вид:

$$\Delta W = W_р + W_к + W_{в+и} + W_{вн}, \qquad (2)$$

где $W_р$ — радиационный баланс поверхности;
$W_к$ — конвективный теплообмен с атмосферой;
$W_{в+и}$ — теплообмен с атмосферой путем процессов возгонки — сублимации и испарения — конденсации;
$W_{вн} = k\frac{dt}{dz}$ — ток тепла через нижнюю границу активного слоя, обусловленный температурным градиентом $\frac{dt}{dz}$, где z — глубина под поверхностью и, следовательно, температурный градиент положителен при повышении температуры с глубиной (k — коэффициент теплопроводности породы).

Вообще каждое приобретение тепла активным слоем обозначается знаком плюс, а потеря — знаком минус.

Все статьи теплового баланса могут быть получены опытным путем. Здесь можно не детализировать способ расчета каждой из них, — для теплового баланса поверхности снега это сделано в работах Г. Свердрупа (Sverdrup, 1936), П. П. Кузьмина (1947, 1948), Е. Г. Попова (1948) и др.

Однако рассчитанный таким образом тепловой баланс был бы неполным вследствие того, что значительные количества тепла, кроме того, переносятся сквозь границы активного слоя веществом в процессе выпадения осадков и стока. Для учета их следует определять теплосодержание выпадающих осадков и стекающей воды.

О. Эккель и Х. Тамс (Eckel u. Thams, 1939) для расчета теплового баланса снежного покрова предложили принять за нуль количество тепла в единице массы воды, имеющей температуру 0°С. Тогда 1 г льда при температуре 0°С будет иметь запас холода $L \approx 80$ кал., а при температуре $-t°$ $-L+ct$ (c — удельная теплоемкость льда).

Введенное таким образом понятие о запасе холода снежного покрова, уже употреблявшееся прежде в мерзлотоведении, будет иметь большое значение и в ледоведении. Тем не менее при расчете теплового баланса нельзя принимать за нуль ни количество тепла в воде, ни количество тепла во льду при 0°С, так как в первом случае ускользает от учета такая важная статья баланса, как тепловой сток с талой водой, а во втором — привнос тепла твердыми осадками, имеющими температуру 0°С. Единственным решением вопроса является счет от абсолютного нуля температуры, где тепловая энергия действительно равна нулю, т. е. учет

теплосодержания (энтальпии) прибывающего или убывающего вещества (см. стр. 40).

Тогда полная формула теплового баланса будет иметь следующий вид:

$$\Delta W = W_р + W_к + W_{в+и} + m_в (72 + ct_в) + 152\, m_и + \\ + h\delta_{сн} (72 + ct_{тв}) + m_ж (152 + t_ж) + W_{вн} - 152\, m_{вд}. \quad (3)$$

Здесь $m_в\ (72 + ct_в)$ — алгебраическая сумма прихода и потерь тепла в результате возгонки и сублимации,

$152\, m_и$ — то же вследствие процессов испарения и конденсации, не учитываемые существующими формулами для расчета $W_{в+и}$ и обусловленные изменением массы снежного покрова на $m_в$ за счет возгонки — сублимации при температуре $t_в$ и на $m_и$ за счет испарения и конденсации;

$h\delta_{сн} (72 + ct_{тв})$ — теплосодержание выпадавших твердых осадков с температурой $t_{тв}$, образовавших снежный покров мощностью h и плотностью $\delta_{сн}$;

$m_ж (152 + t_ж)$ — теплосодержание жидких осадков, выпавших в количестве $m_ж$, имея температуру $t_ж$;

$152\, m_{вд}$ — запас тепла воды, стекшей в количестве $m_{вд}$, считая, что температура стекающей воды обычно близка к 0 °С.

Под каждым членом формулы подразумевается интегральная сумма тепла, вносимого в активный слой данным процессом за любой интересующий нас промежуток времени, которая может быть найдена интегрированием по времени всех входящих в данный член переменных.

При стационарности процесса[1] тепловой баланс равен постоянной величине — теплосодержанию накапливающегося или

[1] Условие стационарности в данном случае достижимо только на вершинах ледниковых куполов при постоянстве климата. Во всех других участках поверхности при положительном материальном балансе неизбежно возникает перемещение данного участка поверхности: вверх, если по условиям рельефа ложа масса льда остается неподвижна (только оседает, в так называемых снежниках), или же появляется горизонтальная составляющая движения, если накопление в той или иной мере уравновешивается стоком льда (в ледниках). Вследствие этого со временем поверхность переместится в другие условия, несмотря на неизменность условий в каждой данной точке пространства.

стаивающего слоя, на толщину которого h_a должна перемещаться нижняя граница активного слоя:

$$W_р + W_к + W_{в+и} + m_в (72 + ct_в) + 152\, m_и + h\delta_{сн} (72 + ct_{тв}) + \\ + m_ж (152 + t_ж) + W_{вн} - 152\, m_{вд} = h_a \delta (1 - \alpha) (72 + \bar{ct}) + \\ + 152\, h_a \delta\alpha, \quad (4)$$

где δ — плотность накапливающего (стаивающего) слоя со средней температурой $\bar{t}$;

α — содержание жидкой воды в нем (имеющейся практически только если его температура держится на точке плавления).

Получающееся в результате теплосодержание на единицу массы у границы проникновения сезонных температурных колебаний и обусловливает ее температуру $\bar{t}$.

Чтобы уяснить роль этой сложной совокупности факторов теплообмена для процессов льдообразования, перенесем все члены уравнения на одну сторону и сгруппируем их следующим образом.

Каждый из членов уравнения, который обозначает поток тепла, не связанный с движением вещества, может означать прием или отдачу тепла активным слоем, и все эти процессы, за исключением постоянного по величине и направлению потока $W_{вн} = k \frac{dt}{dz}$, за разные промежутки времени дают попеременно то приход, то расход тепла, что ведет соответственно то к повышению, то к понижению температуры (или к соответствующему изменению агрегатного состояния) активного слоя. В отношении потоков тепла, связанных с перемещением вещества, дело обстоит несколько иначе, так как несмотря на то, что всякий привнос вещества соответствует приходу энергии, средний запас тепла на единицу массы активного слоя, характеризующий его температуру и агрегатное состояние, может при этом и повышаться и понижаться — в зависимости от теплосодержания привносимого вещества. По признаку повышения или снижения среднего теплосодержания единицы массы активного слоя можно по отношению к любому из частных процессов теплообмена различать периоды и количество прихода и расхода тепла.

Среди потоков тепла, связанных с движением вещества, можно различать количества тепла, обусловленные той или иной температурой вещества, и количества не отражающейся температурным состоянием скрытой теплоты плавления, имеющиеся в жидкой воде. К числу последних будет принадлежать скрытая теплота плавления воды, полученной вследствие

процессов испарения — конденсации $80\,m_и$, скрытая теплота дождевой воды $80\,m_ж$, скрытая теплота стекшей воды — $80\,m_{вд}$ и воды в накапливающемся (стаивающем) слое — $80\,h_a\,\delta\alpha$.

Обозначим через W интегральную сумму прихода тепла, полученного в течение года в результате всех тепловых потоков внутрь активного слоя, за исключением скрытой теплоты плавления, а через F — интегральную сумму расхода тепла в течение года в результате таких же тепловых потоков противоположного направления; через L обозначим скрытую теплоту плавления воды, поступившей в активный слой $80\,(m_и + m_ж)$, и через S — скрытую теплоту плавления воды, вышедшей из активного слоя $80\,(m_{вд} + h_a\,\delta\alpha)$. Тогда уравнение теплового баланса для стационарного процесса примет вид:

$$W - F + L - S = 0. \qquad (5)$$

Таким образом, для стационарного процесса мы имеем два основных простых соотношения: уравнение баланса влаги (1) и уравнение баланса тепла (5). Сравнение их между собой показывает, что $L = 80N_ж$, $S = 80M$ и $L - S = 80\,(N_ж - M)$. С другой стороны, из уравнения (1) получаем:

$$N_ж - M = A - N_{тв}.$$

Подставляя значение $L - S$ в уравнение теплового баланса, после соответствующих преобразований получаем:

$$F + 80N_{тв} - W = 80A, \qquad (6)$$

т. е. для стационарного процесса интегральная сумма теплоотдачи и теплоты, которую необходимо затратить на плавление твердых атмосферных осадков, минус интегральная сумма теплоприхода равны скрытой теплоте плавления слоя накопления или убыли льда.

В таком виде все члены уравнения вещественно-энергетического баланса соответствуют факторам, определяющим характер процессов льдообразования (см. фиг. 121).

Все величины, входящие в приведенные уравнения, являются переменными, и при изменении каждой из них равенство достигается сложнейшим изменением всей совокупности процессов обмена тепла и влаги, радиационных и циркуляционных, и обусловленных ими процессов льдообразования. Полную картину хода процессов льдообразования может дать только непрерывная регистрация всех статей вещественно-энергетического баланса, чего пока не сделано ни в одном пункте земной поверхности. Однако некоторое приближенное представление о суммарном

годовом вещественно-энергетическом балансе можно составить на основании обыкновенных метеорологических данных.

Общим итогом процессов теплообмена активного слоя с атмосферой являются средние годовые температуры воздуха и поверхности и температура нижней границы активного слоя (уровня нулевой годовой амплитуды колебаний температуры), которые при определенных условиях могут значительно отличаться друг от друга. Эти величины представляют важнейшие характеристики процессов льдообразования. Количество осадков, высота и плотность снежного покрова позволяют судить о годовой сумме твердых осадков. Наконец, величины теплоприхода и теплоотдачи в течение года приближенно могут быть охарактеризованы амплитудами годовых, суточных и апериодических колебаний температуры поверхности или, за неимением их, — воздуха над земной поверхностью. Чем интенсивнее идут процессы теплообмена, тем больше колебания температуры.

Таким образом, до получения точных данных о вещественно-энергетическом балансе можно все же в общих чертах уяснить связь между основными типами льдообразования и климатическими условиями. Естественно, что до известной степени связь может быть неоднозначной: различные сочетания хода тех или иных метеорологических элементов могут дать одинаковый результат в годовом балансе тепла и влаги и, следовательно, в процессах льдообразования. Однако несомненно, что эта неоднозначность ограничена узкими пределами ввиду наличия генетической связи между ходом отдельных метеорологических элементов. Факторы, определяющие тип льдообразования, представляют собою важнейшие характеристики климата. Большое количество осадков является характерной чертой морского климата и закономерно связано с малыми амплитудами периодических колебаний температуры. И наоборот, большие температурные колебания, представляющие отличительную особенность континентального климата, связаны с малым количеством осадков.

Учитывая это, попытаемся рассмотреть пространственное распределение основных типов льдообразования в их связи с климатическими условиями.

Глава II

ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ЗОНА

Наиболее проста структура процессов льдообразования в условиях отсутствия таяния, т. е. при таком тепловом балансе земной поверхности, который обеспечивает достаточно низкую отрицательную температуру ее в течение круглого года. В таких условиях осадки выпадают только в твердом виде, а весь приход энергии, — будь то радиационный, конвективный или сублимационный, — затрачивается на временные повышения температуры поверхностного слоя и отчасти на возгонку льда, причем максимумы температуры не выходят за пределы нуля стоградусной шкалы и не сопровождаются таянием. Уравнение вещественно-энергетического баланса (6) для этой зоны, пренебрегая процессами испарения и сублимации, можно разделить на два самостоятельные уравнения:

$$F = W \tag{7}$$

и

$$N = A_1. \tag{8}$$

В этой зоне жидкая вода и лед в петрографическом смысле на поверхности отсутствуют. В местах положительного баланса осадков поверхность сложена только снегом, превращающимся в лед на значительной глубине под влиянием веса верхних слоев. Весь комплекс развивающихся при этом процессов был описан под названием льдообразования холодного типа. Основой его служит процесс сжатия — оседания, сопровождающийся сублимационной перекристаллизацией в стадии диагенеза снега и рекристаллизацией в стадии фирнизации и льдообразования. Различные виды снега, слагающие верхнюю, более или менее дифференцированную часть разреза, книзу переходят в однообразную толщу рекристаллизационного фирна и ниже — первично-рекристаллизационного льда, а на склонах, где имеет место пластическое течение, фирн сразу превращается во вторично-рекристаллизационный лед.

Чем больше выпадает снега, тем быстрее (в течение более короткого времени) он превращается в лед, но вместе с тем процесс льдообразования завершается на большей глубине под поверхностью. И наоборот, при малом количестве годового прихода твердых осадков рост нагрузки сверху и оседание происходят медленнее, но льдообразование заканчивается на меньшей глубине. В среднем граница фирна со льдом в областях рекристаллизационного льдообразования, повидимому, расположена на глубине порядка 30—50 м.

К зоне рекристаллизационного льдообразования в настоящее время принадлежит материк Антарктиды с шельфовыми льдами его морей (за исключением узкой береговой полосы), бóльшая центральная часть Гренландии и, вероятно, вершины наиболее высоких гор на разных широтах [1].

Температурный режим, свойственный зоне рекристаллизационного льдообразования, по крайней мере на не очень больших высотах над уровнем моря в современных условиях, создается самим льдом или, точнее, снегом. Снежный покров обладает исключительными радиационными свойствами: громадной отражающей способностью (в сухом незагрязненном состоянии в среднем 0,8—0,9), вследствие чего он мало нагревается приходящей радиацией и, несмотря на это, характеризуется очень высокой собственной лучеиспускательной способностью (близкой к таковой абсолютно черного тела) из-за очень большого размера поверхности снежинок. Последнее свойство вместе с малой теплопроводностью снега влечет за собою весьма сильное охлаждение снежной поверхности в периоды отрицательного радиационного баланса. Вместе с тем адвективный перенос тепла воздушными массами не в состоянии проникать далеко в области оледенения вследствие поглощения большого количества тепла на таяние снега и льда.

Таким образом, сам снежный покров в областях, где существующие условия позволяют ему сохраняться, значительно изменяет тепловой баланс поверхности и способствует поддержанию низкой отрицательной температуры. Области покровного оледенения являются самыми холодными на земном шаре. Абсолютные минимумы температуры на земной поверхности (порядка —70°С), всегда связанные с температурной инверсией, примерно одинаковы на сибирском «полюсе холода» и в областях

[1] Например, в Гималаях высоту уровня прекращения таяния оценивают в 1000 м над фирновой границей, т. е. 5750 м (Finsterwalder, 1937). Эта оценка, повидимому, занижена. Тем не менее вершины гор, поднимающиеся еще на 3 км выше, должны достигать рекристаллизационной зоны.

покровного оледенения [1], что, повидимому, объясняется установлением при этой температуре радиационного равновесия с вышележащими слоями атмосферы. Однако летние и средние годовые температуры областей покровного оледенения оказываются несравненно ниже, чем на не покрытых льдом северных материках, что можно видеть из данных табл. 5.

Таблица 5

Средняя температура	Айсмитте (центр ледникового покрова Гренландии, 71°11′ с. ш., 39°54′ з.д.)	Верхоянск (67°5′ с. ш.)
Самого теплого месяца	—13,7	+15,5
Самого холодного месяца . . .	—51,0	—50,1
Годовая	—32,5	—15,9

В центре Антарктики температуры, надо полагать, еще ниже. Вместе с тем даже на сравнительно небольших окруженных ледами участках свободной от льда суши под самыми высокими широтами температурный режим резко изменяется. Так, на северной оконечности Гренландии — Земле Пири — под 82° с. ш. наблюдалась средняя температура июля +6° и абсолютные максимумы свыше +15° (Fristrup, 1950).

Для создания положительного баланса твердых осадков в рекристаллизационной зоне достаточно, чтобы их выпадало больше того количества, которое подвергается возгонке в атмосферу. Возгонка при низких температурах протекает весьма медленно. В областях покровного оледенения она по меньшей мере компенсируется сублимацией и практически в балансе вещества роли не играет. Годовой приход осадков в зоне рекристаллизационного льдообразования колеблется в очень широких пределах. В Гималаях, где осадки выпадают из восходящего воздуха при переваливании муссона через горный хребет, на высоте свыше 6000 м количество осадков оценивается в 8000 мм/год (Finsterwalder, 1937). В средней части Гренландии и на побережье Антарктиды, где осадки выпадают преимущественно из восходящих токов воздуха в циклонах, количество осадков составляет 300 — 400 мм/год, а в районе южного полюса, в «стране перистых осадков», выпадающих в нисходящих токах воздуха в антицик-

[1] В теплую зиму 1930/31 г. в центре гренландского ледникового покрова в январе, феврале и марте наблюдались температуры —64, —65°С, тогда как в Верхоянске средние минимумы составляют —62°С.

лоне при попадании их в переохлажденный приземный слой, количество осадков по расчетам некоторых исследователей (Church, 1942) составляет всего 5 мм в год.

Таким образом, количество осадков сильно зависит от местных циркуляционных условий. Вместе с тем теоретически не подлежит сомнению, что на некоторой высоте должна существовать верхняя граница зоны рекристаллизационного льдообразования, а вместе с нею хионосферы [1] и криосферы вообще, обусловленная недостатком влаги в воздухе, преобладанием возгонки над сублимацией, на что указывали еще во второй половине прошлого века Тиндаль (1866) и Гейм (Heim, 1885).

В пределах самой рекристаллизационной зоны положительный вещественный баланс поверхности может нарушаться развеванием (дефляцией) снега, благодаря которому в Антарктике и в восточной Гренландии среди ледникового покрова существует целый ряд не покрытых льдом горных массивов с достаточно пологой для накопления снега поверхностью.

РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ИНФИЛЬТРАЦИОННАЯ ЗОНА

Переход от рекристаллизационной к инфильтрационной зоне льдообразования происходит вследствие таяния части твердых осадков и выпадения части осадков в жидкой фазе. Эти изменения связаны с повышением температуры воздуха хотя бы в некоторые промежутки времени выше точки таяния. Температура воздуха в атмосфере повышается сверху вниз в среднем на 0,5—0,6°С на 100 м. Повышается она также в горизонтальном направлении с уменьшением географической широты, а в областях покровного оледенения, кроме того, имеет место значительный температурный градиент в горизонтальном направлении между периферией и центром (например, в Гренландии 11° на 500 км). В этих направлениях происходят усиление таяния и увеличение количества осадков, выпадающих в жидкой фазе.

Мелкие капли воды в атмосфере могут существовать в переохлажденном состоянии при очень низких температурах. Поэтому в любой части зоны рекристаллизационного льдообразования в виде исключения возможно возникновение на поверхности снега тонких ледяных корок путем замерзания переохлажденных капель облаков или тумана (см. стр. 299). Но заметную роль образование ледяных корок начинает играть только в районах, где время от времени происходит слабое таяние снежной поверхности. Благодаря низкой температуре подстилающего снега талая

[1] Хионосфера—потенциальная зона преобладания накопления твердых атмосферных осадков над их убылью в годовом балансе на горизонтальной поверхности; понятие, введенное С. В. Калесником (1939, стр. 28).

вода замерзает в порах у самой поверхности, образуя ледяные прослойки толщиной в несколько миллиметров и не более нескольких сантиметров. Таким образом, в вертикальном разрезе среди снега и рекристаллизационного фирна появляются тонкие и редкие прослойки мелкозернистого инфильтрационного льда, отмечающие собой кратковременные периоды таяния снежной поверхности.

Сколько-нибудь четко выраженной границы между областями чисто рекристаллизационного льдообразования и областями, отличающимися наличием прослоек погребенного наста таяния, не существует. Между ними имеется очень постепенный переход вследствие того, что температурные максимумы в приземном слое воздуха испытывают большие колебания во времени. В настоящее время совершенно не подвержена таянию только территория Антарктики за исключением прибрежной полосы шириной, повидимому, от нескольких километров до десятков километров. В Гренландии температура воздуха в +0,5°С наблюдалась даже в центральной части северного купола на высоте 3100 м, а на южном куполе на высоте 2700 м температура достигала +5°С. Соответственно и отдельные ледяные прослойки или линзы были обнаружены даже на высотах в 2970 и 3030 м. Повидимому, в отдельных редких случаях слабое таяние в Гренландии возможно повсеместно, до высших точек ледникового щита (3350 м над ур. м.).

По направлению к периферии гренландского ледникового покрова ледяные прослойки встречаются все чаще, и на высоте около 2400—2500 м или в 200 км от края их наличие становится закономерным. Начиная с этого уровня ледяные прослойки представляют характерный признак летних слоев снега, указывающий на то, что при существующих здесь средних температурных максимумах возможно ежегодное кратковременное таяние. Эта переходная зона снега с ледяными прослойками в Гренландии простирается вниз приблизительно до уровня в 2000 м, образуя полосу свыше 100 км шириной, окаймляющую центральную, более холодную, область ледникового покрова. Средняя годовая температура воздуха в пределах этой зоны составляет около —20, —25°С, а средняя температура самого теплого месяца соответственно равна —4, —7°С [1].

В других районах положение рекристаллизационно-инфильтрационной зоны не установлено.

[1] Приводимые здесь и ниже данные о положении зон льдообразования в Гренландии получены путем сопоставления всех опубликованных материалов экспедиций, исследовавших гренландский ледниковый покров, ссылки на которые заняли бы слишком много места. Наиболее ценные материалы собраны экспедициями А. Вегенера 1929 и 1930—1931 гг., И. Коха и А. Вегенера 1912—1913 гг. и А. Де-Кервена

ХОЛОДНАЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННАЯ ЗОНА

Одновременно с усилением таяния при движении вниз в переходной рекристаллизационно-инфильтрационной зоне повышается также температура верхних слоев снега в летний период и, следовательно, уменьшается запас холода, препятствующий просачиванию талой воды вглубь снега. Благодая этому первичные ледяные прослойки становятся толще, приобретают характер, все более близкий к фирну, с пористыми участками, и кристаллы в них становятся крупнее. Вода просачивается все глубже, фирново-ледяные прослойки образуются дальше от поверхности, а вверху появляется слой режеляционного фирна, образовавшегося из снега под воздействием талой воды. Резкая дифференциация на тонкие ледяные прослойки и не затронутый процессами таяния снег исчезает. Вначале между горизонтами фирна, представляющими верхние части годовых слоев, еще сохраняются снежные горизонты, но лишь в узкой полосе. Как только благодаря летнему прогреванию снега начинается процесс инфильтрации, очень небольшого усиления таяния достаточно для промачивания талой водой всего годового слоя снега, превращающегося в режеляционный фирн. Поэтому холодная инфильтрационная зона имеет достаточно отчетливую верхнюю границу, насколько это вообще возможно при изменениях метеорологических условий из года в год. Как отмечено выше, на западном склоне средней части гренландского ледникового покрова эта граница расположена, повидимому, на высоте около 2000 м, примерно в 80 км от края покрова.

Для холодной инфильтрационной зоны характерно то, что вода, получающаяся от таяния на поверхности, полностью затрачивается на инфильтрационное уплотнение и льдообразование [1], не давая стока. Все атмосферные осадки сохраняются в пределах активного слоя за исключением обычно незначительного, компенсирующегося сублимацией и конденсацией, количества влаги, испаряющегося в атмосферу. Часть вещества в процессе таяния и инфильтрации выносится из слоя годового накопления, но затем снова замерзает в толще фирна, увеличивая массу и плотность слоев, отложенных в прежние годы. Следовательно, убыль вещества с поверхности в первый год отложения слоя породы в стационарных условиях в среднем компенсируется в последующие годы инфильтрацией из новых слоев. Происходит

в 1912 г. Материалы французской экспедиции 1949—1951 гг. не могли быть учтены.

[1] Описание процессов инфильтрационного льдообразования см. стр. 296—305.

только перераспределение вещества, но в целом для активного слоя количество осадков равно годовому приросту:

$$N = A. \tag{9}$$

Поскольку $N = N_{тв} + N_{ж}$, из уравнения (6) следует, что

$$W + 80N_{ж} = F, \tag{10}$$

т. е. что вся теплоотдача с поверхности уравновешивается теплоприходом активного слоя и скрытой теплотой кристаллизации жидких осадков.

Процессы инфильтрационного уплотнения и льдообразования связаны с нагреванием породы замерзающей водой, которая выделяет скрытую теплоту кристаллизации. Величина нагревания очень значительна:

$$\Delta t = \frac{80\Delta\delta}{0{,}5\delta} = 160\frac{\Delta\delta}{\delta}$$

(δ — первоначальный объемный вес фирна, $\Delta\delta$ — инфильтрационное уплотнение).

Нагревание продолжается до тех пор, пока температура не достигнет 0° и порода не станет проницаемой для нисходящей талой воды, после чего инфильтрация распространяется в более глубокие горизонты. Отсутствие стока обозначает, что инфильтрационное прогревание не достигает нижней границы активного слоя. Ниже горизонта, прогретого талой водой до 0°, в пределах активного слоя сохраняется горизонт с отрицательной температурой, в котором теплая летняя волна распространяется путем кондуктивной и диффузионно-сублимационной теплопередачи.

В годовом балансе сумма теплоотдачи с поверхности F, снижающая теплосодержание активного слоя, может быть разложена на две части, из которых одна погашается теплоприходом активного слоя в течение холодного периода, до начала таяния, а другая, бóльшая, часть $F_т$ составляет «запас холода» активного слоя к моменту начала таяния и теплоотдачу в периоды похолоданий в течение сезона таяния, которая, однако, как было отмечено, для процессов льдообразования играет второстепенную роль.

Точно так же сумма теплоприхода слагается из двух частей, из которых одна затрачивается непосредственно на повышение температуры активного слоя, а другая — $W_т$ — на таяние верхней поверхности. Условием отсутствия стока, имеющим силу в описываемой подзоне льдообразования, является

$$W_т + 80N_{ж} < F_т,$$

а граничными условиями этой подзоны со стороны количественного соотношения между интенсивностью таяния и промерзания будут

$$0 \ll W_т + 80N_{ж} < F_т, \tag{11}$$

т. е. количество тепла, затрачиваемого на таяние, вместе со скрытой теплотой кристаллизации жидких осадков составляет величину, достаточно большую для смачивания всего годового слоя снега, но меньшую, чем запас холода зимнего промерзания плюс теплоотдача в период таяния.

Таким образом, в холодной инфильтрационной зоне вся тепловая энергия, расходуемая на таяние поверхности, сохраняется в активном слое, выделяясь при замерзании талой воды. Она производит работу инфильтрационного уплотнения, но в конечном счете затрачивается на повышение температуры фирна.

В этих условиях превращение фирна в лед идет за счет двух процессов: оседания и инфильтрационного уплотнения. Оседание — процесс медленный, самостоятельно способный привести к превращению фирна в лед лишь значительно глубже активного слоя, инфильтрационное же уплотнение может протекать с различной скоростью. В рассматриваемых условиях ввиду наличия в активном слое достаточного запаса холода скорость инфильтрационного уплотнения лимитируется соотношением количества жидкой воды или интенсивности таяния с количеством выпадающих твердых осадков: чем сильнее таяние и чем меньше выпадает снега, тем быстрее происходит льдообразование. Одновременно ускоряется и рост кристаллов, связанный только с инфильтрационным уплотнением, а не с оседанием.

Всякое усиление таяния на поверхности ведет к увеличению глубины проникновения талой воды и к распространению инфильтрационных процессов на слой большей мощности. Однако процесс льдообразования в пределах активного слоя заканчиваться не успевает и завершается на глубинах порядка 20—40 м под поверхностью, в слое с постоянной отрицательной температурой, путем оседания и рекристаллизации.

Таким образом, разрез ледяных пород в холодной инфильтрационной зоне сверху вниз слагается из:

1) снега в возрасте менее года (отсутствующего в период таяния);

2) толщи режеляционного и инфильтрационного фирна с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного льда в сравнительно небольшом количестве, общей мощностью порядка 20—40 м;

3) инфильтрационно-рекристаллизационного льда с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного льда,

на склонах в той или иной степени превращенного во вторично-рекристаллизационный лед;

4) жил конжеляционного льда в трещиноватых участках, преимущественно в нижней, сложенной льдом, части разреза.

Количество инфильтрационного льда в общей массе зависит от относительной роли инфильтрации в процессе уплотнения фирна и, следовательно, от соотношения интенсивности поверхностного таяния с количеством отлагающихся твердых осадков $\frac{W_т + 80N_ж}{80N_{тв}}$, т. е. в конечном счете — от положения в пределах описываемой зоны льдообразования: в верхней ее части, близ границы с рекристаллизационной зоной, таяние слабее и инфильтрационного льда меньше, книзу таяние усиливается и содержание инфильтрационного льда возрастает.

Соотношение между интенсивностью таяния и количеством отлагающихся твердых осадков, свойственное холодной инфильтрационной зоне, приблизительно определяется следующими условиями. Вода, получающаяся от таяния некоторой части твердых атмосферных осадков и от дождей, в процессе инфильтрационного уплотнения замерзает в порах фирна. Для того чтобы в активном слое твердые осадки не превратились в лед, необходимо, чтобы объем льда, образующегося ежегодно путем замерзания воды в порах фирна, не достигал объема пор годового прироста фирна. При расчете на единицу площади объем льда можно заменить соответствующей высотой, выраженной в слое воды.

В процессе таяния снежный покров превращается в режеляционный фирн и сильно оседает, почему снижение его поверхности нельзя относить только за счет стаивания. Поэтому мы условно разделим оба эти процесса, представив, что оседание с превращением снега в режеляционный фирн произошло прежде стаивания, и в расчетах будем исходить из мощности и объемного веса слоев режеляционного фирна, эквивалентных соответствующим слоям снега.

В общую мощность h годового слоя твердых осадков, превращенных в режеляционный фирн, входит мощность $h_т$ стаивающего слоя и мощность $h_а$ слоя, остающегося после таяния, т. е. $h = h_т + h_а$.

Обозначим объемный вес режеляционного фирна, который, следовательно, будет иметь верхний слой $h_а$ непосредственно после таяния, через $\delta_в$. Ко времени погружения его до нижней границы инфильтрации в течение ряда лет за счет инфильтрационного уплотнения (исключая оседание), объемный вес этого слоя достигает $\delta_н$, а мощность (поскольку не учитывается оседание) не изменится. Увеличение массы слоя за это время

с $h_а \delta_в$ до $h_а \delta_н = A = N = N_{тв} + N_ж$ произойдет на величину, в среднем равную количеству жидкой воды, ежегодно участвующей в процессе инфильтрации; это количество слагается из талой воды $\frac{W_т}{80} = h_т \delta_в$ и дождевой воды $N_ж$.

Отсюда получается следующее уравнение:

$$W_т + \frac{\delta_в}{\delta_н} 80N_ж = \frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н} 80N_{тв}, \qquad (12)$$

или, принимая во внимание сравнительно малое количество жидких осадков в холодной инфильтрационной зоне,

$$W_т + 80N_ж \approx \frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н} 80N_{тв}. \qquad (12')$$

Уравнение (12) определяет собой предельное количественное соотношение между теплотой $W_т$, затрачиваемой на таяние поверхности, и количеством твердых и жидких атмосферных осадков в зоне инфильтрационного льдообразования при отсутствии стока, т. е. в условиях холодного режима. Это соотношение зависит от величины относительного инфильтрационного уплотнения $\frac{\delta_н - \delta_в}{\delta_н}$ за время, пока фирн проходит путь от верхней части разреза, где он имеет объемный вес $\delta_в$, до нижней границы просачивания воды, где его объемный вес при отсутствии оседания составит $\delta_н$.

Значения $\delta_в$ и $\delta_н$ в холодной инфильтрационной зоне не везде одинаковы. Чтобы составить представление о порядке величин, в среднем можно принять значения $\delta_в \approx 0{,}48$ и $\delta_н \approx 0{,}80$, откуда из (12′) предельной величиной теплоты таяния и количества жидких осадков будет $W_т + 80N_ж \approx 0{,}4 \cdot 80N_{тв}$. Следовательно, граничными условиями для описываемой зоны являются:

$$0 \ll W_т + 80N_ж < 0{,}4 \cdot 80N_{тв}, \qquad (13)$$

т. е. таяние и выпадение жидких осадков должно быть достаточным для смачивания и превращения в режеляционный фирн всего годового слоя снега, но не должно превышать примерно 0,4 количества отлагающихся твердых осадков.

Таким образом, холодная инфильтрационная зона льдообразования, расположенная ниже рекристаллизационной зоны, отличается от последней тем, что в ней структурное превращение всего снега в фирн и часть последующего уплотнения фирна совершаются под воздействием частичного таяния и замерзания. Но в отличие от нижних зон криосферы здесь нет стока, сумма осадков равна годовому приросту вещества, и вся теплота,

расходуемая на таяние, сохраняется в пределах активного слоя. С другой стороны, инфильтрационное уплотнение недостаточно интенсивно для того, чтобы льдообразование успело закончиться в активном слое. Условиями для такого типа процессов льдообразования являются:

$$W_т + 80N_ж < F_т$$

и

$$W_т + 80N_ж < 0{,}4 \cdot 80N_{тв}.$$

Иначе говоря, сумма тепла, затрачивающегося на таяние, и скрытой теплоты плавления жидких осадков должна быть меньше, чем запас холода зимнего промерзания, а таяние и выпадение жидких осадков не должны превышать примерно 0,4 количества твердых атмосферных осадков.

В результате процессов таяния и инфильтрации талой воды температурный режим на поверхности и в активном слое в холодной инфильтрационной зоне значительно изменяется в сравнении с рекристаллизационной зоной. Для температур приземного слоя воздуха характерно «притупление» летних максимумов вследствие затраты тепла на таяние снега и фирна. В условиях отсутствия таяния кривые суточного хода температуры воздуха, если он не нарушен апериодическими колебаниями, имеют более или менее симметричный вид, но как только теплота начинает затрачиваться на таяние поверхности, максимумы оказываются сглаженными, обычно достигая не более нескольких градусов выше нуля. В приземном слое воздуха возникает температурная инверсия, вызывающая образование конвективных воздушных токов, с помощью которых тепло подводится к тающей поверхности. Особенно сильно температурная инверсия от таяния бывает выражена в случае адвекции теплых воздушных масс.

Еще более существенное изменение наблюдается в температурном режиме активного слоя. Инфильтрация гравитационной талой воды, отдающей 80 кал на 1 г скрытой теплоты при замерзании в более глубоких слоях фирна, является несравненно более эффективным фактором теплопередачи, чем молекулярная теплопроводность и сублимационные процессы. Передача тепла вниз с талой водой в фирне протекает значительно быстрее, чем происходит распространение зимней холодной температурной волны и весенней теплой волны перед началом таяния. Благодаря этому средняя годовая температура в нижней части активного слоя оказывается выше той, какой она была бы в случае отсутствия инфильтрационной теплопередачи при данной средней годовой температуре воздуха. Превышение средней температуры фирна над средней годовой температурой воздуха может достигать нескольких градусов (в некоторых случаях, повидимому, до десятка градусов).

Источником тепла для этого повышения служит энергия, затрачиваемая на таяние поверхности и передаваемая в глубину, которая в других условиях расходовалась бы на повышение температуры поверхности и приземного слоя воздуха. Таким образом, в активном слое происходит перераспределение тепла, в результате которого поверхность оказывается холоднее, а нижние горизонты — теплее. Снижение же температуры поверхности ведет к изменению ее теплового баланса в сторону увеличения теплоприхода путем ослабления собственного излучения и усиления конвективного и сублимационно-конденсационного притока тепла из воздуха. Одновременно в периоды таяния усиливается радиационный теплоприход вследствие уменьшения альбедо более темной тающей поверхности. Этот-то избыток тепла, получаемый аномально холодной поверхностью и сохраняемый в нижней части активного слоя, в конечном счете и служит источником аномально высоких температур фирна и всей толщи подстилающих пород.

Следовательно, фирн в областях, где он подвергается таянию, оказывает на подстилающие породы отепляющее влияние. Его действие подобно действию верши или западни: тепло улавливается фирном, предоставляющим ему легкий доступ внутрь и не отдающим это тепло обратно вследствие низкой теплопроводности. Как известно, благодаря более высоким температурам внутри Земли отепляющее влияние на подстилающую толщу обычно оказывает любой слой горных пород, если температура не достигает их точки плавления. Количественно это влияние выражается в повышении температуры под данным слоем на

$$\Delta t = h\frac{dt}{dz} = W_{вн}\frac{h}{k}, \qquad (14)$$

где h — мощность слоя;

$\frac{dt}{dz}$ — температурный градиент;

$W_{вн}$ — тепловой поток изнутри земли к поверхности;

k — коэффициент теплопроводности породы.

Но отепляющее влияние пористых ледяных пород на подстилающую их толщу значительно превышает обычное влияние остальных пород, что выражается в наличии большого вертикального градиента средних годовых температур в активном слое, превышающего нормальный градиент, соответствующий молекулярной теплопроводности фирна.

Поскольку для перехода от рекристаллизационной зоны к холодной инфильтрационной требуется только усиление таяния, эта зона везде окаймляет снизу области и участки, принадлежащие к зоне рекристаллизационного льдообразования. Несмотря на недостаточную изученность, можно утверждать, что холодная

инфильтрационная зона должна быть развита в верховьях фирновых бассейнов горных ледников на достаточно больших высотах, на арктических и антарктических островах и на периферии ледникового покрова Гренландии. В средней части западного склона гренландского ледникового покрова, насколько можно судить по имеющимся данным, она расположена на высоте от 2000 до 1400 м, образуя полосу шириной около 60 км. Средняя годовая температура в этой полосе составляет от —15 до —20°С, а средняя температура самого теплого месяца примерно от —1 до — 4°С при количестве отлагающихся осадков около 450 мм/год

Нижняя граница холодной инфильтрационной зоны одновременно отделяет всю верхнюю половину криосферы от нижней половины, которая характеризуется своеобразной особенностью. В верхней, рекристаллизационной, зоне криосферы самые большие различия в вещественно-энергетическом балансе не вызывают никаких изменений в характере процессов льдообразования. Выпадает ли 5 мм твердых осадков или 8000 мм, — все равно льдообразование идет по рекристаллизационному типу: господствует полное единообразие. В холодной инфильтрационной зоне уже заложено начало некоторой дифференциации в горизонтальном направлении, которая проявляется только в количественном различии относительной роли оседания и инфильтрационного уплотнения фирна. Но, начиная с нижней границы холодной инфильтрационной зоны количественная дифференциация в горизонтальном направлении переходит в качественную, проявляясь в изменении типа процессов льдообразования, что в конечном счете ведет к дисимметрии всей нижней половины криосферы.

Переход от холодной инфильтрационной зоны к более низким зонам льдообразования может быть вызван нарушением одного или обоих приведенных выше граничных условий:

$$W_т + 80N_ж < F_т$$

или

$$W_т + 80N_ж < 0{,}4 \cdot 80N_{тв}.$$

Нарушение только первого условия — увеличения суммы тепла, затрачивающегося на таяние, и скрытой теплоты жидких осадков сверх запаса холода зимнего промерзания—ведет к инфильтрационному прогреванию всего активного слоя до точки плавления, к устранению холодного режима и к возникновению внутри- и подледникового стока талой воды.

Нарушение только второго условия — увеличения количества талой и дождевой воды примерно до 0,4 — 0,5 количества твердых атмосферных осадков — ведет к тому, что поры нестаивающего остатка фирна заполняются талой водой, фирн превращается

в инфильтрационный лед в течение одного сезона таяния, и возникает поверхностный сток талой воды.

В соответствии с этим в разных условиях холодная инфильтрационная зона книзу переходит в первом случае в «теплую» инфильтрационную зону, а во втором — в инфильтрационно-конжеляционную зону с холодным режимом.

Если нарушены оба приведенные выше граничные условия, то характер процесса льдообразования определяется соотношением между величиной запасов холода зимнего промерзания и холода кристаллизации твердых осадков:

при

$$F_т < 0{,}4 \cdot 80N_{тв} \tag{15}$$

процессы идут по типу «теплой» инфильтрационной зоны, тогда как при

$$F_т > 0{,}4 \cdot 80N_{тв} \tag{16}$$

— по типу инфильтрационно-конжеляционной зоны.

«ТЕПЛАЯ» ИНФИЛЬТРАЦИОННАЯ ЗОНА

Верхней границей «теплой» инфильтрационной зоны является уровень, где сумма тепла, затрачиваемого на таяние, и скрытой теплоты жидких осадков как раз достаточна для инфильтрационного прогревания всего активного слоя до температуры плавления: $W_т + 80N_ж = F_т$. В то же время условие $W_т + 80N_ж < 0{,}4 \cdot 80N_{тв}$ у верхней границы «теплой» инфильтрационной зоны не нарушается, и следовательно:

$$F_т < 0{,}4 \cdot 80N_{тв},$$

т. е. запас холода зимнего промерзания и теплоотдача в период таяния меньше примерно 0,4 скрытой теплоты плавления твердых осадков.

Такие условия характерны для морского климата с большим количеством атмосферных осадков, малыми амплитудами колебаний температуры, относительно теплой зимой и слабым промерзанием толщи пород. В пределе в типичном океаническом климате промерзание может почти отсутствовать, и вся толща ледяных пород круглый год будет иметь температуру, близкую к нулю. Близкие к этому условия характерны, например, для фирновых шапок юго-восточной Исландии, где за год выпадают толщи снега мощностью до 7 м с постоянной температурой около нуля, так что в слоях, отлагавшихся при положительных температурах, снег в течение многих месяцев остается мокрым.

В таких предельных условиях океанического климата, когда $F_т \to 0$, весь приход тепла к поверхности затрачивается на таяние твердых осадков, а вся талая и дождевая вода просачивается

сквозь толщу фирна и стекает по внутри- и подледниковым каналам. Несмотря на обилие воды, инфильтрационное уплотнение не имеет места, и льдообразование происходит исключительно путем оседания и паратектонической перекристаллизации.

В результате обилия осадков в условиях океанического климата ежегодно могут накапливаться мощные толщи фирна и развивается очень активное оледенение, существующее при относительно высокой температуре воздуха. У нижней границы «теплой» инфильтрационной зоны не только средняя температура самого теплого месяца может достигать значения в несколько градусов выше нуля, но и средняя годовая температура местами превышает точку плавления до 1—1,5°С. Оледенение в таких условиях обязано своим существованием запасам скрытого холода кристаллизации твердых атмосферных осадков и развивается, несмотря на относительно высокую температуру окружающей среды.

Предельные условия, в которых промерзание вообще отсутствует, конечно, недостижимы, но близкие к этому и промежуточные условия с относительно слабым промерзанием характерны для фирновых бассейнов большинства районов горного оледенения. Прежняя «классическая» альпийская гляциология, обращавшая очень мало внимания на процессы льдообразования, была знакома только с оледенением, получавшим питание из «теплой» инфильтрационной зоны, и неосновательно приписывала наблюдавшимся в этих условиях закономерностям всеобщую значимость.

В обычных для «теплой» инфильтрационной зоны условиях характер процессов льдообразования в общем мало отличается от характера процессов, происходящих в холодной зоне, слагаясь из оседания с паратектонической перекристаллизацией и из инфильтрационного уплотнения. В зависимости от интенсивности инфильтрационного уплотнения льдообразование может заканчиваться в активном слое, но чаще оно происходит глубже него, как в холодной инфильтрационной зоне. Однако в последнем случае фирн превращается в лед, путем оседания в условиях не холодного, а «теплого» режима и соответственно — несколько быстрее (на меньшей глубине под поверхностью) вследствие большей пластичности и отсутствия смерзания зерен фирна.

В течение холодного сезона обычно промерзает слой фирна мощностью 10—15 м, а ниже весь год сохраняется постоянная температура таяния. К началу сезона таяния, когда уже началось медленное прогревание сверху, температура в толще фирна быстро убывает с глубиной, достигая минимума в —2, —10° (в зависимости от зимних температур воздуха) на глубине 2—3 м, а затем более медленно повышается до нуля у нижней границы активного слоя. В течение большей или меньшей части

сезона таяния просачивающаяся вода замерзает в порах фирна, прогревает его слой за слоем сверху вниз, пока не будет израсходован весь запас холода, после чего гравитационная вода начинает беспрепятственно стекать сквозь активный слой до границы льда и дальше по трещинам и внутри- и подледниковым каналам стока. Осенью и зимой, при новом промерзании фирна, замерзает лишь небольшое количество подвешенной капиллярной воды.

Скорость процесса инфильтрационного уплотнения фирна и льдообразования ограничена запасом холода зимнего промерзания и теплоотдачей в течение сезона таяния $F_т$. Твердые осадки и вода для инфильтрации имеются в избыточном количестве, но для замерзания воды в порах в толще фирна нехватает холода. Однако наряду с величиной запаса холода активного слоя относительная роль инфильтрационного уплотнения определяется также длительностью пребывания фирна в активном слое, т. е. количеством испытываемых им циклов инфильтрационного прогревания. Это хорошо иллюстрируется приводившимся уже сравнением условий льдообразования в Альпах и на Шпицбергене (см. стр. 301). В Альпах на высоте 3500 м годовой прирост фирна равен 3—5 м, мощность активного слоя 15 м, следовательно, время пребывания фирна в активном слое составляет не более 4—5 лет, тогда как на фирновом плато Изаксена на Шпицбергене соответствующие цифры равны 40 см, 10 м и 25 лет. Поэтому на Шпицбергене фирн уплотняется в активном слое инфильтрационным путем до состояния, близкого ко льду, тогда как в Альпах основным фактором является оседание.

Длительность пребывания фирна в активном слое зависит не только от глубины промерзания, но и от величины годового прироста фирна, следовательно, от количества твердых осадков и интенсивности таяния. Таким образом, скорость инфильтрационного льдообразования в теплой инфильтрационной зоне прямо пропорциональна запасу холода зимнего промерзания $F_т$ и интенсивности таяния $W_т$ и обратно пропорциональна количеству твердых осадков $N_{тв}$, т. е.

$$\frac{F_т \cdot W_т}{80 N_{тв}}. \qquad (17)$$

В связи с этим скорость инфильтрационного льдообразования, а вместе с нею относительное количество инфильтрационного льда и глубина превращения основной массы фирна в лед в пределах описываемой зоны изменяются в двух направлениях: сверху вниз и по простиранию зоны в направлении от морского к континентальному климату.

У верхней границы зоны превращение фирна в лед при имеющемся запасе холода не успевает происходить в активном слое и заканчивается на глубине порядка 40 м путем оседания и паратек-

тонической перекристаллизации в условиях теплого режима. В вертикальном направлении сверху вниз величина годового прироста фирна уменьшается быстрее, чем запас холода зимнего промерзания, поэтому скорость инфильтрационного льдообразования книзу увеличивается, растет содержание инфильтрационного льда в толще фирна и уменьшается роль оседания в сравнении с инфильтрационным уплотнением. В связи с этим мощность толщи фирна от верхней границы теплой инфильтрационной зоны книзу постепенно уменьшается, пока фирн полностью не выклинивается.

Постепенное уменьшение мощности фирна констатировано, например, в верховьях Большого Алечского ледника в Альпах, где на высоте 3500 м мощность превышает 30 м, на высоте 3330 м равна уже только 20 м, а на высоте 3020 м фирн выклинивается.

Выклинивание толщи фирна внизу происходит не вследствие быстрого превращения его в лед, а в результате стаивания без остатка всех выпадающих осадков. Пока сохраняется некоторый хотя бы небольшой остаток фирна, необходимо известное время для превращения его в лед за счет инфильтрационных процессов. В связи с этим полной постепенности в уменьшении мощности фирна книзу нет, на коротком протяжении у нижней границы толща фирна выклинивается сравнительно быстро.

Строение толщи ледяных пород в «теплой» инфильтрационной зоне мало отличается от строения в «холодной» инфильтрационной зоне. В разрезе сверху вниз следуют:

1) снег в возрасте менее года, отсутствующий в период таяния;

2) толща режеляционного и инфильтрационного фирна с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного льда в сравнительно небольшом количестве, общей мощностью от 40 м в верхней части зоны до нуля в нижней;

3) инфильтрационно-рекристаллизационный лед с прослоями, линзами и неправильными телами инфильтрационного льда, на склонах в большей или меньшей мере превращенный во вторично-рекристаллизационный лед. Только жильного конжеляционного льда содержится значительно меньше, чем в холодной зоне вследствие недостатка холода в нижней части разреза, сложенной льдом.

Нижняя граница «теплой» инфильтрационной зоны известна в гляциологии под названием *фирновой линии*, или *фирновой границы*. Ниже нее годовой баланс твердых атмосферных осадков становится отрицательным, убыль превышает прирост, и лед в течение теплого сезона может существовать только за счет перемещения из вышележащих зон льдообразования в виде лавин или ледников. Фирновая линия на ледниках с «теплым» режимом представляет границу между областями питания вверху и областями убыли льда внизу. В этом

случае ниже нее расположена только зона сезонного льдообразования. Такое чередование зон характерно для районов оледенения с морским или по крайней мере не слишком континентальным климатом.

По простиранию «теплой» инфильтрационной зоны в направлении от морского климата к континентальному происходит постепенное изменение, аналогичное изменению в вертикальном направлении. Континентальный климат отличается меньшим количеством осадков и большей амплитудой колебаний температуры, следовательно, более сильным зимним промерзанием и летним таянием, т. е. как раз таким сочетанием условий, которое способствует усилению инфильтрационного льдообразования за счет более медленного рекристаллизационного. Это приводит к увеличению количества инфильтрационного льда и к уменьшению мощности фирна, а в конечном счете — к нарушению граничного условия $F_т < 0{,}4 \cdot 80 N_{тв}$ и к переходу «теплой» инфильтрационной зоны в инфильтрационно-конжеляционную.

В переходных условиях районов с умеренно-континентальным климатом последовательность зон льдообразования в вертикальном направлении отличается от той, которая свойственна районам морского климата.

Вследствие «теплого» режима в описываемой зоне прирост вещества в активном слое меньше суммы твердых осадков, соотношение между ними регулируется распределением отдачи и прихода тепла в течение года в соответствии с уравнением (6). Часть вещества стекает в виде талой воды, унося с собой некоторое количество тепла. Однако тепловой сток, происходящий по внутри- и подледниковым каналам глубже активного слоя, не отражается на температурном режиме подстилающего льда, постоянно сохраняющего температуру таяния. Поэтому в «теплой» инфильтрационной зоне фирн также оказывает согревающее влияние на подстилающие породы, как и в вышележащей холодной зоне. Но если в холодной зоне величина согревающего влияния увеличивается книзу по мере усиления таяния, то в «теплой» зоне она, наоборот, уменьшается книзу в связи с приближением в этом направлении средней годовой температуры воздуха к точке плавления льда.

В Альпах «теплый» режим в фирновых бассейнах ледников констатирован на высотах, где средняя годовая температура воздуха равна —7°С (Hughes a. Seligman, 1939). Но при переходе от фирна ко льду в одинаковых прочих условиях температурный режим активного слоя существенно изменяется. В отличие от фирна лед не оказывает согревающего влияния на подстилающие породы, так как тепло, затрачиваемое на таяние, теряется для активного слоя вследствие возникновения поверхностного стока талой воды.

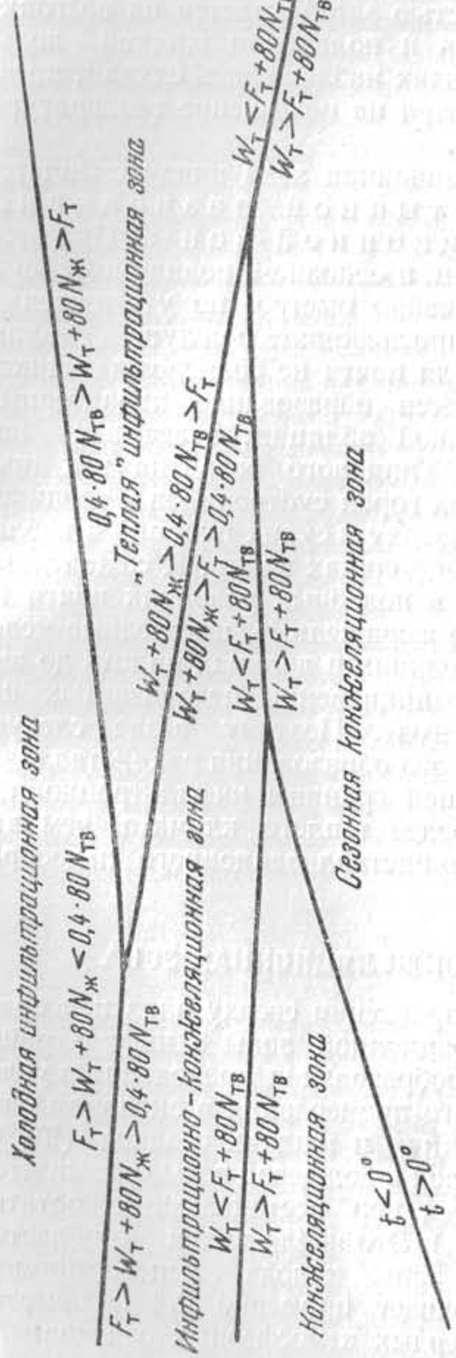
При нарушении граничного условия $F_т < 0{,}4 \cdot 80\, N_{тв}$, хотя количество тепла, затрачиваемого на таяние, больше запаса холода зимнего промерзания, тем не менее этого запаса обычно бывает достаточно для превращения части фирна в лед. А как только образовался сплошной слой льда, вода от дальнейшего таяния стекает по его поверхности, унося с собой большое количество тепла. Поэтому, несмотря на «теплый» режим фирна, ниже него в ледниках и коренных породах районов умеренно-континентального климата может сохраняться холодный режим, т. е. отрицательная температура на уровне нулевых годовых амплитуд колебаний температуры. Тогда вместо зоны сезонного льдообразования ниже «теплой» инфильтрационной зоны располагается инфильтрационно-конжеляционная зона, а под нею — конжеляционная зона (фиг. 122).

Такое чередование зон, обусловленное аномально теплым режимом в фирновой области, отмечается, например, на Северо-Восточной Земле и на Шпицбергене, где фирновые плато и купола принадлежат к «теплой» инфильтрационной зоне, несмотря на средние годовые температуры воздуха на соответствующей высоте до —7, —8°С, а ниже расположены холодные ледники и мощная толща мерзлых пород.

Характерно, что и в горизонтальном направлении исчезновение «теплой» инфильтрационной зоны и замена ее по простиранию инфильтрационно-конжеляционной зоной в более континентальном климате может происходить в результате одного только уменьшения количества осадков при сохранении тех же средних годовых и месячных температур воздуха. Изменение температурного режима активного слоя и подстилающих пород от «теплого» к холодному обусловлено при этом исключительно устранением согревающего влияния фирна, когда вследствие ускорения инфильтрационного уплотнения последний быстро превращается в лед.

Повидимому, в некоторых ледниковых куполах, обладающих «теплым» режимом в согреваемой фирном центральной части и холодным режимом в периферийной ледяной полосе, талая вода центральной области вообще не имеет выхода на периферию; о дальнейшей ее судьбе трудно что-нибудь сказать без специальных исследований.

В других случаях сток талой воды из «теплой» центральной фирновой области, повидимому, сначала осуществляется по внутриледниковым каналам, а в периферийной полосе вода, блокированная «холодным» льдом, изливается под напором на поверхность ледника. Возможно, что таким образом объясняется происхождение фонтанов воды, которые с силой бьют из каналов во льду, как это наблюдалось в южной части Гренландского ледникового покрова (Nordenskiöld A., 1886).



Фиг. 122. Схема расположения зон льдообразования по вертикальному профилю в районах с климатом, переходным от морского к континентальному.

$N_{тв}$ — годовая сумма твердых осадков; $F_т$ — запас холода зимнего промерзания и теплоотдача в период таяния; $W_т$ — сумма тепла, затрачивающегося на таяние; $N_ж$ — годовая сумма жидких осадков; t — температура у подошвы слоя годовых колебаний.

Границы между зонами

холодной инфильтрационной и инфильтрационно-конжеляционной — $F_т > W_т + 80\, N_ж = 0{,}4 \cdot 80\, N_{тв}$;

холодной инфильтрационной и «теплой» инфильтрационной — $F_т = W_т + 80\, N_ж < 0{,}4 \cdot 80\, N_{тв}$;

«теплой» инфильтрационной и инфильтрационно-конжеляционной — $W_т + 80\, N_ж > F_т = 0{,}4 \cdot 80\, N_{тв}$;

тройная точка — $F_т = W_т + 80\, N_ж = 0{,}4 \cdot 80\, N_{тв}$.

Другого рода аномалия в смене зон льдообразования в вертикальном направлении, повидимому, имеет место в пустынных районах, где даже сильный радиационный теплоприход из-за большой сухости воздуха полностью затрачивается на возгонку с поверхности снега, без таяния и появления жидкой воды. В Чилийских и Аргентинских Андах наблюдались случаи, когда поверхность снега не тает, несмотря на повышение температуры воздуха до +15°С (Troll, 1942).

В таких условиях инфильтрационная зона книзу сменяется своеобразной нижней пустынной разновидностью рекристаллизационной зоны. При этом перекристаллизация снега в фирн, в основном, повидимому, сублимационная, протекает чрезвычайно быстро; по утверждению Л. Р. Каталано, ее почти можно прослеживать под лупой. Результатом таких процессов, совсем или почти не сопровождающихся появлением талой воды, является образование характерных остроконечных форм радиационной абляции, известных под названием «кающихся снегов». Типичного развития эти процессы достигают только в высоких горах субтропиков и тропиков на границе зоны вечного снега вверху и сухих пустынь в изолированных горами котловинах или долинах внизу. К сожалению, ход процессов льдообразования в подобных условиях почти не изучался. Локально менее резко выраженные, но сходные условия встречаются в сухих котловинах и долинах вплоть до высоких широт, проявляясь в возникновении недоразвитых начальных форм «кающихся снегов». Поэтому везде следует считаться с возможностью местного образования рекристаллизационного фирна и льда у нижней границы инфильтрационной зоны в условиях значительно более теплого климата, чем это нормально свойственно зоне рекристаллизационного льдообразования.

ИНФИЛЬТРАЦИОННО-КОНЖЕЛЯЦИОННАЯ ЗОНА

Переход в вертикальном направлении сверху вниз непосредственно от холодной инфильтрационной зоны к инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования происходит в условиях, когда запас холода зимнего промерзания в активном слое остается бо́льшим теплоты таяния и жидких осадков ($W_т + 80N_ж < F_т$), но количества талой и дождевой воды оказывается достаточно для заполнения всех пор нестаивающего остатка фирна ($W_т + 80N_ж \approx 0{,}4 \cdot 80N_{тв}$). Это наблюдается в областях континентального климата, где запас холода зимнего промерзания в активном слое превышает примерно 0,4 количества скрытой теплоты плавления твердых атмосферных осадков:

$$F_т > 0{,}4 \cdot 80N_{тв}. \qquad (18)$$

В отличие от небольшого и внешне малозаметного изменения в характере процессов льдообразования при переходе от холодной к «теплой» инфильтрационной зоне, у верхней границы инфильтрационно-конжеляционной зоны наблюдается значительное, бросающееся в глаза изменение.

До тех пор пока талой и дождевой воды нехватает для заполнения пор нестаивающего остатка фирна, последний может быть полностью превращен в лед только на большой глубине под давлением вышележащих слоев. В таких условиях, свойственных холодной инфильтрационной зоне, основная масса породы в верхней части разреза будет состоять из фирна, в котором инфильтрационный лед может слагать лишь отдельные слои, линзы и неправильные включения.

В самом деле, достаточно ежегодного небольшого остатка не превращенного в лед фирна, чтобы в следующие годы талая вода расходовалась на заполнение пор слоев прежних лет, а новые слои сохранялись в виде фирна. При этом инфильтрация распространяется на более или менее значительное расстояние от поверхности, на протяжении которого плотность фирна и содержание в нем инфильтрационного льда постепенно возрастают с глубиной.

Но как только талая и дождевая вода появляется в количестве, превышающем необходимое для заполнения пор нестаивающего остатка фирна, так у нижней границы просачивания воды фирн целиком превращается в лед. Образуется водонепроницаемый слой относительно большой теплопроводности, легко отводящий теплоту кристаллизации вниз, верхняя граница этого слоя благодаря намерзанию подпруженной воды в порах фирна ежегодно поднимается и вскоре достигает поверхности. В переходной полосе наблюдается частое чередование слоев льда и фирна, обусловленное тем, что в случае возникновения сплошной прослойки льда среди фирна подстилающий фирн оказывается изолированным от талой воды и не подвергается превращению в инфильтрационный лед.

Изменение в вещественном балансе и строении поверхностного слоя при переходе от холодной инфильтрационной к инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования можно иллюстрировать следующим примером, наблюдавшимся автором в районе со средней годовой температурой воздуха около —12°С. Переходная полоса занимает всего около 30 м по вертикали, что обусловлено главным образом значительным уменьшением количества отлагающегося снега вследствие усиления сдувания его ветром на меньшей высоте; усиление сдувания объясняется особенностями рельефа местности. Вверху, в холодной инфильтрационной зоне, за год отлагается $N = A = 760$ мм осадков, из которых стаивают 200 мм, полностью затрачивающиеся на

инфильтрацию (включая около 5 мм, выпадающие в виде дождя); следовательно:

$$W_т + 80N_ж = 16\,000 \text{ кал/см}^2 < 0{,}4 \cdot 80N_{тв} = 24\,320 \text{ кал/см}^2.$$

В этих условиях у поверхности залегает толща фирна с прослойками инфильтрационного льда, с годовыми слоями мощностью в среднем по 95 см и средним объемным весом вверху около 0,6 г/см³, медленно увеличивающимся книзу.

На 35 м ниже отлагается только 540 мм осадков, из которых стаивает и выпадает в виде дождя около 215 мм, т. е.

$$W_т + 80N_ж = 17\,200 \text{ кал/см}^2 \approx 0{,}4 \cdot 80N_{тв} = 17\,280 \text{ кал/см}^2.$$

Поверхность сложена чередующимися слоями льда и фирна с преобладанием льда. Мощность годового слоя составляет 40 см, средний объемный вес его — около 0,8 г/см³. В периоды интенсивного таяния из этой переходной полосы происходит боковой сток небольшой части талой воды по поверхности верхнего ледяного слоя под фирном в инфильтрационно-конжеляционную зону и в ледниковые трещины.

Еще на 25 м ниже отлагается всего 275 мм осадков, из них стаивает и выпадает в виде дождя 225 мм, т. е. 0,8 общего количества, или вдвое больше, чем это необходимо для заполнения пор нестаивающего остатка фирна. Верхняя часть разреза сложена льдом среднего объемного веса около 0,9 г/см³, к концу сезона накопления покрытого метровым слоем снега. В периоды умеренного таяния вода замерзает в порах на поверхности льда, а при сильном таянии стекает по льду в область убыли и частью в трещины, промывая в фирне каналы и полости. К концу сезона таяния фирн стаивает полностью или остается в виде отдельных пятен, и плоскостной сток осуществляется по обнаженной поверхности льда. Из 225 мм воды 165 мм стекает, а 60 мм замерзает в порах фирна, образуя годовой слой льда мощностью не более 12 см. Верхняя часть этого слоя в конце лета подвергается таянию, причем часть талой воды снова замерзает в виде натечного конжеляционного льда. Окончательно от метрового слоя снега остается слой льда толщиной 10,6 см, внизу — инфильтрационного с линзами инфильтрационно-конжеляционного, а вверху — в небольшом количестве натечного конжеляционного. На меньших абсолютных высотах, где таяние усиливается, наблюдались годовые слои льда в 5—6 и 2—3 см.

Таким образом, инфильтрационно-конжеляционная зона льдообразования характеризуется следующими особенностями. В толще ледяных пород сохраняется холодный режим, тем не менее по поверхности начинается сток талой и дождевой воды. Благодаря поверхностному тепловому стоку температура во льду на уровне нулевых годовых амплитуд колебаний температуры ниже, чем при прочих равных условиях в неледяных породах, за счет срезанных до точки плавления температурных максимумов. Баланс твердых осадков на поверхности остается положительным ($A > 0$), но мощность слоев годового накопления по сравнению с холодной инфильтрационной зоной резко уменьшается вследствие потери части вещества в виде стекающей воды и превращения остальной его массы в плотный лед.

Количество твердых осадков, сохраняющееся на поверхности в виде слоя льда, зависит от теплового баланса активного слоя в соответствии с уравнением (6), а также от уклона поверхности, наличия трещин и вообще условий поверхностного стока. Иначе говоря, чем ниже температура подстилающего льда, чем медленнее протекает таяние, чем меньше уклон поверхности и длиннее путь стекающей воды, тем бóльшая часть ее замерзает в порах фирна или на обнаженной поверхности льда и меньшая часть стекает. Если бы активный слой не приобретал большого запаса холода зимой и в течение сезона таяния не было бы достаточно интенсивного притока холода к поверхности снизу, то слой твердых осадков в этой зоне не мог бы противостоять летнему таянию. Положительный баланс твердых осадков создается не скрытым холодом кристаллизации твердых атмосферных осадков, как в «теплой» инфильтрационной зоне, а запасом холода зимнего промерзания. Оледенение в таких условиях обязано своим существованием низкой температуре окружающей среды, позволяющей ему развиваться, несмотря на малое количество атмосферных осадков.

В этой зоне, как и в расположенной ниже области убыли ледников с холодным режимом, особенно развито образование конжеляционных ледяных жил, в трещиноватых участках достигающее таких масштабов, что можно говорить о своеобразном внутреннем питании ледников конжеляционным льдом.

Разрез ледяных пород в инфильтрационно-конжеляционной зоне сверху вниз слагается из:

1) снега в возрасте менее года, в периоды таяния превращенного в фирн (а в конце периодов таяния совсем или почти отсутствующего);

2) толщи инфильтрационного льда с тонкой отчетливой слоистостью, содержащей прослойки и линзы инфильтрационно-конжеляционного и натечного конжеляционного льда;

3) вертикальных жил конжеляционного льда;

4) вторично-рекристаллизационного льда на склонах, на глубине, где отмечается течение льда.

По мере усиления таяния и уменьшения количества осадков сверху вниз в инфильтрационно-конжеляционной зоне мощность годовых слоев льда постепенно уменьшается, пока не будет достигнут нулевой баланс твердых осадков — граница областей

питания и убыли ледников. Характерные отличия инфильтрационно-конжеляционной зоны льдообразования от зоны абляции ледников заключаются в том, что в первой под снегом или фирном залегает инфильтрационный или натечный лед со скользкой гладкой поверхностью, и поверхность проходит согласно с напластованием, тогда как в зоне абляции под снегом залегает слой деструкционного льда («кора таяния»), зимой регенерированный, но, как правило, с погребенным «криоконитовым горизонтом» днищ пылевых лунок, а поверхность льда сечет напластование.

Наличие инфильтрационно-конжеляционной зоны льдообразования характерно для районов континентального климата со средней годовой температурой, не менее чем на несколько градусов не достигающей нуля, и со средней температурой самого теплого месяца, близкой к нулю. По мере усиления континентальности климата в этой зоне происходит такое же изменение, как и при движении сверху вниз: слои годового накопления становятся все более тонкими, но вместе с тем вертикальный диапазон между верхней и нижней границами зоны все увеличивается. В переходных областях, где инфильтрационно-конжеляционная зона граничит вверху с «теплой» инфильтрационной зоной, первая развита слабо, но в более континентальных условиях протяжение ее достигает 400 м, а в некоторых районах — даже 600 м по вертикали.

К этой зоне относятся обширные площади ледников, особенно в арктических районах. Вследствие наличия зоны инфильтрационно-конжеляционного льдообразования граница областей питания и убыли в районах развития холодных ледников не совпадает с фирновой линией, а расположена на сотни метров ниже ее. Поэтому исследователи, подходившие к определению границы областей питания и убыли холодных ледников с альпийским стандартом, неоднократно неосновательно относили ледники, питающиеся из инфильтрационно-конжеляционной зоны, к «мертвым», утратившим область питания. Этой ошибки не избежал и автор (Шумский, 1947б), когда выделил в советской Арктике зону «неустойчивого реликтового оледенения», в действительности относящегося к типу вполне устойчивого реликтового оледенения с инфильтрационно-конжеляционным питанием. Последнее распространено, кроме того, и во многих районах, отнесенных к «устойчивому реликтовому оледенению», где прежние исследователи не заметили отсутствия фирна или умолчали о нем, не умея его объяснить. К такому же типу относится и значительная часть оледенения Канадского арктического архипелага, как явствует из данных американских исследователей (Ward, 1950), еще не осознавших закономерности этого явления. Несомненно, зона инфильтрационно-конжеляционного льдообразования развита и в Гренландии ниже фирновой границы, а также в континентальных горных районах с малым количеством осадков, в частности, в Советском Союзе на Восточном Памире и, повидимому, на восточных окраинах Тянь-Шаня и Алтая.

ОЛЕДЕНЕНИЕ И «ВЕЧНАЯ» МЕРЗЛОТА

В условиях морского климата, где оледенение развивается главным образом за счет запасов скрытого холода кристаллизации твердых атмосферных осадков, уровень нулевого баланса твердых осадков на земной поверхности является вместе с тем нижней границей области непрерывного в течение круглого года существования ледяных пород местного образования. Иначе обстоит дело в областях континентального климата, в которых оледенение развивается не благодаря обилию атмосферных осадков, а за счет низкой температуры среды. Здесь стаивание (или возгонка) всего годового слоя твердых осадков, делающее возможным значительное повышение летней температуры, как правило, не связано с устранением холодного режима в толще горных пород в более или менее широкой зоне под снеговой границей. Средние годовые температуры остаются достаточно низкими, на уровне нулевых годовых амплитуд сохраняется постоянная отрицательная температура, охватывающая более или менее мощную толщу подстилающих пород, и породы, содержавшие свободную, не слишком засоленную воду, являются «вечно» мерзлыми [1].

Как мы видели, холодный температурный режим в более или менее мощном поверхностном слое пород свойствен также большинству расположенных выше зон криосферы, отличающихся положительным балансом твердых осадков и развитием оледенения на земной поверхности. В рекристаллизационной, рекристаллизационно-инфильтрационной, холодной инфильтрационной и инфильтрационно-конжеляционной зонах льдообразования обязательным условием является отрицательная температура на уровне нулевых годовых амплитуд. Распространяется ли холодный режим, т. е. температура ниже точки плавления льда при данном гидростатическом давлении, не только на лед, но и на подстилающие его неледяные породы, или, другими словами, развита ли мерзлота (мерзлое состояние горных пород) под ледником, зависит от величины отрицательной температуры на уровне нулевых годовых амплитуд, от мощности льда и от величины вертикального температурного градиента.

Лед, фирн и снег, в зависимости от условий, могут оказывать как отепляющее, так и охлаждающее влияние на подстилающие породы. Однако, как правило, охлаждающее влияние снег и лед

[1] Мерзлыми мы называем только сцементированные льдом горные породы.

непосредственно оказывают только на поверхность раздела с атмосферой и прилежащий воздух, так как, с одной стороны, оно связано с изменением радиационного баланса за счет увеличения альбедо и собственного излучения снежной поверхности, а с другой — с затратой тепла на таяние, т. е. на преодоление скрытого холода кристаллизации льда. На подстилающие породы охлаждение поверхности может передаваться лишь косвенно, через толщу снега и льда; при этом оно вступает в противоречие с непосредственным отепляющим влиянием ледяных пород. Охлаждающее влияние определенно преобладает только в районах с положительной средней годовой температурой воздуха, где теплота затрачивается на таяние вместо повышения температуры поверхности, или также в холодных районах в случае ежегодного позднего стаивания снега, когда последний служит бóльшим препятствием летнему прогреванию, чем зимнему промерзанию. Во всех остальных случаях, как правило, преобладает отепляющее влияние, которое имеет троякую природу.

Во-первых, фирн в областях с отрицательной средней годовой температурой, подвергаясь таянию, повышает температуру на уровне нулевой годовой амплитуды благодаря большей скорости инфильтрационного прогревания по сравнению с промерзанием (см. стр. 425). Во-вторых, ледяные породы при холодном режиме повышают температуру подстилающих пород пропорционально их мощности на величину, равную произведению их мощности на температурный градиент в соответствии с уравнением (14). Наконец, в-третьих, при наличии движения в толще льда появляется дополнительный источник тепла — внутреннее и внешнее трение, который делает величину температурного градиента в холодном леднике больше той величины, какую этот градиент имел бы в результате только одного земного теплового потока. (В «теплом» леднике теплота трения и приток внутренней теплоты Земли затрачиваются на внутреннее и донное таяние льда.)

Поскольку кинетическая энергия ледника ничтожна, вся потенциальная энергия положения при спуске льда в процессе движения ледника в места с меньшей абсолютной высотой превращается в теплоту и при холодном режиме затрачивается на повышение его температуры. Если бы выделение теплоты трения происходило равномерно во всей массе ледника, то повышение температуры льда при спуске на h м составило бы

$$\Delta t = A\frac{h}{c}$$

(A — термический эквивалент работы, c — удельная теплоемкость льда) или на 0,47°С при спуске на 100 м. Это почти равно среднему вертикальному градиенту температуры в атмосфере

и примерно достаточно для того, чтобы по мере спуска лед сам принимал температуру, отвечающую средней годовой температуре воздуха на каждом данном уровне.

В действительности выделение тепла в леднике распределяется неравномерно как в вертикальном профиле вследствие различной интенсивности деформации, так и в направлении движения благодаря продольной передаче давления и энергии. Выделение тепла максимально у ложа, а в покровном оледенении, кроме того, по краям, особенно в быстродвижущихся под давлением щита рукавах. За счет этого температурный градиент от поверхности к ложу ледников убывает, притом в быстродвижущихся ледниках сильнее, чем в малоподвижных центральных частях ледниковых щитов. Вверху температурный градиент больше нормального градиента в неподвижном льду, а у ложа меньше вследствие теплового заслона, нарушающего равномерность земного теплового потока. Средний температурный градиент между поверхностью и ложем (на глубине h) в холодном леднике с вязким течением, как показал М. Лагалли (Lagally, 1932a), равен среднему арифметическому из фактического градиента у поверхности $\left|\frac{dt}{dz}\right|_0$ и нормального градиента в неподвижном льду $\frac{W_{вн}}{k}$:

$$\frac{T_h - T_0}{h} = \frac{1}{2}\left(\left|\frac{dt}{dz}\right|_0 + \frac{W_{вн}}{k}\right). \qquad (19)$$

Измеренные в поверхностных слоях холодных ледников геотермические ступени колебались от 14 м/°С у быстродвижущегося рукава гренландского покрова (Koch u. Wegener, 1930) и 20 м/°С в шельфовом льду Росса до 67 м/°С по не вполне достоверным косвенным данным сейсмических измерений в 120 км от края гренландского ледникового покрова (Brockamp, 1935).

Принимая величину земного теплового потока в среднем в 53 кал·см$^{-2}$·год$^{-1}$, мы получим как наиболее вероятные значения геотермических ступеней в холодных ледниках 30 м/°С для неподвижного льда в центральной части ледниковых куполов и покровов и не меньше 20 м/°С в среднем для наиболее быстро движущихся ледников.

Мощность слоя с холодным режимом l будет примерно равна произведению температуры на уровне нулевых годовых амплитуд T_0 на величину средней геотермической ступени $\frac{\overline{dz}}{dt}$:

$$l \simeq T_0 \frac{\overline{dz}}{dt}. \qquad (20)$$

(Для более точного расчета следует учитывать снижение температуры плавления льда под давлением.)

Таким образом, мощность слоя с холодным режимом будет составлять от 20 T_0 до 30 T_0 метров. В районах с температурой на уровне нулевых годовых амплитуд —30°С (в рекристаллизационной зоне) холодный режим проникает примерно до 900 м под поверхность ледникового покрова, в районах с температурой —10°С (в инфильтрационно-конжеляционной зоне) — соответственно до 200—300 м и т. д.

Если мощность ледника больше этой величины, то глубже лед находится на точке плавления, и, значит, ледник принадлежит к смешанному «холодно-теплому» типу и подстилается талыми породами. Если же мощность ледника меньше указанной величины, то он будет холодным до дна и подстилается мерзлыми породами.

Но какова бы ни была мощность льда в центральной части, по окраинам ледников и на соседних не покрытых ледниками территориях в областях континентального климата, как правило, развита мерзлота, так как нижняя граница инфильтрационно-конжеляционной зоны в этих областях расположена на уровне достаточно низких средних годовых изотерм воздуха.

Так решается вопрос о соотношении оледенения и «вечной» мерзлоты. Активное оледенение с питанием в теплой инфильтрационной зоне несовместимо с «вечной» мерзлотой, но типичное развитие инфильтрационно-конжеляционной зоны предполагает существование мерзлоты под маломощными ледниками и в перигляциальной области. И наоборот, наличие хорошо развитой мерзлоты является определенным указанием на то, что граница областей питания и абляции ледников в данном районе не будет совпадать с фирновой линией, а между ними расположена более или менее широкая инфильтрационно-конжеляционная зона.

КОНЖЕЛЯЦИОННАЯ ЗОНА

Область «вечной» мерзлоты с точки зрения процессов формирования ледяных пород следует рассматривать как зону конжеляционного льдообразования — самую нижнюю из зон криосферы с непрерывным в течение круглого года существованием ледяных пород. Коренное отличие ее от верхних зон льдообразования заключается в отрицательном балансе твердых атмосферных осадков на земной поверхности и, следовательно,в отсутствии накопления сплошного ледяного покрова.

Для инфильтрационной зоны еще более справедливо, чем для вышележащей инфильтрационно-конжеляционной, положение, что оледенение развивается исключительно вследствие низкой температуры окружающей среды, несмотря на малое количество твердых атмосферных осадков.

Как было отмечено выше (см. стр. 415—416), низкая температура на земной поверхности при современном приходе солнечной радиации может сохраняться непрерывно в течение круглого года только под влиянием сплошного снежно-ледяного покрова. Как только последний исчезает, летние температуры резко повышаются. При очень низких зимних и отрицательных средних годовых температурах воздуха, средние температуры самого теплого месяца в конжеляционной зоне достигают нескольких градусов выше нуля в районах проникновения холодных морских муссонов, а вдали от моря—до полутора—двух десятков градусов.

В таких условиях постоянное оледенение на поверхности, как правило, не сохраняется за исключением небольших особенно благоприятных участков в верхней части конжеляционной зоны. В районах со средней температурой самого теплого месяца выше примерно 10°С развивается лесная растительность, возможно земледелие, территория пригодна для разнообразной хозяйственной деятельности. Но начиная с глубины всего от 0,1 до 3 м под защитой медленно оттаивающего слоя пород температура постоянно остается отрицательной. Оледенение в конжеляционной зоне переходит с поверхности вглубь земной коры, где в результате сильного зимнего промерзания создается возможность длительного существования ледяных пород.

В связи с этим накопление льда в конжеляционной зоне ограничено известными пределами и само по себе, без вмешательства таких факторов, как протаивание, не приводит к нарушению механического равновесия. Напряжения и деформации в ледяных телах вызываются преимущественно изменениями объема при колебаниях температуры в активном слое и в большинстве случаев периодически меняют направление, поступательное же движение отсутствует. Таким образом, оледенение в конжеляционной зоне неподвижно.

Вследствие относительно малой подвижности льдов в верхних зонах криосферы вещество и в ледниках практически изымается из круговорота воды, проделывая короткий путь в очень длительное время. Например, в гренландском ледниковом покрове, согласно достаточно вероятным оценкам, часть льда происходит с конца последней ледниковой эпохи (т. е. имеет возраст не менее 10 000 лет), а в антарктическом —со времени максимума последней ледниковой эпохи (около 25 000 лет назад). В отличие от этого в конжеляционной зоне значительная часть льдов оказывается вообще законсервированной на все время существования мерзлоты в данном месте.

За немногими исключениями весь лед в описываемой зоне принадлежит к группе конжеляционных льдов, т. е. образуется

путем замерзания воды, а не из твердых атмосферных осадков. Первоначально более или менее равномерно распределенные на поверхности атмосферные осадки в текучем, жидком, состоянии перераспределяются в соответствии с уловиями рельефа поверхности и водопроницаемости поверхностных пород. Создаются различные условия увлажнения и оттаивания поверхностного слоя, определяющие возможность формирования конжеляционных льдов. Большое значение имеют также гранулометрический состав, цементация, пластические, тепловые и другие свойства горных пород, характер растительного покрова и т. д. Таким образом, условия льдообразования в конжеляционной зоне в большой степени зависят от разнообразных местных факторов, и потому распространение ледяных пород крайне неравномерно. Вместе с тем в их распространении имеются и некоторые закономерности зонального характера, пока еще мало изученные.

Основными постоянно существующими и широко распространенными ледяными породами конжеляционной зоны являются повторно-жильные, сегрегационные и инъекционные льды, а в коренных породах — жильные льды.

Повторно-жильные льды развиты в тонкодисперсных и органогенно-минеральных мерзлых породах, преимущественно аллювиального происхождения. В верхней или северной части конжеляционной зоны они формируются и в настоящее время, главным образом в речных поймах, а в отложениях древних террас содержатся крупные залежи ископаемого льда «сингенетических» повторных ледяных жил плейстоценового возраста. В более южных районах современные повторно-жильные льды отсутствуют, а ископаемые представлены только сравнительно небольшими эпигенетическими образованиями (стадии высокой поймы).

Сегрегационные льды в конжеляционной зоне распространены везде, где имеются тонкодисперсные или органогенно-минеральные породы (глины, суглинки, супеси, торф), промерзавшие в не слишком уплотненном увлажненном состоянии.

Многолетние ледяные инъекции подозерных таликов распространены на большей части территории конжеляционной зоны за исключением южной ее окраины, и приурочены к районам развития аллювиальных осадков. Поскольку крупные инъекции всегда связаны с положительными формами рельефа и кровля их подвергается сравнительно быстрому разрушению, за которым следует вытаивание льда, инъекционные льды этого типа, как правило, имеют молодой возраст. Они широко развиты в поймах рек, на молодых террасах и в термокарстовых котловинах, но никогда не встречаются на древних террасах, — там они уже давно вытаяли. Многолетние инъекции на выходах подмерзлотных вод встречаются только на южной окраине конжеляционной

зоны с малой мощностью мерзлых пород, в районах со сложным тектоническим строением.

На поверхности и в ежегодно оттаивающем слое процессы льдообразования в основном протекают так же, как в зоне сезонного льдообразования, но низкие зимние температуры и наличие мерзлоты накладывают свой отпечаток и на них. Это проявляется в значительно более сильном развитии ледяных покровов вод, в образовании сезонных ледяных инъекций и в развитии наледей — гидроэффузивов, сложенных преимущественно натечными, но также инфильтрационными и обыкновенными конжеляционными льдами с ледяными буграми, содержащими ритмически-конжеляционный лед.

Сезонные ледяные инъекции широко распространены и достигают крупных размеров на южной окраине конжеляционной зоны с мощным слоем сезонного оттаивания, а дальше к северу развиваются все слабее и совсем исчезают у северной окраины, где сезонное оттаивание распространяется на слишком тонкий поверхностный слой. В пределах указанной зоны они наиболее распространены в районах с пересеченным рельефом, меньше — в горных районах с грубоскелетными почвами (где вместо подземных наледей преимущественно возникают речные) и значительно меньше — в равнинных районах.

В конжеляционной зоне расположены также области убыли ледников, получающих питание из расположенных выше зон криосферы. Кроме того, в верхней части конжеляционной зоны, в местах, по условиям рельефа благоприятных для скопления перевеваемого ветром снега или защищенных от солнечных лучей, широко развиты так называемые снежники и навеянные ледники. Снежники отличаются от ледников только отсутствием движения, по составу же обычно не соответствуют своему названию, будучи сложены, как правило, инфильтрационным льдом или фирном. Здесь мы имеем дело с разобщенными участками, в которых благодаря местному обилию отлагающихся твердых осадков или ослаблению таяния процессы идут по типу расположенных выше зон льдообразования, и естественно, что условия ближайшей инфильтрационно-конжеляционной зоны с превращением снега сразу в лед создаются по меньшей мере столь же часто, как и условия холодной инфильтрационной зоны, где верхняя часть разреза сложена преимущественно фирном.

Благодаря холодному режиму в конжеляционной зоне имеются благоприятные условия для консервации поверхностных ледяных пород — снежников и мертвого льда ледников, гидроэффузивов, глыб речного, озерного и морского льда

и т. д., если они оказываются погребенными под достаточно мощным, не протаивающим до конца слоем наносов.

Таким образом, среди подземных льдов конжеляционной зоны не исключена возможность встретить, по существу, все виды конжеляционных и метаморфических ледяных пород за исключением только рекристаллизационного фирна. Фактически бóльшая часть подземных льдов по отношению к вмещающим породам представляет собой эпигенетические образования, в частности основная масса загадочных прежде ископаемых или каменных льдов относится к типу повторно-жильных. Но в небольшом количестве, преимущественно в горных районах, встречаются, повидимому, почти все разновидности поверхностных конжеляционных и метаморфических льдов в виде льдов погребенных, сингенетичных вмещающим породам. Благодаря этому фациальный состав ледяных пород конжеляционной зоны наиболее разнообразен и представляет наибольшие трудности для анализа.

Нижняя (или южная в северном полушарии) граница конжеляционной зоны, как это следует из самого определения, представляет собою приблизительно уровень температуры в 0°С на глубине нулевых амплитуд сезонных колебаний температуры. (В результате засоления или связывания воды поверхностью дисперсных пород мерзлота может отсутствовать при температурах ниже нуля.) Она обычно не совпадает с нулевой годовой изотермой температуры воздуха, проходя выше (севернее) последней. Величина этого отклонения может быть весьма различной в зависимости от ряда местных факторов — снежного покрова, рельефа, растительности, состава пород, гидрогеологических условий и т. д., а также от истории развития мерзлоты. Рассмотрение влияния этих факторов на режим мерзлоты относится к числу задач мерзлотоведения.

К конжеляционной зоне принадлежат обширные территории главным образом северных материков с холодным континентальным климатом — Азии и Северной Америки. В Азии, помимо севера и востока Сибири с прилежащими островами, она охватывает северную Монголию до 46° с. ш. (Сумгин, 1940; Сумгин и др., 1940). В Северной Америке к этой зоне принадлежат бóльшая часть Аляски, север Канады и Лабрадора и свободные от ледников части Канадского архипелага и Гренландии (за исключением южного побережья). В Европе мерзлота распространена только на крайнем севере и северо-востоке, а также на свободных от ледников арктических островах.

Кроме этих главных районов, к конжеляционной зоне принадлежат высокие горные массивы и плато Центральной Азии — Тибета, Куэнь-Луня, Каракорума, Восточного Памира, частью также восточных частей Тянь-Шаня и Алтая и других горных

хребтов. Характерно, что исследователи Центральной Азии нередко ошибочно описывали типичные наледи—гидроэффузивы в речных долинах на высоте 4000—5000 м в качестве «фирновых полей» (Г. Де-Терра, Р. Шоу и др.), так как не были знакомы с формами оледенения конжеляционной зоны.

В других частях света к конжеляционной зоне относятся, повидимому, только свободные от ледникового покрова части Антарктики. Представления о развитии мерзлоты в горных районах других материков близ снеговой линии, повидимому, не соответствуют действительности, так как в условиях недостаточно континентального климата нижней зоной льдообразования является «теплая» инфильтрационная зона, исключающая возможность холодного температурного режима. Что же касается свободных ото льда участков поверхности в горах выше снеговой линии, то они, как правило, представляют крутые обнажения коренных скальных пород, где типичные процессы льдообразования конжеляционной зоны не имеют места.

СЕЗОННАЯ КОНЖЕЛЯЦИОННАЯ ЗОНА

Нижняя часть криосферы характеризуется тем, что в ней выпадают твердые осадки и температура воздуха периодически опускается ниже точки таяния льда, но баланс твердых осадков на поверхности отрицательный, и холодный режим в толще горных пород отсутствует. Ледяные породы в этой зоне возникают и существуют периодически и регулярно в течение более или менее длительного холодного сезона. Исключением являются области убыли ледников, спускающихся в верхнюю часть этой зоны из более высоких зон криосферы, и мелкие ледники и снежники в особенно благоприятных условиях рельефа близ границы с «теплой» инфильтрационной зоной. В районах морского климата зона сезонного льдообразования вверху граничит с «теплой» инфильтрационной зоной, а в континентальных районах — с конжеляционной зоной.

Характерными ледяными породами этой зоны являются обыкновенные конжеляционные льды двух первых стадий конжеляционного льдообразования в виде ледяного покрова вод и снежный покров, а в областях достаточно континентального климата — также прослойки сегрегационного льда в слое сезонного промерзания почвы. В районах морского климата сезонная мерзлота практически отсутствует, и снег ложится на непромерзшую почву. Процессы метаморфического льдообразования в этой зоне не играют существенной роли, снежный покров частично превращается в лед только во время стаивания да иногда в небольших речных наледях.

К зоне сезонного льдообразования, по площади, составляющей более 30% всей суши, относится большинство наиболее густо населенных и освоенных районов земного шара. Вне ее находится немногим менее половины суши, расположенной между тропиками ниже 1500 м над ур. м. (Bonacina 1938), где заморозки и твердые атмосферные осадки в виде града бывают только в виде исключения.

Глава III

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

В отличие от процессов льдообразования динамометаморфические процессы непосредственной зависимости от климатических условий не обнаруживают, вследствие чего они оказываются азональными. Распространение динамометаморфических льдов обусловлено главным образом местными влияниями и нередко представляет очень сложную и пеструю картину. Подытожим только самые общие закономерности строения ледяных тел, сложенных динамометаморфическими льдами.

Из трех основных агентов динамометаморфизма внешние динамические воздействия играют главную роль в ледяном покрове вод, колебания температуры и связанные с ними изменения объема—в неподвижных подземных и отчасти наземных льдах конжеляционной зоны, а собственный вес льда — в ледниках и лавинах.

Характер и интенсивность внешних динамических воздействий — ветра, волнения и течений — имеет свои специфические закономерности, не связанные с ледяным покровом; они зависят прежде всего от размеров водоема, падения русла и расхода водотока. Результатом внешних воздействий являются катаклаз, разломы и дробление ледяного покрова, ведущие к формированию компрессионно-катакластического льда (ледяных брекчий и конгломератов), часто сцементированного новыми генерациями конжеляционного льда.

В неподвижных льдах конжеляционной зоны явления динамометаморфизма наименее распространены и накладывают на первичную структуру лишь сравнительно слабый отпечаток, так что об этих льдах вряд ли можно говорить как о динамометаморфических. В повторножильных льдах, гидролакколитах и ледяных буграх наледей имеют место в основном явления дислокационного метаморфизма — возникновение трещин, разломов и сбросов, катаклаз кристаллов, а в нижней части повторных

жил — также сплющивание воздушных включений. Конечная причина этих явлений всегда заключается в замерзании воды, причем в гидролакколитах и наледных буграх имеет значение увеличение объема при замерзании в замкнутом пространстве, а в повторных жилах образовавшийся в трещинах лед играет пассивную роль клина при последующем тепловом расширении пород.

В противоположность неподвижным наземным льдам конжеляционной зоны и пассивно движущимся ледяным покровам вод льды осадочного происхождения, активно движущиеся под влиянием собственного веса, в основной своей массе являются динамометаморфическими. Избегает динамометаморфизма лишь более или менее тонкая кора льда, в которой давление собственного веса не превышает предела упругости; она лежит неподвижно в «снежниках» или пассивно переносится нижним льдом в ледниках, со временем попадая в глубинную текучую зону в области питания или стаивая в области убыли.

Сложное по своей природе движение ледников глубоко изменяет первичную структуру осадочно-метаморфических льдов, что, впрочем, в большинстве случаев не лишает возможности установить их первоначальный характер. Это движение приводит как к разнообразным явлениям дислокационного метаморфизма, так и к паратектонической перекристаллизации и даже к временному плавлению льда под влиянием трения или местного избытка давления. В результате возникают различные виды динамометаморфических льдов, описанные выше под названием вторично-рекристаллизационных, фрикционно- и компрессионно-режеляционных и фрикционно-катакластических, к которым присоединяются еще обломочные льды, возникающие как косвенный результат движения путем гравитационного дробления.

Вторично-рекристаллизационные льды, составляющие основную массу тела ледников, сохраняют следы первичного строения, преимущественно текстурные. Смутные остатки осадочной слоистости или слоистости периода метаморфического льдообразования, более или менее деформированные конжеляционные жилы, трещины растяжения, плоскости разрывов и надвигов, зоны дробления, складки, режеляционные линзы и ленты, моренные включения — все это создает подчас необычайно сложные тектонические структуры, уступающие структурам участков интенсивного тектогенеза в земной коре только по размерам. Таким образом, при сравнительно однообразных условиях формирования осадочно-метаморфических льдов у позерхности, в глубине тела ледников, а особенно в придонных горизонтах процессы динамометаморфизма создают пестроту

фациального состава, которая нисколько не уступает таковой эпигенетических льдов конжеляционной зоны льдообразования.

Нарушение механического равновесия, стремящегося восстановиться в процессе движения ледников, является результатом прироста атмосферного льда на возвышенных участках земной поверхности. Чем быстрее происходит этот прирост, точнее, чем быстрее он увеличивается с высотой, тем быстрее движутся ледники. Размер увеличения прироста льда с высотой над снеговой линией, являющийся мерой активности ледников и получивший название энергии оледенения (Шумский, 1947а), достигает максимума в условиях морского климата и уменьшается по мере усиления континентальности. Это отражается в большей мощности ледников в районах морского климата. Ледниковые щиты в районах с большой энергией оледенения сравнительно круты и выпуклы, а по мере уменьшения энергии оледенения становятся все более плоскими и малоактивными. Это очень отчетливо видно на примере гренландского ледникового покрова, активного и мощного относительно своих горизонтальных размеров в южной части, расположенной в области влияния исландского барического минимума, и очень плоского и малоподвижного на севере, в холодной континентальной области «арктического ветрораздела». По мере усиления континентальности климата возрастает также мощность слоя с холодным режимом в земной коре, совсем отсутствующего в районах развития «теплой» инфильтрационной зоны и распространяющегося на породы ледникового ложа в инфильтрационно-конжеляционной и конжеляционной зонах.

В соответствии со всеми этими изменениями в более холодных континентальных районах интенсивность процессов динамометаморфизма в общем уменьшается. Климатические условия косвенно — через активность оледенения и температурный режим в толще льда оказывают некоторое влияние и на процессы динамометаморфизма в смысле общего увеличения или уменьшения их интенсивности. Однако общая картина в значительной мере затемняется местными морфологическими факторами, оказывающими более мощное влияние на интенсивность и характер процессов динамометаморфизма.

Температурный режим также оказывает непосредственное влияние на структуру льда. Следствием холодного режима в толще ледникового льда является высокое давление воздуха, включенного во вторично-рекристаллизационном льду, который прошел через глубокие части тела ледника. Давление воздуха в компрессионно-режеляционном льду дает и количественные данные о температурном режиме льда. Повидимому, зависимость от температурного режима имеет место также для размеров и структуры тел фрикционно- и компрессионно-режеляционного льда.

В остальном тектонические структуры и петрографические особенности динамометаморфических льдов зависят от морфологических и местных динамических условий, о которых здесь могут быть даны только самые общие напоминания.

Вторично-рекристаллизационный лед является продуктом пластического течения; фрикционно-режеляционный и фрикционно-катакластический льды — результаты скольжения по внутренним плоскостям разрывов; чешуйчатые надвиги, складчатость, флюидальное сложение и линзы компрессионно-режеляционного льда — последствия местного продольного скалывания и сжатия, вызываемого сопротивлением выступов ложа, перегруженных мореной участков льда, утоняющихся или слишком пологих концов ледников; наконец, открытые трещины, дающие начало конжеляционным жилам, представляют следствие растяжения, продольного, косого или поперечного по отношению к направлению движения.

Чем круче уклон поверхности ледника, тем тоньше слой первичного осадочно-метаморфического льда на его поверхности в области питания; в почти горизонтальной центральной части ледниковых щитов и куполов он, повидимому, достигает большой мощности. Чем более однородны условия течения льда, — прежде всего размеры поперечного сечения, величина уклонов ложа и поверхности и направление течения, — тем бóльшую роль в движении играет пластическое течение, тем крупнее при прочих равных условиях размеры ледниковых зерен и тем однообразнее их кристаллографическая ориентировка. Последняя закономерность связана с направлением движения, а именно главные оси кристаллов имеют тенденцию к линейной ориентировке, перпендикулярной к направлению движения; другими словами, базисные плоскости располагаются в направлении движения. В той же плоскости обычно сплющены воздушные включения, вытянутые в направлении движения.

Чем более изменчивы условия течения и чем больше расстояние от истоков, тем бóльшую роль в движении играет скольжение по ложу и по внутренним плоскостям разрывов и тем большее развитие получают сложные тектонические структуры, возникающие под влиянием продольных сжатия и растяжения в леднике.

Чем ровнее ложе и чем более стойкими породами оно сложено, тем бóльшая часть скольжения осуществляется по ложу и меньшая — по внутренним разрывам.

Тем не менее, как правило, вследствие неровностей ложа и обилия на нем и в нижних слоях льда моренного материала в ледниках всегда имеется более или менее сильно развитая придонная зона складок и надвигов. С надвигами связано возникновение фрикционно-режеляционного и фрикционно-катакластического

льда, а со складчатостью — макрофлюидальное сложение и образование компрессионно-режеляционного льда.

Соотношение элементов этих структур, а также конжеляционных жил и рубцов от трещин растяжения, с остатками первичной слоистости и кристаллографической ориентировкой вмещающего вторично-рекристаллизационного льда обычно позволяет восстановить ход процессов динамометаморфизма и общую картину морфологических и динамических условий, в которых происходило формирование данной части тела ледника.

Глава IV

СТРОЕНИЕ КРИОСФЕРЫ

На основании рассмотренных закономерностей географического распространения ледяных горных пород мы можем теперь нарисовать картину распределения льда внутри криосферы, или картину строения криосферы.

К криосфере, ограниченной снизу и сверху зонами высокой температуры, принадлежат часть земной поверхности с более или менее мощным прилегающим слоем земной коры и нижняя часть атмосферы. Содержание влаги в атмосфере на некотором расстоянии от земной поверхности сильно уменьшается, поэтому практически лед находится только в пределах тропосферы. С учетом этого общая мощность криосферы составляет величину примерно от 8 до 12 км.

Как нижняя, так и верхняя границы криосферы опускаются у полюсов и поднимаются к экватору. Самое низкое положение криосферы в высоких широтах характеризуется гипсометрическими отметками ее верхней и нижней границ, примерно равными +8 км и —0,6 км относительно уровня мирового океана, а самое высокое положение в низких широтах соответственно составляет около +17 км и +6,5 км. Обе границы меняют свое положение во времени, очень медленно—внутри земной коры и быстро, в зависимости от метеорологических процессов, — в атмосфере. В частности, нижняя граница ежегодно на некоторое время опускается до уровня моря в средних широтах, а изредка даже вплоть до экватора.

Обыкновенный лед в криосфере существует в виде минерала в состоянии рассеяния (в тропосфере и гидросфере) или в составе полиминеральных горных пород (в литосфере) и в виде более или менее крупных ледяных тел, сложенных мономинеральными ледяными горными породами. Последние сосредоточены только на земной или водной поверхности и в верхних горизонтах земной коры.

В атмосферной части криосферы сверху вниз выделяются три зоны:

1) высокая зона перистых облаков со скелетными призматическими ледяными кристаллами;

2) средняя зона высокослоистых и высококучевых облаков со сплошными ледяными кристаллами промежуточного типа роста;

3) нижняя зона слоисто-дождевых облаков со скелетными пластинчатыми ледяными кристаллами.

Попадая в криосферу, земная поверхность и близкие к ней части земной коры становятся ареной процессов льдообразования, т. е. формирования ледяных горных пород, различно протекающих в разных частях криосферы. Как показано выше, процессы льдообразования обнаруживают зональное распределение. В этом смысле можно говорить о строении наземной криосферы из ледяных пород, возникающих в различных зонах льдообразования. Процессы льдообразования обусловлены балансом тепла и влаги земной поверхности и, следовательно, зависят от состояния и процессов атмосферы. Поэтому между строением атмосферной части криосферы и условиями льдообразования на поднимающейся до соответствующего уровня части земной поверхности, повидимому, должна существовать определенная связь, еще не изучавшаяся. Пока что мы имеем возможность рассматривать строение наземной и атмосферной частей криосферы только раздельно.

Из всей поверхности суши (около 149 млн. км²) немного меньше половины, расположенной между тропиками на высотах менее 1500 м над уровнем моря, почти постоянно находится вне пределов криосферы, более 30% попадает в криосферу ежегодно, принадлежа к зоне сезонного льдообразования, и около 20%, или 30 млн. км², непрерывно находится в криосфере. Бóльшая часть этой площади расположена в высоких широтах и совсем незначительная доля падает на возвышенности умеренного и жаркого поясов.

В строении криосферы наблюдается дисимметрия, сходная с дисимметрией строения земной коры и представляющая собой косвенное следствие последней. Земная кора построена различно в областях материковых массивов и океанических впадин. Неравномерное распределение масс горных пород и воды, обладающих совершенно различными тепловыми свойствами, ведет к дифференциации климатов на морской и континентальный с целым рядом переходных типов. Эта дифференциация является причиной различного строения криосферы в приморских и континентальных районах, которое видно из сопоставления схематических вертикальных разрезов криосферы (табл. 6).

Дисимметрия криосферы проявляется в нижней ее половине, начиная с холодной инфильтрационной зоны. Она вызвана тем, что нижняя половина криосферы представляет область неустой-

Таблица 6

Схематические вертикальные разрезы криосферы

Морской климат	Континентальный климат
Рекристаллизационная зона	Рекристаллизационная зона
Рекристаллизационно-инфильтрационная зона	Рекристаллизационно-инфильтрационная зона
Холодная инфильтрационная зона	Холодная инфильтрационная зона
«Теплая» инфильтрационная зона	××× ××××××× ××××××× Инфильтрационно-конжеляционная зона
××××××××××××××××××× Сезонная конжеляционная зона	Конжеляционная зона
	Сезонная конжеляционная зона

..... нижняя граница холодного режима в толще горных пород
××× фирновая граница
═══ граница областей питания и убыли ледников («снеговая граница», нижняя граница хионосферы).

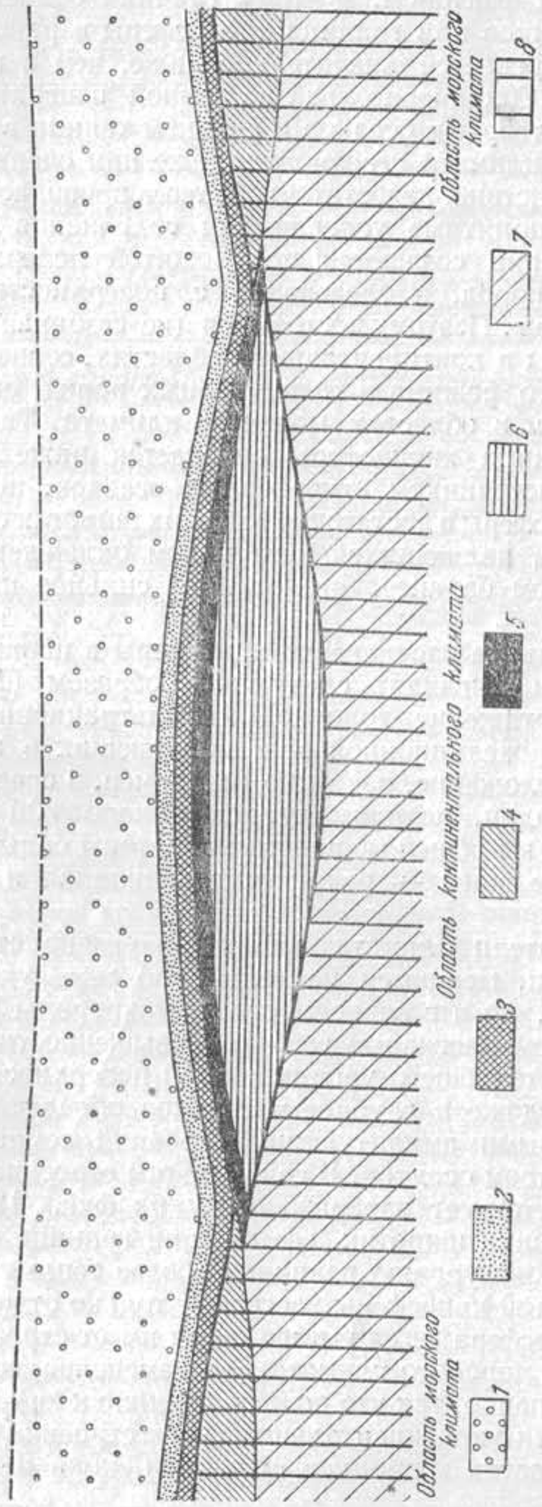
чивого динамического равновесия с постоянными переходами температуры через точку плавления льда. В рекристаллизационной зоне этого нет, и ограничение ее сверху создается недостатком влаги, равновесием сублимации и возгонки. Но при наличии таяния сохранение льда возможно как за счет запасов скрытого холода кристаллизации при нулевой температуре, так и за счет запасов холода зимнего промерзания. В первом случае сохранение льда при интенсивном таянии требует достаточно больших его масс, в скрытом виде аккумулирующих атмосферный холод. Во втором случае, вследствие малой теплоемкости льда необходимы интенсивный отвод тепла с поверхности и, следовательно, большой температурный градиент — сильное промерзание. Фактически в сохранении льда в нижней части криосферы всегда в той или иной мере участвуют оба фактора, но в областях типичного морского климата резко преобладает роль скрытого холода кристаллизации атмосферных осадков, а в областях континентальных — роль холода зимнего промерзания.

Для сохранения положительного баланса льда на земной поверхности его громадная скрытая теплота плавления является

более действенным фактором, поэтому граница областей питания и убыли ледников или граница хионосферы в районах морского климата опускается значительно ниже, чем в континентальных районах. Сохранение льда на земной поверхности при малом количестве твердых осадков и сильном таянии в областях континентального климата невозможно даже при очень сильном промерзании вследствие недостаточной теплопроводности льда. Зато очень благоприятные условия для сохранения льда при сильном промерзании создаются под защитой поверхностного слоя неледяных пород, и оледенение с поверхности уходит вглубь земной коры. Поэтому постоянная (не сезонная) нижняя граница криосферы в континентальных областях, совпадающая с границей холодного режима в толще горных пород, опускается гораздо ниже, чем в областях морского климата. Таким образом, нижняя граница хионосферы спускается ниже к морям, которые служат источником атмосферных осадков, но нижняя граница всей криосферы в достаточно высоких широтах снижается внутри материков, являющихся источником охлаждения зимой и в среднем годовом балансе, несмотря на сильное нагревание летом.

Итак, вертикальное расчленение криосферы в широтном разрезе схематически выглядит следующим образом (фиг. 123). Вертикальное протяжение холодной инфильтрационной и инфильтрационно-конжеляционной зон, занимающих в криосфере промежуточное положение, невелико (например, в средней части западной Гренландии, повидимому, всего около 800 м). Таким образом, из 8—12 км общей мощности криосферы бóльшую часть занимают крайние зоны — рекристаллизационная и конжеляционная.

Однако показатели климата, характеризующие степень его континентальности, меняются не только по мере удаления от морских влияний, но и в зависимости от макрорельефа поверхности. Не слишком массивные горные возвышенности, отдаленные по вертикали от общего уровня земной поверхности, в большинстве случаев даже в глубине материков обладают морским климатом с малыми амплитудами колебаний температуры и большим количеством осадков. В связи с этим строение наземной криосферы соответствует изображенному на фиг. 123 только в достаточно высоких широтах, где нижняя граница криосферы опускается близко к уровню равнин. В более теплых областях, где высоко поднятой криосферы достигают только отдельные возвышенности, криосфера и над материками имеет строение, свойственное районам морского климата. Это изменение, естественно, происходит постепенно, так что по направлению к югу в северном полушарии области с континентальным типом строения криосферы в центральных частях материков сужаются, пока не выклини-



Фиг. 123. Схематический вертикальный широтный разрез криосферы.

1—рекристаллизационная зона; *2*—рекристаллизационно-инфильтрационная зона; *3*—холодная инфильтрационная зона; *4*—«теплая» инфильтрационная зона; *5*—инфильтрационно-конжеляционная зона; *6*—конжеляционная зона; *7*—сезонная конжеляционная зона; *8*—теплый режим в толще горных пород.

ваются совсем, уступая место расширяющимся областям с морским типом строения криосферы. Наряду с этим, расширение областей с континентальным типом строения криосферы за счет областей с морским типом строения в высоких широтах распространяется с материков на моря. Поверхность морей в холодном климате, с точки зрения климатообразующего влияния, приближается к материковой благодаря возрастающей ледовитости, которая значительно снижает температурные минимумы и вместе с низкой температурой уменьшает роль водных бассейнов как источников влаги в атмосфере по сравнению с теплыми морями.

Влияние такого возрастания континентальности в холодных высоких широтах и усиления океаничности на уровне расположения криосферы в низких широтах отчетливо прослеживается на мировой гляциологической карте. В высоких широтах и небольшие острова характеризуются континентальным типом строения криосферы с инфильтрационно-конжеляционной и конжеляционной зонами внизу. Даже Шпицберген, расположенный в области влияния теплого морского течения, обнаруживает переходный между морским и континентальным тип строения криосферы, в котором «теплая» инфильтрационная зона льдообразования внизу сменяется инфильтрационно-конжеляционной и конжеляционной зонами. Континентальный тип строения криосферы в северном полушарии заходит к югу в виде языков внутри Азиатского и Американского материков, дальше всего отдельными островами на высоких плоскогорьях Центральной Азии. В то же время менее массивные возвышенности внутри материков, даже расположенные значительно севернее, принадлежат к районам с морским типом строения криосферы.

Быть может, еще более наглядно влияние возрастания континентальности на уровне криосферы в высоких широтах показывают следующие цифры. Сопоставление площадей земной поверхности с различным типом строения криосферы дает поразительный результат: из примерно 31 млн. км² твердой земной поверхности, непрерывно расположенной в криосфере, 99,1% принадлежит к областям с континентальным типом строения и лишь около 270 тыс. км², или 0,9%,—к областям с морским типом строения криосферы.

По отдельным зонам льдообразования площадь земной поверхности в криосфере распределяется в соответствии с данными, указанными в табл. 7.

Оказывается, что почти вся площадь суши, непрерывно находящейся в криосфере, приблизительно поровну делится между рекристаллизационной и конжеляционной зонами, а на долю промежуточных — инфильтрационных — зон приходится лишь около 2,4% общей площади (в том числе 0,9% падает на оледенение «теплого» типа, питающееся из «теплой» инфильтрационной зоны).

Таблица 7

Зона льдообразования	Примерная площадь на земной поверхности, тыс. км²	% от общей площади суши, непрерывно расположенной в криосфере
Рекристаллизационная и рекристаллизационно-инфильтрационная зоны	14 950	48,2
Инфильтрационная и инфильтрационно-конжеляционная зоны с принадлежащими к ним областями убыли ледников	750	2,4
Конжеляционная зона	15 700	49,4
	31 000	400

Очевидно, инфильтрационные зоны (холодная, «теплая» и инфильтрационно-конжеляционная), отличающиеся наиболее сложным характером процессов льдообразования вследствие наложения друг на друга процессов обеих крайних зон, представляют лишь переходное неустойчивое состояние земной поверхности, свойственное главным образом горным районам и крутым окраинам ледниковых щитов. Обширные равнинные районы в криосфере, оказывающие большое собственное климатообразующее влияние, могут принадлежать только к одной из двух крайних зон — рекристаллизационной или конжеляционной, т. е. находиться под ледниковым покровом или в области «вечной» мерзлоты. Объясняется это тем, что земная поверхность может находиться лишь в двух относительно устойчивых состояниях:

1) в холодном, когда она сложена снегом и льдом, при отрицательной температуре, и

2) в теплом, когда она сложена высокотемпературными горными породами, при положительной температуре.

Все остальные состояния, как правило, неустойчивы, так как при положительной температуре приводят к стаиванию снега и льда, а при отрицательной — к отложению снежного покрова или летом, — в условиях современной интенсивности солнечной радиации, — к радиационному нагреванию до положительной температуры.

При небольшом количестве твердых атмосферных осадков переход от холодного устойчивого состояния поверхности к теплому происходит легко, но в случае достаточно холодной зимы под

поверхностью развивается мерзлота; возникают условия конжеляционной зоны, в которой поверхность дважды в году резко меняет свои свойства, переходя от одного состояния к другому при одновременном сохранении холодного температурного режима в глубине. При большем количестве твердых осадков, когда баланс их в обширном равнинном районе положителен вследствие охлаждающего влияния снега, поверхность за исключением узкой окраинной полосы переходит в рекристаллизационную зону.

Фактически ледниковые покровы зарождаются путем разрастания горных ледников, так как, по крайней мере в современных условиях, снеговая линия даже у полюсов опускается до уровня моря только под влиянием льда, что хорошо видно на примере Земли Пири (см. стр. 416).

Таким образом, в теплых районах, где криосфера поднимается до уровня высоких гор, она имеет строение, свойственное морскому климату, с «теплой» инфильтрационной зоной внизу. К этому типу принадлежат лишь небольшие возвышенные участки земной поверхности, доходящие до высоких широт в областях типично морского климата (Исландия, Скандинавия, Аляска) и отступающие в субтропические широты внутри материков (южные склоны горного обрамления Центральной Азии). Наоборот, в полярных и субполярных районах, где криосфера опускается до общего уровня земной поверхности, она приобретает континентальный тип строения, характеризующийся холодным температурным режимом в толще горных пород под поверхностью. Более влажные холодные районы принадлежат к рекристаллизационной зоне, а более сухие и сравнительно теплые — к конжеляционной зоне льдообразования. Их разделяет узкая переходная полоса холодной инфильтрационной и инфильтрационно-конжеляционной зон, к которой принадлежит сравнительно небольшая площадь горных районов и окраин ледниковых щитов.

Особые условия создаются в центральной полярной части областей, в которых земная поверхность непрерывно находится в криосфере. Ввиду удаленности от источников влаги и преобладания антициклонического состояния атмосферы количество атмосферных осадков здесь уменьшается до 80 — 100 мм в год в области арктического ветрораздела и, повидимому, еще больше в районе южного полюса (возможно, до 5 мм, см. стр. 416). В рекристаллизационной зоне центральной части Антарктики это приводит только к ослаблению питания ледникового покрова, свойственному участкам, близким к верхней границе криосферы. В Арктике вследствие континентальности большинства субарктических районов, поверхность которых принадлежит к конжеляционной зоне льдообразования, ледниковые покровы развиты значительно слабее; ввиду этого температура в общем выше, и

криосфера занимает более высокое положение, чем в южной полярной области.

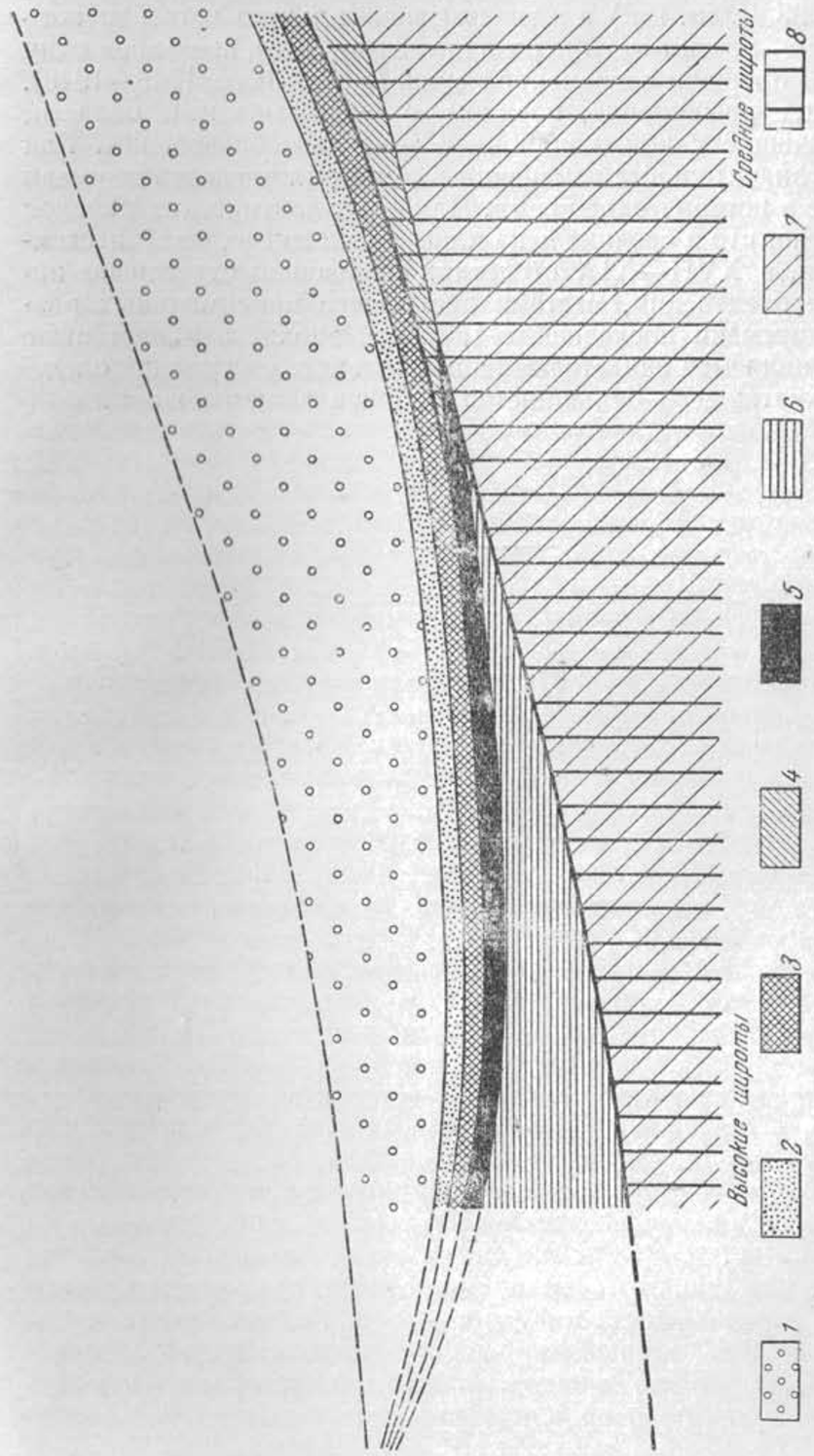
В связи с отсутствием сплошного ледникового покрова уменьшение количества твердых осадков в области арктического ветораздела ведет к вторичному поднятию промежуточных инфильтрационных зон льдообразования одновременно с появлением больших колебаний в их гипсометрическом положении под влиянием местных факторов. Таким образом, рекристаллизационная зона в этих районах сужается, уступая место нижней конжеляционной зоне. Наиболее отчетливо это проявляется в северной Гренландии, где в прибрежной полосе Земли кронпринца Христиана нижняя граница инфильтрационно-конжеляционной зоны лежит на уровне моря (Koch u. Wegener, 1912, стр. 50), а северо-западнее, на Земле Пири, поднимается до 1200 м и выше (Fristrup, 1950). Сохранение снега на высоких плато Земли Пири летом невозможно потому, что снега там нет даже зимой; выпадающий в небольшом количестве снег сметается ветрами в долины и в море, так что езда на собаках там возможна только по льду фиордов. В связи с отсутствием снега летом происходит значительное местное радиационное нагревание поверхности (см. стр. 416).

Повидимому, в периоды общего похолодания и уменьшения количества влаги в атмосфере в центральной арктической области конжеляционная зона должна еще больше расширяться за счет верхних зон криосферы, которые уже и в современном состоянии практически прерываются (Шумский, 1947а, б).

Схематический меридиональный, или радиальный разрез криосферы должен выглядеть приблизительно так, как это показано на фиг. 124. В областях морского климата граница континентального типа строения криосферы отступает в более высокие широты, и рекристаллизационная зона расширяется за счет конжеляционной — развиваются ледниковые покровы.

В континентальных районах, наоборот, граница морского типа строения криосферы сдвигается в более низкие широты и конжеляционная зона расширяется за счет рекристаллизационной — ледники развиваются только в горах, а равнины представляют районы распространения мерзлоты и неподвижных конжеляционных льдов (Шумский, 1947а, стр. 54).

Вся эта сложная система постоянно испытывает изменения во времени с общим опусканием или поднятием криосферы и расширением или сужением полярных шапок континентального типа строения криосферы под влиянием колебаний интенсивности общей циркуляции земной атмосферы, а также с местными изменениями под влиянием изменений рельефа поверхности, распределения суши и моря и местных изменений в циркуляции вод и воздуха. Площадь одного только поверхностного оледенения



Фиг. 124. Схематический вертикальный меридиональный разрез криосферы.

1 — рекристаллизационная зона; *2* — рекристаллизационно-инфильтрационная зона; *3* — холодная инфильтрационная зона; *4* — «теплая» инфильтрационная зона; *5* — инфильтрационно-конжеляционная зона; *6* — конжеляционная зона; *7* — сезонная конжеляционная зона; *8* — теплый режим в толще горных пород.

суши в последнюю ледниковую эпоху возрастала более чем вдвое (до 33,6 млн. км²), а в эпоху максимального четвертичного оледенения—почти в четыре раза (до 55 млн. км²), превышая одну треть всей площади современной суши (Klebelsberg, 1948—1949). Не меньшее расширение, повидимому, испытывали и области, принадлежащие к конжеляционной зоне льдообразования. Как известно, значительные изменения в размерах оледенения имели место уже в историческое время. Для приатлантических районов установлено, что в средние века климат был мягче, чем в настоящее время, в XVII—XIX столетиях произошло отчетливое наступление оледенения, местами достигшего максимальных размеров со времени последней ледниковой эпохи, а в настоящее время мы являемся свидетелями значительного отступания оледенения, охватившего большинство районов земного шара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изложении основ структурного ледоведения нельзя было не касаться большинства других разделов теоретического ледоведения и не основываться на данных исследования оледенения определенных районов, систематическое описание которых составляет предмет регионального ледоведения. Это вполне естественно, так как деление ледоведения условно и определяет не столько содержание, сколько план и цели изложения. Необходимость затрагивать материал почти всех разделов ледоведения подтверждает центральное, узловое положение, отведенное структурному ледоведению в нашей схеме (см. фиг. 1). Тем самым определяется теоретическое значение структурного ледоведения как раздела науки, без которого, по существу, невозможно правильное решение ни одной крупной проблемы, связанной с изучением льда.

Не менее многообразно будет в дальнейшем и практическое применение структурного ледоведения. В этом отношении следует еще раз подчеркнуть два основных его аспекта:

1) исследование структуры и состава природных льдов как основы для познания их физических свойств;

2) исследование структуры и состава природных льдов как ключа к познанию их генезиса — процессов и условий их формирования, следовательно, и формы залегания, распространения и т. д. Эта последняя сторона заслуживает того, чтобы на ней остановиться особо.

Возможность установить вероятную форму залегания подземных ледяных тел на основании изучения образцов льда, несомненно, представляет большой практический интерес. Но еще более существенное значение будет иметь возможность расшифровки климатических и геолого-геоморфологических условий возникновения и дальнейшего существования льда, которая дается исследованием льда значительно полнее и точнее, чем изучением любой другой горной породы. Будучи благодаря своим исключительным физическим свойствам чрезвычайно чувствительными к изменениям внешних условий, ледяные породы представляют своеобразные естественные летописи, регистрирующие баланс

тепла и влаги земной поверхности, температурный режим в толще пород и в значительной мере физические процессы, в них происходящие.

Изменения климата, отражающиеся на состоянии оледенения — на криосфере в целом и на всех ее элементах — регистрируются в природе как геологической деятельностью льда, так и самим льдом, его структурой и свойствами. До сих пор геологи и геоморфологи в целях восстановления истории рельефа, климата и ландшафтов пользовались почти исключительно следами геологической деятельности льда, притом преимущественно ледников. Геолого-геоморфологические результаты формирования и протаивания разнообразных конжеляционных льдов — повторножильных, сегрегационных и инъекционных — привлекали меньше внимания, так как условия и процессы их образования оставались малопонятными. В более полном и точном уяснении значения следов, оставляемых этими видами льда в рельефе и рыхлых отложениях, структурное ледоведение будет играть не последнюю роль. Но главным его вкладом должно явиться использование в палеогеографических целях возможностей, открываемых исследованием самих льдов — ископаемых эпигенетических, погребенных и, наконец, современных ледниковых, в особенности ледниковых куполов и покровов, нередко имеющих очень древний возраст. Особенно большой интерес представляют эти возможности для областей «вечной» мерзлоты, содержащих в числе четвертичных отложений большое количество льдов разнообразного генезиса.

Перечисление всех выводов об условиях формирования ледяных горных пород, которые могут быть сделаны на основании геолого-петрографического изучения отдельных их образцов, а тем более целых разрезов, потребовало бы слишком много места, так как вся книга, в сущности, представляет собою анализ и обоснование возможности делать такие выводы. Палеогеографические выводы вообще должны основываться не на готовых рецептах, а на полном овладении методом и фактическим материалом. Тем более это относится к палеогляциологическим реконструкциям ввиду зачаточного состояния структурного ледоведения.

Следует только подчеркнуть, что изучение льдов дает возможность установить, в какой зоне льдообразования, а при исследовании целого разреза — даже в какой части зоны, происходило их формирование. А это в свою очередь позволяет дать количественную характеристику основных показателей климата периода их формирования — в настоящее время эмпирически, а в будущем, по мере развития комплексных исследований вещественно-энергетического баланса поверхности и его связей с климатическими условиями и структурами льда, также и аналитически. Мощность слоя годового прироста осадочно-метаморфического льда, характер льда и относительное содержание в разрезе различных его разновидностей, размеры кристаллов, а в метаморфизованном течением льду — расположение первоначально интерсертальных воздушных включений и другие признаки, несомненно, представляют наиболее точные показатели количества осадков и температурного режима поверхности и воздуха во время формирования льда.

Вполне сознавая неполноту и несовершенство того, что можно было в настоящее время предложить в качестве основ структурного ледоведения, автор все же счел возможным опубликовать эту работу. Оправданием этому служит изложенный в ней метод исследования, внедрение и развитие которого, по убеждению автора, открывает новые возможности перед ледоведением и его использованием для нужд грандиозного строительства в нашей стране.

ЛИТЕРАТУРА

Аболин Р. И. Зап. Читинского отд. РГО, 9. Чита, 1913, стр. 19.
Альтберг В. Я. Подводный лед. М.—Л., 1939.
Альтберг В. Я. Структура льда. В кн. Б. П. Вейнберга и др. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. М.—Л., 1940, стр. 228 – 237.
Альтберг В. Я. и Трошин В. Ф. Изв. Гидролог. инст., 1931, 32, стр. 93.
Андреев В. Н. Изв. РГО, 1936, 68 (2), стр. 186.
Арнольд-Алябьев В. И. «Метеорология и гидрология», 1939, 3.
Баранов И. Я. Тр. Ком. по изучению вечной мерзлоты АН СССР, 1938, 6, стр. 167.
Баранов И.Я. Гидрогеология СССР, вып. 17. Вост. Сибирь, кн. 2, 1940.
Баранов И. Я. «Природа», 1949, 10, стр. 47.
Бонштедт Э. М. «Природа», 1921, 10—12, стр. 73.
Вадило П. С. Доклады АН СССР, 1939, 23 (4), стр. 343.
Вадило П. С. Зап. Кишинев. Гос. ун-та, 1951, 3 (1), стр. 195.
Вейнберг Б. П. Журнал Русск. физ.-хим. об-ва, 1906, 38 (3—6), стр. 186, 250, 289, 329.
Вейнберг Б. П. Снег, иней, град, лед и ледники. Изд. 2-е, М.—Л., 1936.
Вейнберг Б. П. и др. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. М.—Л., 1940.
Вернадский В. И. История минералов земной коры, 2. История природных вод, I, вып. I, 1933; вып. 2, 1934.
Вульф Г. В. К вопросу о скоростях роста и растворения кристаллических граней. Изв. Варш. ун-та, 1895.
Головков М. П. Тр. Аркт. инст., 1936, 60 (1), стр. 5.
Головков М. П. Уч. зап. Лен. гос. ун-та, 1939, 21, сер. геол. и почв. наук (5), стр. 11.
Гольдштейн М. Н. Тр. НИИ железнодор. транспорта, 1948, 16.
Городков Б. Н. Доклады АН СССР, 1948, 61 (3), стр. 513.
Григорьев А. А. Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1932, I, стр. 31.
Григорьев А. А. Субарктика. Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.
Григорьев Д. П. «Природа», 1947, № 9, стр. 25.
Гуревич М. И. Тр. Гос. гидролог. инст., 1949, 14 (68), стр. 177.
Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М.—Л., 1948.
Донченко Р. В. и Шульман А. Р. Тр. Гос. гидролог. инст., 1949, 16 (70), стр. 89.
Драницын Д. А. «Почвоведение», 1914, 4, стр. 21.
Думанский А. В. Коллоидный журнал, 1950, 12 (5), стр. 319.

Ермаков Н. П. Минер. сборник Львовского геолог. об-ва, 1948, 2, стр. 53.
Ермолаев М. М. а. Инструкция для экспедиционного изучения ископаемого льда как географического фактора. Л., 1932.
Ермолаев М. М. б. Тр. СОПС АН СССР, сер. якутская, 7, 1932, стр. 147.
Заморский А. Д. Тр. Гл. геофиз. обсерватории, 1948, 13 (75), стр. 52, 61.
Заморский А. Д. «Природа», 1951, 1, стр. 24.
Зейтц Ф. Физика металлов. М.—Л., 1947.
Зубов Н. Н. Льды Арктики. М., 1944.
Иванов К. Е. и Лавров В. В. Журнал тех. физ., 1950, 20 (2), стр. 230.
Калесник С. В. Общая гляциология. Л., 1939.
Качурин Л. Г. а. Изв. АН СССР, 1951, сер. геофиз., 2, стр. 43.
Качурин Л. Г. б. Изв. АН СССР, 1951, сер. геофиз., 2, стр. 50.
Качурин С. П. О генезисе наиболее распространенных ископаемых льдов Севера. М.—Л., 1946.
Колмогоров А. Н. Доклады АН СССР, 1949, 65 (5), стр. 681.
Колосков П. И. Изв. АН СССР, 1945, сер. геогр. и геофиз., 9 (5 — 6), стр. 493.
Кондратьева А. С. Физико-механические свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве. М.—Л., 1945, стр. 14.
Коновалов Е. П. Тр. ледн. экспедиций 2 МПГ, 1936, 3.
Крагельский И. В. Сборн. мат. по строит. и экспл. зимних аэродромов 1942, I, стр. 13.
Крагельский И. В. Физ.-мех. свойства снега и их использование в аэродромном и дорожном строительстве. М.—Л., 1945, стр. 61.
Кропоткин П. А. Зап. ИРГО по общ. географ., СПб., 1876, 7 (1).
Кузьмин П. П. Тр. Гос. гидролог. инст., 1947, 1 (55), стр. 11.
Кузьмин П. П. Тр. Центр. инст. прогнозов, 1947, 5 (32), стр. 43.
Кузьмин П. П. Тр. Гос. гидролог. инст., 1948, 7 (61), стр. 5.
Ланге О. К. Материалы для классификации подземных вод. Тр. I, Гидролог. съезда в 1924 г., Л., 1925.
Ландау Л. Д. О равновесной форме кристаллов. Сб., посвященный 70-летию акад. А. Ф. Иоффе, изд. АН СССР, 1950.
Лебедев А Ф. Почвенные и грунтовые воды. М.—Л., 1-е изд. 1930, 4-е изд. 1936.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Л.—М., 5-е изд., 1940.
Леммлейн Г. Г. Доклады АН СССР, 1945, 48 (3), стр. 177.
Лопатин И. А. Зап. АН, СПб., 1876, 29, приложение I.
Максимович Г. А. Изв. ГГО, 1947, 79 (5), стр. 537.
Марков К. К. «Вопросы географии», 1946, сб. 1, стр. 127.
Миддендорф А. Путешествие на север и восток Сибири, ч. I, отд. III. СПб., 1862.
Молчанов И. В. Изв. Росс. гидролог. инст., 1925, 14, стр. 31.
Москвитин А. И. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 18 (2), стр. 55.
Москвитин А. И. «Мерзлотоведение», 1947, 2 (1), стр. 3.
Небольсин С. И. Метеор. вестн., 1925, 5.
Никифоров К. «Почвоведение», 1912, 2, стр. 49.
Ойя А. Я. Тр. Гос. гидролог. инст., 1949, 16 (70), стр. 21.
Оствальд-Лютер-Друкер. Физико-химические измерения, ч. I и II, Л., 1935.
Пархоменко С. Г. Тр. Ком. по изуч. Якут. АССР, 1929, 3 (1), стр. 206.

Пархоменко С. Г. Тр. Ком. по изуч. вечной мерзлоты. АН СССР, 1938, 6, стр. 177.
Пиотрович В. В. Изв. Гос. гидролог. инст., 1933, 56, стр. 38.
Подьяконов С. А. Изв. РГО, 1903, 39 (4), стр. 305.
Попов А. И. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 2, стр. 29.
Попов Е. Г. Тр. Центр. инст. прогнозов, 1948, 9 (36), стр. 3.
Попов М. М. Термометрия и калориметрия. М.—Л., 1934.
Попов О. В. К вопросу о физической схеме инфильтрации воды в почво-грунтах. Тр. Гос. гидролог. инст., 1950, 24 (78), стр. 47.
Прендель Р. «Вестник естествознания», 1890, 1 (8), СПб., стр. 340.
Приклонский В. А. и Лаптев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. М.—Л., 1949.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1, 2. М.—Л., 1940.
Раковский А. и Полянский П. Журнал физ. химии, 1931, 2, стр. 15.
Рымша В. А. Тр. Гос. гидролог. инст., 1948, 4 (58).
Сакс В. Н. «Проблемы Арктики», 1940, 1, стр. 62.
Селяков Н. Я. Доклады АН СССР, 1936, 1 (10), стр. 293; то же, 1936, 2 (11), стр. 227; то же, 1937, 14, стр. 181.
Сирота Н. Н. Доклады АН СССР, 1948, 59, стр. 1309.
Стулов Н. Н. Зап. Всес. минерал. об-ва, 1949, 78 (3), стр. 172.
Сукачев В. Н. Изв. АН, 6 сер., 1911, т. 5 (1), стр. 51.
Сумгин М. И. а. Лед в вечно мерзлых грунтах. В кн. Б. П. Вейнберга. «Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда». М.—Л., 1940, стр. 460—490.
Сумгин М. И. б. Доклады АН СССР, 1940, 28 (2), стр. 155.
Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф. Общее мерзлотоведение. М.—Л., 1940.
Тейс Р. В. Доклады АН СССР, 1940, 28, стр. 70; то же, 1946, 53, стр. 533; то же, 1948, 62, стр. 365.
Тиндаль Д. Альпийские ледники. М., 1866.
Толмачев И. П. Научные результаты экспедиции Имп. АН для раскопки мамонта в 1901 г., 1, СПб., 1903, стр. 125.
Толстихин Н. И. Тр. Ком. по изуч. вечной мерзлоты АН СССР, Л., 1932, I, стр. 29.
Толстихин Н. И. «Проблемы советской геологии», 1936, 6 (7), стр. 628.
Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., 1941.
Толь Э. Зап. ИРГО, 32 (1), СПб., 1897.
Тушинский Г. К. Лавины. М., 1949.
Федосов А. Е. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 35, сер. инж.-геол., 4, М., 1940.
Фигурин А. Е. Записки Гос. адмиралт. департ., 1823, 5, стр. 275.
Филиппова Л. И. и Шульман А. Р. Тр. Гос. гидрол. инст., 1949, 16 (70), стр. 96.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. I, 1934, стр. 292.
Френкель Н. И. ЖЭТФ, 1939, 9, стр. 952.
Френкель Н. И. Кинетическая теория жидкостей, 1945.
Фрицман Э. Х. Природа воды. Тяжелая вода. Л., 1935.
Ханина С. К. и Шульман А. Р. Тр. Гос. гидрол. инст., 1949, 16 (70), стр. 89.
Харьков В. Е. Методы уплотнения и уборки снега на аэродромах. М., 1944.
Цытович Н. А. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1945, 9 (5—6), стр. 493.

Цытович Н. А. и Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов. М.—Л., 1937.
Чирвинский П. Н. Ежегодник по геологии и минералогии России, 1912, 14 (9), стр. 280. Ново-Александрия.
Чирвинский П. Н. Изв. ГГО, 1936, 68 (6), стр. 878.
Шахов А. А. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1948, 12 (3), стр. 239.
Швецов П. Ф. и Седов В. П. Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаяхтах. М.—Л., 1941.
Шепелевский А. А. Тр. АНИИ, 1938, 110, стр. 15.
Шубников А. В. и Леммлейн Г. Г. Доклады АН СССР, 1927 (4), стр. 61.
Шубников А. В. Как растут кристаллы. М.—Л., 1935.
Шукевич И. Б. Изв. Имп. акад. наук, 1910, 4, стр. 291.
Шульман А. Р. Тр. Гос. гидрол. инст., 1948, 7 (61), стр. 43.
Шумский П. А. а. Энергия оледенения и жизнь ледников М., 1947.
Шумский П. А. б. «Вопросы географии», 1947, сб. 4, стр. 11.
Шумский П. А. Доклады АН СССР, 1953, т. 93, № 1, стр. 51.
Adams J. M. Proc. Roy. Soc. London 1930, (A), 188, p. 588.
Adams J. M. a. Lewis W. Rev. Sci. Inst. (N. S.), 1934, 5, p. 400.
Agassiz L. Système glaciaire. Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels. Paris, 1847.
Ahlmann H. W. Geogr. Annalen, 1933, 15 (4).
Ahlmann H. W. Geogr. Journ., 1935, 86 (2), 97.
Ahlmann H. W. Geogr. Annalen, 1936, 18 (1), 48.
Ahlmann H. W. a. Droessler E. G. Journ. of Glaciology, 1949, 1 (5), 269.
Ahlmann H. W. a. Tveten A. Geogr. Annalen, 1923, 5 (1), 52.
Bader H. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Ser. — Hydrol., 3, Zürich, 1939, S. 1.
Bader H. Schweizer. Miner. und Petrogr. Mitteil., 28, 1948, S. 355.
Bader H. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (8), 443.
Bader H. Journ. of Geology, 1951, 59 (16), p. 519.
Baer K. E. Bull. Scient. Acad. Scienc. S.-Pétersb., 1838, t. 3, N 11, 12, p. 187.
Bain G. W. Journ. of Geology, 1941, 49, p. 199.
Barendrecht H. P. Zeitschr. für anorg. Chemie, 1896, II, S. 454.
Barrat T. a. Nettleton H. R. Int. Critic. Tables, 5, 1929, p. 231.
Becke F. Tschermaks miner. und petrogr. Mitteil., 1889, 10, S. 494.
Beilby G. Aggregation and Flow of Solids. L., 1921.
Bentley W. A. Monthly Weather Review, Sept.-Dec. 1907.
Bentley W. A. a. Humphreys W. J. Snow Crystals. N. Y. a. L., 1931.
Bernard M. a. Wilson W. T. Transact. of Amer. Geophys. Union, 1941, 1-B, p. 178.
Bertin A. Comptes Rendus de l'Acad. d. Sciences, 1866, 63, p. 346.
Bertin A. Annal. chim. phys., 13, 1878, p. 283.
Beskow G. Tjälbildningen och Tjällyftningen. Sver. Undersökning. St. 1935, ser. C, № 375. Сокр. русск. пер. «Новости дор. техники», сб. ДорНИИ, 1939, 19, стр. 3.
Bluemcke A. u. Hess H. Wissensch. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D. u. O. Alpenvereins, 1 (2), München, 1899.
Bonacina L. C. W. Bull. Assoc. Intern. d'Hydrolog. Scient. Riga, 1938, 23, p. 79.
Bossolasco M. Zeitschr. f. Gletscherk., 1930, 18, S. 189.
Brewster D. Journ. of Science and Arts. London, 1818, 4, p. 155.

Bridgeman P. W. Proc. Amer. Acad. Arts and Sciences, 1912, 47, p. 439.
Bridgeman P. W. Journ. Chem. Physics, 1935, 3, p. 597.
Bribgeman P. W. Journ. Chem. Physics, 1937, 5, p. 964.
Rev. Mod. Physics, 1946, 18, p. 1.
Brockamp B. Wiss. Ergebnisse der Deutsch. Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931, 1935, 3, Lpz. S. 41.
Brockamp B. u. Mothes H. Zeitschr. f. Geophys., 1930, 6, S. 490.
Buchanan J. Y. Proc. Roy. Soc. of Edinburgh, 1887, 14, S. 129; Proc. Roy. Inst. of Great Britain, 1908, 29, S. 243.
Bucher E. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Ser. Hydrol., 6, Bern, 1948.
Bucher W. H. Transact. of Amer. Geophys. Union, 1942, 2, p. 697.
Bunge A. Зап. Имп. СПб. минералог. об-ва, 1903, сер. 2, ч. 40, вып. 1, стр. 203.
Burton E. T. a. Oliver W. F. Proc. Roy. Soc. 1935, A, 153, p. 166.
Cahn R. W. The Journal of the Institute of Metals, 1949, 76 (2), p. 121.
Carol H. Die Alpen, 1943, S. 173; Die Alpen, 1945, S. 180; Journ. of Glaciology, 1947, 1 (2), S. 57.
Chamberlin R. T. Journ. of Geology, 1928, 36 (1), p. 1.
Chamberlin R. T. Journ. of Geology, 1936, 44 (1), p. 93.
Chamberlin T. C. Journ. of Geology, 1894, 2, p. 649, 768; 1895, 3, p. 61, 198, 469, 565, 668, 833; 1896, 4, p. 582; 1897, 5, p. 229.
Chamberlin T. C. Decennial publications Univ. of Chicago, Ser. I, v. 9, 1904, p. 191.
Church J. E. Physics of the Earth edit. by O. E. Meinzer, v. 9, Hydrology, N. Y. a. L., 1942, p. 83.
Correns C. W. Sitzungsber. der Preuss. Akademie der Wissenschaft, Phys-Math. Kl., 1926, S. 81.
Cotta B. Geologische Fragen, 1858, S. 81.
Curie M. P. Bull. Soc. Franc. Minéral., 1885, 8, p. 145.
Deeley R. M. Geolog. Magazine, 1910, Dec. 5 (7), p. 112.
Deeley R. M. a. Fletcher G. Geolog. Magazine, 1895, Dec. 4, v. 2 (4), p. 152.
Deeley R. M. a. Parr P. H. Philosoph. Magazine, 1913, 26, p. 85; 1914, 27, p. 153.
Demorest M. Transact. of Amer. Geophys. Union, 1941, 2, p. 525.
Demorest M. Amer. Journ. of Science, 1942, 240 (1), p. 29; Bull. Geolog. Soc. of Amer., 1943, 54 (3), p. 363.
De Quervain M. «Experimentia», Basel, 1945, 1 (7), p. 207.
De Quervain M. Schweizer. Miner. und Petrograph. Mitteilung. Zürich, 1948, 28 (1), S. 518.
De Quervain M. Schweizer. Bauzeitung, Zürich, 1948, 66 (9), S. 117.
Devaux J. Comptes Rendus de l'Acad. d. Sciences, Paris, 1927, 185 (26), p. 1602.
Devaux J. Annales de Physique. Paris, 1933, 10 (20), p. 5.
Devik O. Geofysiske Publikasjonen, 1942, 13 (8).
Dobrowolski A. B. Historja naturalna lodu. Warszawa, 1923.
Dobrowolski A. B. Bull. Soc. Franç. Minéral., 1931, 54, p. 5.
Dobrowolski A. B. Bull. Soc. Franç. Minéral., 1933, 56, p. 335.
Dorsey N. E. Journ. Res. Nation. Bur. Stand., 1938, 20, p. 799.
Dorsey N. E. Properties of ordinary water-substance in all its phases: water — vapor, water and all the ices. N. Y., 1940.
Dorsey N. E. Transact. Amer. Philosoph. Soc., 1948, 38 (3), p. 247.
Drescher F. K. Centralbl. für Mineralogie, usw. (A), 1932, 5, S. 167.
Drygalski E. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. I, 1897.

Drygalski E. Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903, 1 (4), Berlin, 1921.
Eckel O. u. Thams Chr. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotech. Ser., Hydrol. Bern, 1939, 3, S. 273.
Emden R. Ueber das Gletscherkorn. Basel, 1890.
Engeln O. D. Science 1934, 80 (2079) p. 401.
Engeln O. D. Science 1935, 81 (2106), p. 459.
Finsterwalder R. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1937, 25, S. 57.
Finsterwalder R. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (7), p. 383.
Finsterwalder S. Wissensch. Ergänzungsh. zur Zeitschr. D. u. O. Alp.-Verein, Graz, 1897, 1 (1).
Finsterwalder S. Bericht der internationalen Gletscherkommission. Dem internationalen Geologenkongress zu Wien erstattet von ihrem derzeitigen Präsidenten. Comptes rendus de la IX session à Vienne. Wien, 1904.
Finsterwalder S. Sitz.-Bericht. K. Bayer. Akad. Wissenschaft. Math.-Phys. Kl., München, 1912, S. 1.
Forbes J. D. Occasionnal papers on the theory of glaciers. Edinburgh, 1859.
Fristrup B. «Arctic», 1950, 3 (1), p. 3.
Futterer K. Bericht über 34 Versamml. oberrhein. geolog. Vereins in Diedenhofen, Apr. 1901, S. 1.
Gallwitz H. Eiskeile und glaziale Sedimentation. «Geologica». Berlin, 1949.
Gerrard J. A. T., Perutz M. F. a. Roch A. Proc. Roy. Society, 1952, ser. A., 213, p. 546.
Goldschmidt V. M. Vidensk. Seiskab. Skriften. Oslo, 1923, 3, p. I. Geochemie. Handwörterbuch d. Naturwiss. 1932, 2, p. 1.
Gross R. u. Möller H. Zeitschr. f. Physik., 1923, (5/6), S, 375.
Haefeli R. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechn. Ser. Hydrol. 3, Zürich, 1939, S. 63.
Haefeli R. «Experimentia». Basel, 1946, 2 (1), p. 1. Journ. of Glaciology, 1948, 1 (4), p. 192.
Haefeli R. Journ. of Glaciology, 1951, 1 (9), p. 496.
Haff J. C. American Mineralogist, 1938, 23 (9), p. 543.
Hagenbach-Bischoff E. Verhandl. Naturforsch. Gesellsch. in Basel 7 (1), 1882, S. 192. То же, Archives des Sciences physiques et naturelles. Genève, 1882, 111, 7, p. 343.
Hagenbach-Bischoff E. Verhandl. Naturforsch. Gesellsch. in Basel, 1889, 8, S. 821.
Halliday I. G. (a) — Journ. of Glaciology, 1950, 1 (7), стр. 357; (б) — то же, 1950, 1 (8), p. 456.
Hamberg A. Bihang. Svenska Vetenskaps — Akad. Handlingar, Stockh., 1895, 21 (2), № 2.
Hamberg A. Geolog. Förening. i. Stockholm Förhandlingar, 1915, 37 (5), p. 583.
Hamberg A. Naturwiss. Untersuch. d. Sarekgebirg. in Schwedisch-Lappland, Stockh., 1932, 1 (3), S. 69.
Hawks L. Geolog. Magazine, Lond., 1930, 67 (789), p. 111.
Heim A. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttg., 1885.
Heim A. Bergsturz und Menschenleben. Zürich, 1932. Zeitschr. f. Gletscherk., 1935, 22, S. 222.
Hellmann G. Schneekristalle. Berlin, 1893.
Hess H. Die Gletscher. Braunschw., 1904.
Hess H. Der Hintereisferner 1893 bis 1922. Zeitschr. f. Gletscherk., 1924, 13.
Hess H. Zur Strömungstheorie der Gletscherbewegung. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1931, 19.

Hess H. Das Eis der Erde. Handbuch der Geophysik, 7 (1), Berlin, 1933.
Hess H. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1935, 23, S. 1.
Hess H. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1937, 25, S. 1.
Hess H. Petermanns geograph. Mitteil., 1939, 85 (7/8), 241.
Holzner J. Zeitschr. f. Kristallographie, 1927, 57 (3), S. 199.
Höppler F. Kolloid Zeitschr., Dresden, 1941, 97 (2), S. 154.
Howard A. D. Bull. Geolog. Soc. of Amer., 1948, 59 (9), p. 919.
Hughes T. P. a. Seligman G. Monthly Notices Roy. Astronom. Soc., Geophys. Suppl., London, 1939, 4 (9), p. 616.
Hughes T. P., Perutz M. F. a. Seligman G. Geogr. Journ., 1941, 97 (5), p. 295.
Johnsen A. Neues Jahrbuch f. Miner. usw. B.—B. 1907, 23, S. 326.
Johnson W. A. Metal Progress, 1946, 49, p. 87.
Johnston J. a. Adams L. H. Amer. Journ. of Science, 1913, 35, p. 214.
Kalb G. Centralbl. f. Miner., Geolog. und Paläont., 1920, S. 66, 69, 286.
Kalb G. Centralbl. f. Miner., Geolog. und Paläont., 5, 1921, S. 129.
Kalkmeyer N. H. a. Favejee J. C. L. Nature, 1933, 132, p. 602.
Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 1, 1948; 2, 1949. Wien.
Klocke F. Neues Jahrb. f. Mineral., Geolog. und Paläont. 1879, S. 272.
Koch J. P. u. Wegener A. Meddelelser om Grönland, 1912, 46 (1).
Koch J. P. u. Wegener A. Meddelelser om Grönland, 1930, 75 (1).
König H. Zeitschr. f. Kristallogr., 1944, 105, S. 279.
Krastanow L. Meteor. Zeitschr., 1940, 57 (10), S. 357.
Krastanow L. Meteor. Zeitschr., 1941, 58 (2), S. 37.
Laemmlein G. Zeitschr. Kristallogr., 1929, 71(3).
Lagally M. Versuch einer Theorie der Spaltenbildung in Gletschern. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1929, 17.
Lagally M. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1930, 18, S. 1.
Lagally M. (a) Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1932, 20 (4/5), S. 199.
Lagally M. (б) Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1932, 20 (4/5), S. 215.
Lagally M. Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Ergebnisse der kosmischen Physik, 2, Lpz., 1933.
Le Chatelier H. Zeitschr. f. Physik. Chemie, 1882, 9, S. 335.
Leffingwell E. K. Un. St. Geolog. Survey. Prof. Paper, 109. Wash., 1919.
Lehmann O. Molekularphysik, I, Lpz., 1888.
Loewe F. Das Klima des Grönlandischen Inlandeises. Handbuch der Klimatologie von W. Köppen und R. Geiger. 2, K. Berlin, 1935.
Lohmann H. Das Höhleneis unter besondere Berücksichtigung einiger Eishöhlen des Erzgebirges. Jena, 1895.
Lonsdale K. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (8), p. 442.
Lütschg O. Schweizer. Wasserwirtschaftsverband. Verbandsschrift 14. Zürich, 1926.
Mallet R. Philosoph. Magasine and Journ. of Science, 3 Ser., 1845, 26(176), p. 592.
Mc Connel J. C. Proc. Roy. Soc. London, 1890, 48, p. 259; 1891, 49, p. 323.
Mc Connel J. C. a. Kidd D. A. Proc. Roy. Soc. London, 1888, 44, p. 331.
Mc Farlan R. L. Journ. Chem. Physics, 1936, 4, p. 60, 253.
Meinardus W. Petermanns geograph. Mitteil., 1926, 72 (5/6), S. 97; Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1932, 20 (1/3), S. 94.
Mercanton P. L. Neue Denkschriften Schweizer. Naturforscher. Gesellschaft, 52. Basel, 1916.
Mercanton P. L. La pression des bulles gazeuses dans le glacier. Rapports sur les variations des glaciers des Alpes suisses, 1917, 38. Annuaire du C. A. S. 1918.

Mercanton P. L. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (7), p. 393.
Meyer J. u. Pfaff W. Zeitschr. anorg. und allgem. Chemie. 1935, 224, S. 305.
Morgan J. a. Warren B. E. Journ. Chem. Physics, 1938, 6, p. 666.
Moss R. Geogr. Journ., 1938, 92 (3), p. 211.
Mowson D. British Antarctic Expedition, 1907—1909. Geology, 2. London, 1916, S. 1.
Mügge O. Neues Jahrbuch f. Miner., Geol. und Paläont., 1895, 2 (1), S. 211.
Mügge O. Neues Jahrbuch f. Miner., Geol. und Paläont., 1899, 2, (1), S. 123.
Mügge O. Neues Jahrbuch f. Miner., Geol. und Paläont., 1900, 2 (2), S. 80.
Mügge O. Neues Jahrbuch f. Miner. usw., B.—B. 1903, 16, S. 455.
Nakaya U. a. Sekido Y. Journ. of Facul. of Science Hokkaido imp. Univer., Ser. 2. Sapporo, I, 1936, p. 243; то же Mitteil. Deutsch. Acad. Luftfahrtforsch., 2 (1), Berlin, 1943, S. 9.
Nakaya U., Toda Y. a. Maruyama S. Journ. of Facul. of Science Hokkaido Univer., Ser. 2. Sapporo, 1938, 2, p. 13; то же Mitteil. Deutsch. Akad. Luftfahrtforsch., 2 (1), Berlin, 1943, S. 71.
Nansen F. Grönlands Inlandeis. Petermanns geogr. Mitteil., 1892, S. 105.
Neher J. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrol., 3, Bern, 1939, S. 255.
Niggli P. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrol., 3. Bern, 1939, S. VII.
Nordenskiöld A. E. Grönland, Lpz. 1886.
Nordenskiöld G. Geol. Förening. i Stockholm Förhandlingar 15, 1893, S. 146.
Nye J. F. Proc Roy Soc., 1951, ser. A, 207, N 1091, p. 554.
Nye J. F. Journ. Glaciol. 2, 1952, N 12, p. 82, 103.
Nye J. F. «Nature», 1952, 169, N 4300, p. 529.
Odell N. E. Geogr. Journ., 1937, 90 (2), S. 111.
Orowan E. Journ. of Glaciology, 1949, 1 (5), p. 231.
Owston F. G. a. Lonsdale K. Journ. of Glaciology, 1948, 1 (3), p. 118.
Papapetrou A. Zeitschr. f. Kristallographie, 1935, 92, S. 89.
Paulcke W. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1934, 21 (4/5), S. 259.
Perutz M. F. Journ. of Glaciology, 1947, 1 (2), p. 47.
Perutz M. F. Journ. of Glaciology, 1948, 1 (3), p. 95.
Perutz M. F. Journ. of Glaciology, 1949, 1 (5), p. 249.
Perutz M. F. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (7), p. 382.
Perutz M. F. a. Seligman G. Proc. Roy. Soc. London, A, 172 (950), 1939, p. 335.
Plyler E. K. Elisha Mitchell Soc., 41, 1925, p. 18.
Philipp H. Neues Jahrbuch f. Miner., Geol. und Paläont. B.-Bd. 43, Stuttg., 1920, S. 439.
Philipp H. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1932, 20, S. 233.
Quincke G. Annalen der Physik 4F., 18 (1), № 11, Lpz., 1905, S. 1.
Rau W. Schriften deutsch. Akad. Luftfahrtforsch., 8 (2), 1944, S. 65.
Reid H. F. Journ of Geology, 1896, 4 (8), p. 912.
Renaud A. Journ. of Glaciology, 1949, 1 (6), p. 320.
Riecke E. Nachricht. Königl. Gesellsch. Wissensch. Götting. Math.-Physik. Kl. 4, 1894, S. 278; Zentralbl. f. Mineral., 1912, S. 97.
Rigsby P. Journ. of Geology, 1951, 59, (16), p. 590.
Rinne F. Zeitschr. f. Kristallographie, 1926, 64 (1/2), S. 71.
Rodebush W. H. Chem. Rev., 1949, 44, p. 269.
Royer L. Bull. de la Soc. Française de Miner., 1928, 51, p. 7.

Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
Sander B. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1933, 22, S. 171.
Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Innsbruck und Wien, 1950. T. 2.
Schaefer V. L. (a) — «Nature», 1942, 149 (3768), p. 81; (б) — Phys. Reviews, 1942, 62, p. 495; Metall Progress, 1943, 44, p. 72; Chem. Reviews, 1949, 44, p. 291; Journ. of Glaciology, 1950, 1 (8), p. 441.
Schlagintweit H. u. A. Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. Lpz. 1850.
Schlagintweit H. Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch., 1854, 6, S. 260.
Schmidegg O. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt. Wien, 1928, 78, S. 78.
Schmidt W. Tschermaks miner. und petrogr. Mitteil., 1925, 38, S. 392.
Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932.
Schoentjes H. Fleurs de la glace. Gand, 1905.
Schwarzacher W. u. Untersteiner. N. Sitz-Ber. Öster. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1953, Abt. IIa, Bd. 162, № 1—4, S. 111—145.
Seligman G. Snow Structure and Ski Fields. London, 1936.
Seligman G. Journ. of Glaciology, 1947, 1 (2), p. 70.
Seligman G. Journ. of Glaciology, 1949, 1 (5), p. 254.
Seligman G. Journ. of Glaciology, 1950, 1 (7), p. 378.
Seng H. Neues Jahrbuch f. Miner., usw. Abt. A, 1937, 73, (2), S. 239.
Sharp P. Journ. of Glaciology, 1953, v. 2, № 13, p. 182—184.
Sherzer W. H. Smithsonian Contributions to Knowledge, 1907, 34.
Somigliana C. Rend. Accad. dei Lincei, cl. sci. fis.-mat. e natur., 1921, 30 (1), p. 291, то же, 1921, 30 (2), p. 3; реферат Finsterwalder S. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1927, 15.
Sorge E. Wissensch. Ergebn. Deutsch. Grönland-Expedition Alfred Wegener, 1935, 3, S. 62; то же, 1939, 4 (2), S. 346.
Steenstrup K. J. V. Meddelelser om Grönland, 1893, 4, p. 69.
Streiff-Becker R. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1936, 24, S. 31.
Streiff-Becker R. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1938, 26, S. 1.
Sverdrup H. U. Geografiska Annaler, 1935, 17, S. 71.
Sverdrup H. U. Geofysiske Publikasjoner, 1936, 11 (7).
Taber S. Journ. of Geology, 1930, 38 (4), p. 303.
Taber S. Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, 54 (4), p. 1433.
Tamman G. Annal. d. Physik, 1900, 2, S. 1.
Tamman G. Aggregatzustände. Lpz., 1922.
Tamman G. «Naturwissenschaften», 1929, 17 (44), S. 851.
Tammann G. Zur Molekulardynamik in Kristallen. Nachr. d. Gesellsch. f. Wissensch. Götting., Math.-Phys. Kl., 1930.
Tamman G. u. Büchner A. Zeitschr. anorg. und allgem. Chemie, 1935, 222 (1), S. 12.
Tamman G. u. Dreyer K. L. Zeitschr. anorg. und allgem. Chemie, 1929, 182 (3), S. 289.
Tarr R. S. a. Rich J. L. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1912, 6 (4), S. 225.
Tarr R. S. a. Engeln O. D. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1915, 9, S. 81.
Teichert C. Amer. Journ. of. Science, 1939, 237, p. 145.
Thomson G. P. Proc. Phys. Soc., 1948, 61, pt. 5, N 347, p. 403.
Thomson J. Proc. Roy. Soc. London, 1861, 11, p. 473.
Thomson W. Philosoph. Magaz. and. Journ. of Science, 1858, 4, Ser. 16 (109), p. 463.
Thomson W. Transact. Geol. Soc. Glasgow, 16 Febr. 1888, p. 332.
Tollner H. I Jahresbericht d. Archivs f. Polarforsch. Naturhistor. Museum, Wien, 1938, S. 5.

Troll C. Peterm. geogr. Mitteil. Erg.-H., 240, 1942.
Trouton F. T. Proc. Roy. Soc. Dublin, 1898, 8, p. 691.
Trouton F. T. Zeitschr. f. Kristallogr. u. Miner., 1910, 32.
Tyndall J. Phil. Transact. Roy. Soc. London, 1858, 148 (1), p. 211.
Vareschi V. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1935, 23, S. 255; то же, 1937, 25, S. 17; Veröffentl. Geobotan. Inst. Rübel, Zürich, 19, 1942; Die Pohlenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung. Bern, 1942.
Visser Ph. C. Glaziologie. Wissensch. Ergebn. Niederländ. Expeditionen in d. Karakorum usw., 2 (1), Leiden, 1938.
Volmer M. Kinetik der Phasenbildung. Lpz., 1939.
Wade F. A. Proc. Amer. Phil. Soc., 1945, 89 (1), p. 160.
Wallerant F. Bull. Soc. Franç. de Minéral, 1908, 31, p. 217.
Washburn B. a. Goldthwait R. Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, p. 1653.
Ward W. H. «Arctic», 1950, 3 (3), p. 131.
Weickmann H. Bericht. Deutsch. Wetterdienst. US-Zone 6, Bad Kissingen, 1949.
Weinberg B. P. Bull. Assoc. Intern. d'Hydrolog. Scient., Riga, 1938, 23, p. 509.
Whitman W. G. Amer. Journ. Science, 1926, 11, p. 126.
Wilson W. T. Transact. Amer. Geophysical Union, 1941, 1-B, p. 182.
Winterhalter R. U. Journ. of Glaciology, 1947, 1 (1), p. 30.
Wright C. S. a. Priestley R. E. Glaciology. Sci. Rep. British (Terra Nova) Antarctic Expedition 1910 — 1913. London, 1922.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абляция (см. таяние, возгонка); а. дифференциальная 393, радиационная 434.
Автометаморфизм 241.
Адсорбция 218.
Активность ледников, оледенения 451.
Активный слой; а. зона льдообразования 301, 304, 407—410, 413, 419—421, 422, 424—425, 426, 428—429, 431, 432, 434, 437, 443.
Аллотриоморфизм 135, 175, 184.
Альбедо снежного покрова 415, 425, 440.
Анатексис 88.
Ангедральные кристаллы льда 153.
Анизотропия вязкости льда 47.
Анизотропия механических свойств льда 44, 45, 185.
Анизотропия скоростей роста кристаллов льда 70, 151, 166, 170, 171.
Аномалии оптические льда 49, 50, 112, 123, 124, 138, 185, 319, 353, 361 (см. двуосность оптическая льда, угол оптических осей кристаллов льда).

Байджарахи 206.
Баланс влаги; б. твердых атмосферных осадков; б. вещественный 6, 407, 412, 417, 435, 437, 439, 442, 447, 461.
Баланс тепла и влаги; б. вещественно-энергетический 404, 412, 414, 426, 455, 465—466.
Баланс тепловой; б. энергетический 6, 408—412, 414, 415, 425, 437.
Барханы снежные 245.
Бергшрунд 323.
Биологический анализ льда 149.
Болота снежные; б. фирновые 302.
«Бороздчатый лед» 376.
Брекчия ледяная осадочная 392; б. л. тектоническая 190, 367, табл. 4, 449; б. течения 322, 388, табл. 4; б. трения 373, 375, 379, табл. 4.
Бугры наледные; б. пучения ледяные 196—197, 200, 234, 235, 236, табл. 4.
Бугры пучения 231—237.
Булгунняхи 235—236.

Ветровая упаковка снега 242, 243, 266, 272, 275, 276.
Включения во льду автогенные 91—92, 95, 96, 97, 100, 155, 156, 175, 178, 181, 185, 189, 197, 296, 308, 310, 359, табл. 4; в.в.л. вторичные 91, 100, 104; в.в.л. гипергенные 91—93, 94, 97, табл. 4; в.в.л. гипогенные 91—93, 95, 97, 279, 296, 308, 310, 359, 362, табл. 4; в.в.л. ксеногенные 91—92, 94, 95, 104, 156, 175, 182, 207, табл. 4; в.в.л. первичные 91—92, 94, 100, 104, 279.
Включения воздуха во льду интерсертальные 181, 190, 288, 296, 308, 310, 358, табл. 4, 467; в.в.в.л. типа прорастания 189; в.в.в.л. типа прорастания ксеногенные 182, 189, табл. 4; в.в.в.л. типа ориентированного прорастания 179, 189, 310, табл. 4; в.в.в.л. типа пойкилитового прорастания 180, 308, 310.
Вода 12, 19, 85, 87, 239; в. адсорбированная, гигроскопическая, прочно связанная 24, 219—220; в. кристаллизационная 27; в. рыхло связанная, ориентированная, пленочная 25, 26, 61, 105, 217—220, 221, 223; в. связанная 25, 177, 217—220, 221—223.
Вода во льду 97—99; в.в.л. «адиабатическая» 98—99, 259, 321, 360; в. в. л. капиллярная 289, 290, 368.
Вода тяжелая 19.
Водород тяжелый 19.
Водоудерживающая способность снега, фирна 294, 300, 301, 303.
Водяные сумки воздушных включений во льду 360—362.

Возгонка 58, 253, 273, 275, 277, 390, 401, 405, 409—410, 414, 416, 417, 434, 456.
Воздухопроницаемость ледяных горных пород 110, 111, 273, 277, 278, 282.
Временное сопротивление льда перелому 48; в.с.л. раздавливанию 38, 43, 46, 48, 259; в.с.л. разрыву 48; в.с.л. срезу 48, 322.
Время релаксации льда 43, 44, 47.
Выветривание льда 84; «в. л. солнечное» 392.
Вязкость воды 59; в. льда 43, 47, 105, 320, 321, 327, 329, 333, 342; в. снега 269, 275, 332—333.

Габитус кристаллов льда 34, 66—80.
Гемиморфизм кристаллов льда 32—34, 277.
Генезис форм снежинок 74—77.
Геометрический отбор 165—175, 188, 189, 211, 287, 293, 313, табл. 4.
Геотермический градиент, г. ступень в ледниках 98, 441—442.
Геофизическая классификация ледников 286, 402.
«Гидровулканы» 197, 232.
Гидролакколиты 197, 234, 389, табл. 4, 444, 449.
Гидроэффузивы 200, 316, табл. 4, 444, 447.
Гиперэвтектика 90—91, 101.
Гипоэвтектика 101, 102, 358.
Гистерезис упругий 48; г. фазовых превращений воды 22, 55.
Гистограмма 134.
Глыбовое скольжение ледников 328, 329, 336—339, 341, 375 (см. скольжение по ложу).
Гляциология 4—7, 10, 323, 430 (см. ледоведение); г. «классическая» альпийская 5, 428; г. структурная 86, 374 (см. ледоведение структурное).
Гололед 21, 78, 79, 238.
Град 21, 78, 238, 239, 448.
Граница областей питания и убыли ледников 430, 437—438, 442, 456.
Гранулометрический анализ льда 110, 111, 134,
«Гребни Рейда» 376.

Давление воздуха во льду 93—94, 145—148, 183, 185, 237, 279, 286—288, 296, 308, 311, 319, 359—361, 364, 372, 379, табл. 4, 451.
Давление паров льда 37, 56, 268, 290, 390.
Давления влияние на температуру плавления льда 37.
Движение ледников 5, 6, 84, 105, 191, 298, 320, 321, 322—359, 374, 377, 382, 440, 450—452; д.л. контролируемое давлением, 341, д.л., контролируемое стоком 341; д.л. пульсирующее 331, 332, 353; 368; д.л. стационарное 326.
Движение льда внутригранулярное 257; д. л. межгранулярное, дифференциальное 257, 260, 262, 275, 298, 304, 306, 321, 346—348, 395.
Движущие области ледников 330.
Двойникование механическое кристаллов льда 257.
Двойниковые кристаллы льда 32, 34.
Двуосность льда оптическая 27, 49—50, 125, 128, 138, 353, 362, 363, 367.
Двупреломление льда 49.
Дейтерий 19.
Деструкция льда 389, 391—393.
Диагенез 88, 239, 240; д. снежного покрова 267—281, 284, 394, 414; д. снежного покрова ранний 270—273, 276—278, 281, табл. 4.
Диафторез 260, 262; д. рекристаллизационный 263; д. сублимационный 253, 255, 263, 270, 277, табл. 4.
Дилатационная гипотеза движения ледников 323.
Динамометаморфизм льда 189, 240, 255—264, 317—388, 394, 403, 449—453; д. л. режеляционный 261—262, 318.
Дифференциация геохимическая 12—14, 87; д. гравитационная 13, 178; д. кристаллизационная 175, 187, 217, 224—225; д. осадочная 13; д. термическая 13.
Диэлектрическая проницаемость льда 30.
Дождь ледяной 21, 78, 79, 238.
Дробление льда гравитационное 385—388, табл. 4, 450; д. л. под давлением 365—367, табл. 4, 449; д. л. зоны 450.
Дюны снежные 245—246, табл. 4.

«Желваки ледяные» 299.
Жилы льда (ж. ледяные, ж. контеляционные) 189, 190—196, 202, 204, 319, 345, 369, 374, 379, табл. 4, 422, 437, 450, 452, 453; ж. л. повторные 202—215, 319, 363, 364, табл. 4, 449—450; ж. л. повторные сингенетические 205; ж. л. повторные эпигенетические 205, 206.

Заиневение снежинок 77.
Закон Бравэ 31, 45, 67, 68—69.
Замерзание воды 59—61, 63, 64, 77, 152, 156, 164, 173—175, 177—178, 182, 184, 192, 202, 218, 219, 403; з.в. самопроизвольное 63, 64.
Зародыши кристаллов льда 57—59, 60, 61, 66—69, 72, 74, 77, 150—152, 159, 173, 218, 225, 258, 293.
Заструги 245, 246.
Затравка 58, 60, 63, 157.
Зеркала скольжения 373.
Зерно (кристаллическое) 107.

Идиоморфизм 135, 174.
Изморозь 79, 86, 88, 225, 239, 240, 241, 248; и. глубинная 79, 203, 253, 262, 263, 270, 277, табл. 4.
Изоморфизм второго рода 157.
Изоморфные льду вещества 63, 157—158.
Иней 26, 79, 88, 225, 241; и. глубинный 79.
Инъекции ледяные 231—237.
Интрузивные пласты (интрузии пластовые) льда 232, 234, 236, табл. 4.
Инфильтрация 88, 97, 265, 290, 294—297, 299—305, 315, 322, 407, 408, 419, 420, 421—423, 424, 429, 430, 435, 436.
Исследование льда кристаллографическое 112—113, 132, 139; и. л. кристаллооптическое 112—113, 121—132; и. л. лабораторное 107; и. л. петрографическое 106—149, 215; и. л. полевое 107; и. л. рентгеноструктурное 113.

Катазона 262.
Катаклаз льда 261—263, 353, 361. 362—367, 382, 390, табл. 4, 449.
«Кающиеся» снега 434.
Кислород тяжелый 19.
Классификация снежинок 74.
Классификация льда петрографическая, генетическая 85—87, 89, 397, табл. 4.
Колебания ледников 330, 331, 462, 464.
«Колейчатый» лед 376.
Конгломерат ледяной тектонический 190, 367, табл. 4, 449; к. течения 322, 388, табл. 4.
Конденсация водяного пара 408—410; к. в. п. капиллярная 64, 76; к. в. п. самопроизвольная 63.
Коноскопическая фигура 125, 126.
Континентальный тип строения криосферы 457, 459, 461, 462.
Координационное число 29, 39.
«Кора таяния» (радиационная) 392, 393, табл. 4, 438.
Коэффициент бокового давления 319—321, 340; к. Пуассона 319.
Криоконит 104; к. горизонт 438; к. (пылевые) лунки 393, 438.
Криосфера 6, 14, 15, 152, 188, 401—404, 417, 423, 426, 439, 442, 443, 445, 447, 462, 466; к. дисимметрия 426, 455; к. строение 454—464.
Криофильные минералы 27.
Кристаллизация воды 13, 60, 61, 71—72, 87 (см. замерзание); к. вынужденная 55, 58, 60, 62, 63, 158, 172—175, 179—180, 183, 188, 191, 222, 313, табл. 4; к. самопроизвольная 55, 58, 60, 62, 63, 158, 172—175, 181, 184, 262, 293, 308, табл. 4.
Кристаллиты 107.
Кристаллогидраты 22, 27.
Крупа 88, 239, 240, 241, 248; к. ледяная 21, 78; к. снежная 77, 240.

Лавины 281, 388, 430, 449; л. ледяные 385, табл. 4; л. мокрого снега 303, 322, 388; л. рыхлого снега 281, 322; л. «снежные доски» 281, 284, 322.
Лакколиты ледяные 232, 234, 235, 237.
Лед (как группа минералов, минеральных видов) 8, 19, 21, 27.
Лед (как минерал, минеральный вид) 8, 11, 12, 13, 15, 19, 20, 88, 90, 106, 454.
Лед (как горная порода) 8, 10, 11, 13, 15, 16, 83—89, 238, 262—263, 317.
Лед I (обыкновенный) 11—12, 15, 21—27, 35, 38, 105, 106, 218, 220, 249, 403, 454.

Лед II 22, 23, 25, 26.
Лед III 22—24, 25, 26, 38.
Лед IV 22, 26.
Лед V 22, 24, 26.
Лед VI 22, 24, 25, 26.
Лед VII 22—25, 26.
Лед α 26.
Лед аморфный 21, 23, 27, 249.
Лед атмогенный 87.
Лед (ледяные кристаллы) атмосферный 7, 15, 62, 74—79, 88, 100, 238—240, 451.
Лед β 26.
Лед блинчатый 155.
Лед вторично-рекристаллизационный 346, 348, 349, 356, 359, 361, 369, 372, табл. 4, 415, 422, 430, 437, 450, 451—453.
Лед гидрогенный 87.
Лед глетчерный 20, 84 (см. л. ледниковый).
Лед «горячий» 22, 24.
Лед деструкционный 391 — 393, табл. 4, 438.
Лед динамометаморфический таблица 4, 403, 449—450.
Лед донный 86, 156, 157, 190.
Лед жильно-натечный 202, 209.
Лед жильный 189, 190—196, 254, 430.
Лед инъекционный 197, 223, 231—237, 397, табл. 4. 444, 466.
Лед инфильтрационно-конжеляционный 306, 313—316, табл. 4, 436, 437.
Лед инфильтрационно-рекристаллизационный 305—307, 316, 347, 396, табл. 4, 421, 430.
Лед инфильтрационный 200, 207, 298, 304, 305—316, 347, 396, 418, 421—422, 427, 429—431, 435—436, 437, 438, 445.
Лед ископаемый 6, 11, 15, 83, 89, 215, 446, 466.
Лед каменный 83, 446.
Лед компрессионно-катакластический 367, табл. 4, 449.
Лед компрессионно-режеляционный 369, 373, 379, табл. 4, 450, 451—453.
Лед конжеляционный 87, 88, 91—92, 95—97, 100, 104, 148—151, 238, 239, 249, 254, 264, 291, 296, 315, 367, 389, 396, табл. 4, 403, 422, 437, 444, 446, 449, 450, 462, 466; л. к. обыкновенный 187—197, табл. 4, 445, 447.
Лед кубический 21, 24, 249.
Лед ледниковый 34, 84, 86, 88, 89, 95, 109, 120, 266, 319, 320, 365, 374, 376, 377, 389, табл. 4, 402, 451, 466.
Лед материковый 84 (см. ледниковый покров).
Лед «мертвый» 105, 389, табл. 4, 445.
Лед метаморфический 89, 150, 239, 249—396, табл. 4, 446.
Лед морской 6, 101, 390, 445.
Лед натечный 197—202, 238, 254, 305, 306, 315, табл. 4, 436, 437, 438, 445.
Лед обломочный 238—239, 385, 388, табл. 4, 450.
Лед обыкновенный (см. лед I).
Лед озерный 179, 445.
Лед ортотропно-конжеляционный 188—190, 200, табл. 4.
Лед осадочно-метаморфический 86, 100, 148, 191, 262, 264—316, 346, 358, 394—397, табл. 4, 403, 449—450, 452, 467.
Лед осадочный 86, 88, 100, 104, 148, 150, 189, 238—248, 267, 322, 394—397, табл. 4, 403.
Лед паковый 6.
Лед первично-конжеляционный 188, 190, табл. 4.
Лед первично-рекристаллизационный 288, 307, 361, табл. 4, 414.
Лед пещерный 20, 79, 80.
Лед повторно-жильный 202—215, 231, табл. 4, 444, 446, 449—450, 466.
Лед повторно-конжеляционный 187, 198—215, табл. 4.
Лед погребенный (сингенетический) 446, 466.
Лед подземный 6, 7, 20, 83, 85, 86, 104, 321, 449, 466; л. п. эпигенетический 231, 446, 451.
Лед потоков 85, 189, 190, табл. 4.
Лед пресный 20, 27, 101—103, 139, 142, 254.
Лед разделительно-конжеляционный 187, 215—237, табл. 4.
Лед рассольный 20, 27.
Лед режеляционный 389, табл. 4.
Лед речной 179, 445.
Лед ритмически-конжеляционный 188, 197, 200, 288, табл. 4, 445.
Лед ромбический 26.
Лед сгрегационный 223—231, 236, 397, табл. 4, 444, 447, 466.
Лед селективно-конжеляционный 188—190, табл. 4.

Лед соленый 20, 27, 100—102.
Лед (л. кристаллы) сублимационный 67, 74, 77—80, 88, 92, 225, 239, 240, 241, 403.
Лед тетрагональный 26.
Лед тяжелый 19.
Лед фирновый 86, 266—267.
Лед фрикционно-катакластический 375, табл. 4, 450, 452—453.
Лед фрикционно-режеляционный 377—382, 397, табл. 4, 450—452.
Лед «хрустальный» 385.
Лед-цемент (ледяной цемент) в горных породах 14, 16, 86, 217, 222, 225, 226.
Лед шельфовый 5, 282, 285, 287, 366, 415.
Лед шестовато-волокнистый 225.
Ледник 5—7, 14, 84, 89, 93, 105, 190, 191, 196, 197, 199, 261, 262, 286, 287, 316, 319, 322—345, 355—359, 365—369, 373—377, 389, 392, 420, 410, 430, 432, 438, 440—442, 445, 447—448, 450—459.
Ледник висячий 385.
Ледник возрожденный 322, 374, 389, табл. 4.
Ледник «высокополярный» 286, 402.
Ледник «мертвый» 438.
Ледник навеянный 445.
Ледник «недоразвитый» 392.
Ледник «полярный» 402.
Ледник погребенный 6.
Ледник скандинавского типа 324.
Ледник «субполярный» 402.
Ледник «теплый» 191, 259, 262, 305, 321, 345, 349, 357—362, 365, 369, 382, 430, 440 (см. температурный режим теплый).
Ледник «умеренный» 402.
Ледник фирновый 267.
Ледник холодный 190, 196, 199, 321, 340, 348, 349, 357—361, 369, 377, 379, 382, 385, 390, табл. 4. 432, 438, 440—442 (см. температурный режим холодный).
Ледниковая эпоха максимального четвертичного оледенения 464; л. э. последняя 443, 464.
Ледниковые «стаканы» 393.
Ледниковый купол, щит, шапка 191, 339—345, 359, 375, табл. 4, 427, 432, 441, 451, 452, 460, 461.
Ледниковый (материковый) покров 104, 258, 323, 338, 343, 346, табл. 4, 417—419, 426, 432, 441—443, 447, 451, 460—462, 466.
Ледоведение 5—11, 16, 409, 465, 467; л. региональное 465; л. структурное 5, 8—10, 465—467; л. теоретическое 7, 465; л. физическое 7.
Ледовитость (морей) 459.
Ледогрунт 91.
Ледопад 356.
Ледяной покров вод 5, 10, 20, 85, 104, 165, 189—190, 316, 318, 321, 331, 365—367, 389, 390, табл. 4, 445, 447—450; л. п. движущихся вод 189—190; л. п. спокойных вод 189.
Ледяные стебельки 225.
Ленточность (ленточная текстура) ледников 374, 376—385.
«Ленты» (режеляционные, тектонические) в ледниках 378, 450; «л. голубые» 374, 376—385, 389, табл. 4; «л. грязные» 377, табл. 4.
Линии тока 326, 327.
Льдистая горная порода 86, 91, 204, 236.
Льдообразование 12—13, 15, 72, 87, 97, 150, 151, 394, 395, 403—408, 411—415, 428, 434, 435, 445, 449, 455, 460.
Льдообразование инфильтрационное 299—306, 308, табл. 4, 404, 405, 419—421, 431.
Льдообразование конжеляционное 150—189, 197, 262, 403—406, 447.
Льдообразование метаморфическое 239—240, 265—316, 394, 403, 404, 447, 450; л. м. «теплый» тип 267, 282, 288—316; л. м. «холодный» тип 268—288, 414.
Льдообразование рекристаллизационное 284—287, 404—407, 414—417, 426, 431.
Льдообразования зоны 414—448, 455, 466.
Льдообразования зона инфильтрационная 417, 460, 462; л. з. и. «теплая» 427—435, 437, 438, 447, 451, 456, 459—461; л. з. и. холодная 419—428, 434—437, 439, 445, 456—457, 460, 461.
Льдообразования зона инфильтрационно-конжеляционная 431, 432, 434—439, 442, 445, 451, 456, 457, 459, 462.
Льдообразования зона конжеляционная 432, 442—448, 451, 456, 457, 459—464.
Льдообразования зона сезонная конжеляционная (з. сезонного льдообразования) 431, 432, 445—448, 455, 456.
Льдообразования зона рекристаллизационная 414—418, 425, 426, 434, 439, 442, 450—457, 460—464.
Льдообразования зона рекристаллизационно-инфильтрационная 417—418, 439, 456, 460.

Мерзлая горная порода 6, 91, 157, 202, 206, 217, 219, 222, 226, 318, 363, табл. 4, 432, 442.
Мерзлота 196, 202, 439, 443, 445—447, 461, 462; м. «вечная» 14, 196, 202, 402, 439—442, 460; м. «вечной» область 6, 11, 233, 442, 460, 466; м. сезонная 447.
Мерзлотоведение 6, 16, 86, 91, 217, 409.
Метаморфизация газов во льду 96.
Метаморфизм (льда) 84, 86, 88, 111, 239, 240, 248—264, 394.
Метаморфизм давления 345, 362—373; м. д. режеляционный 263, 368—373, табл. 4.
Метаморфизм дислокационный 88, 261—263, 318, 323, 345, 373, 449, 450.
Метаморфизм инъекционный 295.
Метаморфизм регрессивный 253, 260.
Метаморфизм режеляционный 254, 263, 291, 373—374.
Метаморфизм сублимационный 263, 267.
Метаморфизм течения 345, 362, 363, табл. 4.
Метаморфизм трения 345, 373—385; метаморфизм трения дислокационный 374—376; м. т. режеляционный 263, 356, 376—385, табл. 4.
Метастабильное состояние 55, 58—60, 151, 249.
Метель 246, 247.
Метод оттисков, отпечатков, слепков 116, 120, 121.
Метод ретуширования 115.
Метод Федорова универсальный 127.
Метод Шмидта 136.
Механика льда 7; м. мерзлых грунтов 6.
Миграция вещества по поверхности кристаллов 69, 252, 263.
Микроскоп поляризационный 121, 123, 124, 127, 130—132, 139, 141.
Милонит ледяной 376, табл. 4.
Милонитизация льда 261—263.
Милонитизированные зоны в ледниках 373, 376, 379, 382.
Мозаичная структура, мозаичность кристаллов льда 31, 120.
Морена, моренный материал 326, 328, 337, 368, 369, 375, 377, 380, 393, 450, 452.
Морской тип строения криосферы 459, 461.

Надвиги (в ледниках) 109, 262, 332, 337, 338, 375—377, 379, табл. 4, 450, 452.
Наледь 6, 197, 199, 232, 289, 316, 445, 447; н. подземная 233.
Налет сумблимационный 79; н. твердый 21, 79, 86, 238.
Направления скольжения (в кристаллах льда) 45.
Нарастания кристаллов законы 158—162, 210.
Наст 244, 246, 276, 278, 303, 304; н. ветровой 244, 272, 295, 303; н. таяния 244, 299, 303, 417.

Обвалы ледяные 322, 385 (см. лавины ледяные).
Объемный вес льда 109, 139, 140, 142—145, 148, 183, 207, 230, 237, 241, 243, 247, 266, 267, 269, 277, 279, 280, 284, 286—288, 294, 296, 300, 301, 304, 306, 311, 395, 396, табл. 4, 420, 422, 423, 436.
«Обзерненные кристаллы» (атмосферного льда) 77, 238.
Облака водяные 62, 65, 299; о. высокослоистые и высококучевые 76, 455; о. перисто-слоистые 76; о. перистые 32, 76, 455; о. перистые конвективные 76; о. перламутровые 14; о. слоисто-дождевые 76, 455.
Область питания ледника 325, 326, табл. 4, 438, 450, 452, 457.
Область торможения ледника 330.
Область убыли (абляции, таяния) ледника 325—326, 393, 436, 438, 445, 447, 450, 457.
Огивы 376—378.
Округление кристаллов льда 250—251, 260, 263, 271—273, 277; о. к. л. режеляционное 255, 263, 271, 292, 306, табл. 4; о. к. л. рекристаллизационное 251, 252, 263, 285; о. к. л. сублимационное

252, 263, 269, 271—272, 292, табл. 4.
Оледенение 5, 6, 24, 428, 431, 437, 439—443, 457, 462—466; о. горное 428; о. древнее 6, 7, 339; о. материковое, покровное 268, 415—417, 441; о. реликтовое 438; о. «теплого» типа 459 (см. ледник, ледниковый купол, покров).
Оползание снега, фирна по склону 266, 280, 298.
Ориентировка кристаллографическая льда 49, 50, 72—73, 107, 112, 115, 120, 122, 124, 126, 132, 136—138, 153—166, 168, 173, 186, 189—191, 202, 211, 230, 237, 243, 247, 279, 293, 299, 306, 310, 349, 351, 382, табл. 4, 452.
Ориентирующее влияние поверхности основания 158—164.
Ортотропная кристаллизация — о. рост кристаллов 151, 164—175, 180, 182, 188, 237, 306, 308, 313.
Ортотропия (ортотаксис) 165, 191.
Оседание снега, фирна 93, 109, 265, 266, 269—270, 272, 273, 275, 280—281, 283, 284, 287, 288, 292, 295—299, 304, 306, 315, 322, табл. 4, 414, 421, 422, 426, 428, 430.
Отжиг 251, 256.

Палеогляциологические реконструкции 466.
Палингенез 88, 262.
Перегрев льда 24, 55.
Перекристаллизация 88, 251, 253, 256, 261, 294, 317, 348, 356, 358, 359, 361, 382, 389.
Перекристаллизация паратектоническая 256—260, 263, 264, 273, 296—298, 304, 306, 317, 323, 356—359, 389, табл. 4, 428—430, 450.
Перекристаллизация режеляционная 253—255, 257, 259, 263, 267, 288—289, 291—293, 306, 308—309, 353, 356—358, 389, табл. 4.
Перекристаллизация собирательная 250—252, 255, 258—260, 263, 273, 275, 292, 293, 295, 306, 308—309, 356, 389, табл. 4.
Перекристаллизация сублимационная 252—253, 257, 259, 260, 263, 268—269, 273, 275, 282, 284, 286, табл. 4, 414, 434.
Переохлаждение воды 55, 58—64, 66, 67, 69, 71, 72, 77, 79, 152—155, 164, 169, 170, 172, 173, 188, 218, 249—250.
Пересыщение водяного пара 55, 56, 58, 62, 66, 67, 69, 70, 77, 79.
Петрология льда 8; п. структурная 10, 89.
«Пинго» 235.
Пироэлектрический эффект 32.
Пластическая деформация льда 46—48, 93, 197, 256, 257, 259, 318, 320, 332, 333, 336, 345, 346, 348, 351, 353, 355, 395.
«Пластическое равновесие» 333.
Пластичность льда 42, 43, 105, 262, 320, 322, 342, 346, 348, 373.
Плойчатость льда 334.
Поверхностное натяжение 56—57, 62, 66—67, 160, 169, 176—177, 221, 250, 292.
Показатель преломления льда 49.
Полигонизация 50, 260—262, 263, 353—355, 363.
Полиморфизм, полиморфные модификации льда 21—23, 25, 26, 105, 249, 257.
Полосчатость, полосчатая текстура ледников 374, 376.
Полярископ 121.
Полярность главной кристаллографической оси льда 32.
Поляроиды 121—122, 124.
Пористость льда (ледяной породы) 111, 141—142, 243, 247, 269, 275—279.
Предел упругости льда 38, 43, 45, 48, 94, 259, 322, 333—334, 336, 337, 342, 343, 364, 450.
Приведенная температура льда 42.
Придонная зона складок и надвигов в ледниках 452.
Принцип минимума свободной энергии 66, 67, 159, 249, 250, 256, 260.
Принцип равновесного состояния воды в мерзлых грунтах 218.
Принцип Рикке 37, 38, 256, 257, 259, 262, 263, 273.
Протокристаллизация 151, 158, 165.
Прочность льда 48, 108.
Псевдодвуосность льда оптическая 51, 363.
Пузырчатость льда 142, 243, 247—248, 265, 279, 296, табл. 4.
Пучение грунтов морозное 217.
Пыльцевый анализ льда 149.
Пьезоэлектрический эффект 32.

Равновесная форма кристаллов 66, 67, 250, 263.
«Радиационно-термическая защита» ледников 392.
Радиационные свойства снежного покрова 415, 416.
Разрывы в ледниках 332, 337, 373—377, 379, 395, 450, 452.
Разрыхление снега 269, 271, 272, 275—279, 281, 284, 286, 322.
Расстеклование льда 21, 251.
Растекание льда 339, 343—345.
Режеляционные линзы 369, 372—373, табл. 4, 450.
Режеляция 91, 241, 253—254, 268—269, 288, 346, 362, 380, 388.
Рекристаллизация 91, 93, 249, 251—254, 258—260, 263, 268, 282, 284, 285, 287, 306, 353, 357—359, табл. 4, 414, 421.
Рекристаллизация миграционная 258—260, 263, 268, 285, 353, 357, 358.
Рекристаллизация первичная 258, 360.
Рекристаллизация собирательная 251, 252, 263, 268, 285.
Релаксация напряжений во льду 43, 47—50, 256, 317.
Ретикулярная плотность 31, 44, 67.
Решетка кристаллическая, пространственная льда 8, 13, 25—26, 28, 31, 42—44, 48—49, 58, 61, 63, 66, 67, 77, 92, 100, 113, 158, 176, 185.
Рост кристаллов взаимно-стесненный, сомкнутый 49, 80, 151, 165—171, 293; р. к. дендритовый 70; р. к. скелетный 69, 70, 73, 75, 152, 170; р. к. сплошной 66, 73, 152.
Рост размеров зерен (кристаллов) снега, фирна, ледникового льда 269, 275—277, 285, 292—293, 295, 298, 300—301, 306, 353—356, 363, 390, табл. 4.

Сальз мерзлотный 232.
Свойства льда 7, 8; с. л. (ледяной породы) водные 290; с. л. калорические 7, 22; с. л. механические 35, 42, 44, 45, 49, 110, 262; с. л. оптические 8, 35, 49; с. л. пластические 7, 45, 46, 105, 286; с. л. прочностные 7, 45, 46, 48, 286; с. л. радиационные 7, 415, 416; с. л. термические 7, 22; с. л. упругие 7, 42, 43, 45, 46; с. л. физические 6—8, 35—54, 106, 108, 465.
Связь водородная 25, 35, 39, 42.
«Сели» снежные, фирновые 302.
Сетка Шмидта 136—138.
«Сила кристаллизации» 176—220.
Симметрия кристаллов льда гониометрическая 31—34; с. пространственной решетки льда 29, 31.
Сингенез снега 270.
Складкообразование, складки, складчатость во льду 318, 332, 334, 366—369, 450, 452, 453.
«Склянка» ледяная 156.
Скольжение в кристаллах льда 43, 45, 46, 49; с. плоскость 45, 46, 48.
Скольжение ледников по ложу 328—330; 336—339, 345, 452, (см. глыбовое скольжение).
Скольжение по надвигам, разрывам в ледниках 332, 337, 345, 452.
Скольжение льда концентрически-скорлуповатое 186, 188, 197; с.л. макрофлюидальное полосатое 367, табл. 4, 452, 453.
Слоистость (слоистая текстура) льда 184, 189, 198, 244, 246—248, 270, 271, 310, 311, 315, 359, 374, 376, 450, 453.
Смерзание льда 91, 241, 245, 253—255, 270, 271, 367, табл. 4.
Снег 84, 90, 94, 98, 100, 109—113, 123, 140, 141, 145, 200, 239—248, 257, 264—282, 285—287, 291, 293, 294, 299, 301—303, 315, 332, табл. 4, 405, 414, 415, 417, 419, 421, 430, 435—439, 445, 447, 462 (см. снежный покров).
Снег влажный 242, 248, 291; с. зернистый 267, 275, табл. 4; с. крупнозернистый 275, 279, 294, табл. 4; с. мелкозернистый 271, 275, 279, 294; с. метелевый 248, табл. 4; с. мокрый 248, 292, 295, 388, 427; с. молодой 270—273, табл. 4.
Снег-плывун 270, 277—279, 295, табл. 4.
Снег порошкообразный 248; с. пушистый 248, табл. 4; с. свежий 88, 241—248, 278, 280, 294, табл. 4; с. среднезернистый 275, 294, табл. 4; с. старый 278, 279, табл. 4.
Снег фирновый 86, 266.
Снеговая граница, линия 402, 439, 447, 451, 456, 461.

Снежица, снежура 156, 188, табл. 4.
Снежники табл. 4, 410, 445,447,450.
Снежный покров 6—7, 10, 14, 20, 86, 88, 90, 92, 109, 114, 120, 189, 238—240, 264—282, 289, 295, 301, 316, 322, табл. 4, 402, 404, 409, 410, 422, 446, 447, 460; с. п. отложение 240—248, 265, 272, 394, табл. 4.
Состав льда (ледяной породы) 106—108.
Сосульки ледяные 201, 202.
Спайность льда 45.
Сталагмиты ледяные 201, 202, табл. 4.
Сталактиты ледяные 201, 202, табл. 4.
Стамухи 367.
Стереограмма кристаллографической ориентировки 136, 138, 171.
Сток талой воды 291, 297, 302, 305, 406, 409, 419—421, 423, 426—429, 431—432, 436.
Сток тепловой 409, 431, 436.
Столик Федорова универсальный 125, 128—130, 132.
Строение льда 7—8, 106, 109, 115, 132.
Структура кристаллов льда тонкая 8, 20, 23, 28—31, 157.
Структура льда (ледяной породы) 8, 85, 107—108, 115, 121, 122, 124, 141.
Структура льда агломератная 247, 273, 279, табл. 4; с. л. а. зернистая 273, 278—279, табл. 4; с. л. а. идиоморфно-кристаллическая 248, 267, 279, 284, 292, табл. 4; с. л. а. обломочная 248, 292, 388, табл. 4; с. л. а. скелетно-кристаллическая 248, 273, 278, 279, табл. 4.
Структура льда аллотриоморфнозернистая 153—155, 164, 175, 181, 186, 188, 189, 190, 197, 198, 202, 210, 230, 237, 296, 306, 308, 315, табл. 4.
Структура льда анатектическая 295.
Структура льда брекчиевидная табл. 4.
Структура льда гипидиоморфнозернистая 153, 155, 164, 175, 181, 188, 198, 210, 230, 296, 313, 369, табл. 4.
Структура льда гранобластическая 288, 306, 361, табл. 4.
Структура льда зернистая 153.
Структура льда интерсертальная 184.
Структура льда катакластическая 215, 363, 367, табл. 4.
Структура льда конгломератовая 388, табл. 4.
Структура льда кристаллически-зернистая 153.
Структура льда кристаллобластическая 288, 361, табл. 4.
Структура льда лепидобластическая 361, табл. 4.
Структура льда панидиоморфнозернистая 174.
Структура льда параллельно-флюидальная 388.
Структура льда пойкилитовая 184.
Структура льда призматически-зернистая 165, 174, 180, 188, 189, 191, 200, 231, 237, табл. 4.
Структура льда псевдопорфировая 363, 367.
Структура льда радиально-лучистая 188, 197, 202, 369, табл. 4.
Структура льда сланцеватая 388.
Структура мерзлой горной породы интерсертальная 222; с. м. г. п. пойкилитовая 222.
Структура роста 124, 151, 173, 175, 187.
Структура тектоническая 8, 109, 184, 317, 318, 334, 450, 452.
Структурная свобода кристаллов 243, 248, 257, 260, 268, 269, 284, 297, 351.
Субгедральные кристаллы льда 292.
Сублимационная миграция льда 274, 277, 405.
Сублимационная температура 62.
Сублимационное оплавление 255.
Сублимационные сростки 277, 279.
Сублимация льда 58—59, 63, 65, 77, 80, 91, 93, 120, 222, 238—240, 243, 252, 254, 267, 274, 277, 282, 284, 288, 290, 390, 403, 405, 408—410, 416, 417, 419, 424, 456; с. л. самопроизвольная 61—65.
Сугробы снежные 245, 246, табл. 4.
Таксит 224.
Таяние (плавление) льда 97—99, 102—105, 113, 115, 141, 218, 288—291, 295, 415, 417—427, 431, 432, 434, 436, 437, 456, 457; т. л. избирательное, «объемное», радиационное 391—393, табл. 4, 401; т. л. конденсационное 255,289; т. л. термическое поверхностное 391, 392.
Твердость льда 43, 110, 111.
Текстура льда (ледяной породы) 107—108, 152, 156, 175, 191; т. л. вертикально-слоистая 208; т. л. губчатая 393, табл. 4; т. л. массивная 288; т. л. неправильно-слоистая 202, табл. 4; т. л. скрытослоистая 273, 286, 288; т. л. сотовая 393, табл. 4; т. л. столбчатая 295.
Текстура мерзлой породы (морозная текстура) 226—230.
Текстура роста 151; т. р. ритмическая 185, 188, 197, табл. 4.
Тектонит ледяной 84, 190.
Текучесть снега 269, 275.
Температура замерзания воды 61, 64, 218.
Температура плавления льда 35—38, 42, 56, 97, 108, 292, 442.
Температура расстеклования льда 21, 251.
Температура рекристаллизации льда 249, 251, 256.
Температуропроводность 408.
Температурный режим (льда, ледника, фирна) 451, 466; т. р. «теплый» 305, 428—432; т. р. холодный 304, 305, 423, 424, 432, 436, 437, 439—442, 447, 451, 456, 457, 460, 461 (см. ледник «теплый», холодный).
Тепловые колебания атомов во льду 249 (см. термические вибрации атомов).
Теплоемкость льда 39, 300, 303, 304, 456.
Теплопередача во льду 94, 274, 407, 408, 420, 424.
Теплопроводность льда 39, 94, 150, 159, 161, 170, 171, 457; т. снега 274, 276, 277, 415; т. фирна 304, 425.
Теплосодержание льда 40, 97, 409—411, 420.
Теплота адсорбции 25.
Теплота возгонки, сублимации льда, скрытая 41, 62, 255.
Теплота испарения воды, парообразования, скрытая 40, 222.
Теплота плавления льда; т. замерзания, кристаллизации воды скрытая 25, 38—40, 62, 69, 97, 140, 169, 224, 229, 289, 294, 300, 411, 412, 420, 421, 424, 427, 434, 456 (см. холод кристаллизации скрытый).
Теплота смачивания 25.
Теплофизика льда 7.
Термические вибрации атомов во льду 30 (см. тепловые колебания атомов).
Термокарст 391.
Термометаморфизм льда 253, 255, 264, 389—394, 403.
Термотропия (термотаксис) 159—161, 165, 171.
Течение ледников, льда 6, 47, 84, 103, 262, 264, 306, 322, 326, 335, 336, 340, 341, 343—359, 452; т. выдавливания 324—325, 341—343, 362, 363, 367—368, табл. 4; т. выдавливания затрудненное 341; т. вязкое 105, 326, 327, 336; т. гравитационное 341, 345; т. гравитационное затрудненное 341, 342; т. ламинарное 336; т. пластическое 332—339, 343, 345—359, 373, 414—415, 452; т. стационарное 326, 327.
Течение ледяных обломков 385,388.
Течение псевдовязкое 257, 259, 262.
Течения ледников вязкого теория гидродинамическая 326—332.
Течения ледников вязкого теория гидродинамическая 326—328, 331, 341.
Течения ледников вязкого теория кинематическая 325—326, 341, 374.
«Толчки» фирна 281, 284.
Торосы 366, 367.
Торошение льда 189, 318, 331, 362, 365—367.
Трансляция в кристаллах льда 46, 49; т. плоскость 46.
Трение льда внутреннее 48, 334.
Трещины ледниковые 79, 109, 190, 201, 262, 335, 343, 345, 375, 379, табл. 4, 437, 450, 452, 453.
Трещины морозобойные, морозные 202—205, 207, 209, 215, 318, табл. 4.
Тритий 19.
Трихиты ледяные 80.
Тройная точка льда, воды и водяного пара 35, 288.
Тройная точка самопроизвольного зарождения 63, 250.
Трубки тока 326, 330.
Угол оптических осей двуосных кристаллов льда 27, 50, 125, 128, 138, 363, 367.

Удельная поверхностная энергия 67.
Удельный вес льда 38, 139, 142.
Удельный объем льда 38.
Ультраметаморфизм 88.
Уплотнение снега, фирна (за счет оседания) 266, 269, 272, 273, 275—278, 280, 282—284, 286, 287, 297, 298.
Уплотнение фирна инфильтрационное 297, 299—306, табл. 4, 419—423, 426, 428—430.
Упрочнение льда 48.
Упругая деформация льда 46, 48—49, 125, 256, 317.
Упругое последействие 47—49.
Упругость льда 42, 43, 47.

Фации снежного покрова 247, 248, 272—273.
Фильтрация 290, 302.
Фирн 11, 84, 92, 98, 110, 111, 113, 114, 123, 140, 145, 267, 282, 284—288, 290, 292—308, 310, 313, 314, 348, 374, 393, табл. 4, 402, 405, 407, 408, 419—440, 445.
Фирн вторичный 393.
Фирн инфильтрационный 306, табл. 4, 421, 430.
Фирн режеляционный 293, 295—297, 305—306, табл. 4, 419, 421—423, 430.
Фирн рекристаллизационный 288, табл. 4, 414, 418, 434, 446.
Фирнизация снега 239, 248, 267, 281—284, 291—296, 394, 414.
Фирнизация регрессивная деструкционная 393.
Фирновая зона, область, бассейн 191, 305, 324—325, 338, 426, 428, 431—432.
Фирновая граница, линия 323, 325, 326, 402, 430, 438, 442, 456.
Флюктуации 57, 66.
Формы роста кристаллов 67—68, 70—74, 79.

Химический состав льда 10, 19—20.
Хионосфера 417, 456, 457.
Холод кристаллизации льда скрытый 428, 437, 439, 440, 456 (см. теплота плавления льда).
Холода (зимнего промерзания) запас 289, 291, 299, 301, 405, 406, 409, 419—421, 424, 427—430, 434, 437, 456.
Холодный слой атмосферы 6.

Хрупкость льда 42, 43, 46, 262, 317, 320.

«Цветы ледяные»; ц. Тиндаля 45, 51—52, 98, 115—119, 392.
Цементация сублимационная 272.
Центры замерзания 64—65.
Центры кристаллизации 55, 58, 60—63, 154, 158, 176, 184, 222, 224, 296, 308, 310.
Цикл метаморфизма осадочного льда 394—396.

Шлиры инъекционные 235—237; ш. конституционные 224, 226—231.
Шлифы (из льда) 112, 114, 121—127, 130, 131, 133, 138, 141.
Штриховка Фореля 52—53.
Шуга 155, 157, 190.

Эвгедральность, эвгедральные кристаллы льда 135.
Эвтаксит 224.
Эвтектическая смесь 100—101.
Эвтектическая температура 100—101, 358.
Элементарная ячейка пространственной решетки льда 29, 30, 44, 56, 58.
Энергия внутренняя 40—42, 48, 249, 250, 256, 257, 263, 353.
Энергия напряженного состояния 48, 49, 250, 255, 257, 261, 263.
Энергия оледенения 451.
Энергия поверхностная 48, 56—57, 62, 67, 159, 160, 250—252, 261, 263.
Энергия свободная 41, 42, 48, 49, 56, 57, 62, 249—250, 256, 257, 260—263, 353.
Энергия связанная 42, 48, 249.
Энтальпия льда 40, 410 (см. теплосодержание).
Энтропия льда 41—42, 249.
Эпигенез снега 270, 273—281, табл. 4.
Эпизона 262.
Эпитаксис 73, 157, 158.
Эпюра скорости движения льда 324, 336, 342.
Эрозия ледниковая 339, 369.

Ядра замерзания 64, 222, 403.
Ядра конденсации 64, 76.
Ядра кристаллизации 60—62, 64, 150, 151.
Ядра сублимации 62, 63.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Структурное ледоведение 5
Роль льда в строении Земли 11

Часть I

Минералогия и кристаллография льда

Глава I. Минералы группы льда 19

Глава II. Структура и гониометрическая симметрия кристаллов обыкновенного льда 28

Глава III. Основные физические свойства обыкновенного льда 35
Температура плавления и возгонки (35). Влияние давления (36). Удельный вес (38). Теплоемкость и теплопроводность (39). Теплосодержание (40). Скрытая теплота фазовых превращений (40). Энтропия и свободная энергия (41). Механические свойства и температура (42). Релаксация напряжений (43). Анизотропия механических свойств (44). Плоскости скольжения и поведение монокристаллов (45). Вязкость (47). Прочность (48). Работа деформации (48). Оптические свойства (49). Ледяные цветы (51). Штриховка Фореля (52)

Глава IV. Зарождение кристаллов льда 55
Замерзание воды 59
Самопроизвольная сублимация 61

Глава V. Рост и форма кристаллов льда 66
Кристаллы льда в воде 71
Атмосферные кристаллы 73

Часть II

Петрология льда

Общие вопросы петрологии льда 83
Глава I. Лед как горная порода 83

Глава II. Примеси во льду 90
Газы 91
Вода 97
Соли 99
Нерастворимые твердые включения 104

Глава III. Методы петрографического исследования льда . . . 106
Изучение условий залегания 108
Макроскопическое текстурное описание 109

Определение твердости, воздухопроницаемости и гранулометрический анализ пористых ледяных пород 110
Кристаллографическое исследование 112
Изучение пористых ледяных пород в отраженном свете . . 114
Изучение структуры льда методами частичного таяния . . 115
Изучение структуры льда кристаллооптическими методами 121
Просмотр и общая характеристика шлифа (124). Фотографирование шлифа (124). Измерение размеров кристаллов (125). Определение осности и измерение угла оптических осей (125). Определение знака удлинения и характера погасания (125). Определение ориентировки оптических осей (126). Измерение ориентировки граней (132)
Обработка данных кристаллографического исследования . . 132
Размеры кристаллов (132). Коэффициент извилистости границ и величина поверхности кристаллов (135). Ориентировка оптических осей (136). Оптические аномалии (138)
Исследование примесей 138
Количественный анализ примесей 139
Объемный вес (139). Содержание жидкой фазы (140). Минерализация (141). Количество твердых включений (141). Пористость (141). Давление включенного воздуха (145) . .
Химический, минералогический и гранулометрический анализы примесей 149
Конжеляционные льды 150
Глава IV. Конжеляционное льдообразование 150
Вводные замечания 150
Формирование первичного слоя льда 152
Замерзание свободной верхней поверхности воды (152). Замерзание воды на твердой поверхности стенок и дна водоема (156)
Ортотропная кристаллизация 164
Геометрический отбор (165). Кристаллизационная дифференциация (175)
Замерзание центрального ядра 184
Глава V. Разновидности и формы залегания конжеляционных льдов 187
Обыкновенные конжеляционные льды 188
Ледяные покровы спокойных вод (189). Ледяные покровы движущихся вод (189). Лед потоков (190). Жильные льды (190). Ядра промерзания (196)
Повторно-конжеляционные льды 198
Натечные льды 198
Повторно-жильные льды 202
Разделительно-конжеляционные льды 215
Сегрегационные льды 224
Инъекционные льды 231

Осадочные льды 239
Глава VI. Отложение снежного покрова 239
Метаморфические льды 249
Глава VII. Обзор процессов метаморфизма ледяных пород . . 249
Принцип наименьшей свободной энергии (249). Округление и собирательная перекристаллизация (250). Рекристаллизация (251). Сублимационная перекристаллизация (252). Режеляционная перекристаллизация (253). Динамометаморфизм (255). Паратектоническая перекристаллизация (256). Миграционная рекристаллизация (258). Полигонизация (260). Дислокационный метаморфизм (261). Режеляционный динамометаморфизм (261)
Глава VIII. Метаморфическое льдообразование 265
Холодный тип метаморфического льдообразования 268
Диагенез снежного покрова 268
Стадия раннего диагенеза снега (270). Стадия эпигенеза снега (273) . . . . . .
Фирнизация (282) и льдообразование (284) 281
Структура (287)
«Теплый» тип метаморфического льдообразования 288
Фирнизация 291
Льдообразование 296
Оседание и паратектоническая перекристаллизация фирна (297). Инфильтрация и замерзание талой воды (299). Структура фирна и льда (305)
Глава IX. Динамометаморфизм льда 317
Напряжения и движение в естественных ледяных телах . . . 317
Внешние динамические воздействия (318). Колебания температуры (318). Собственный вес льда (319). Давление и вязкость льда (320). Неуравновешенные системы (321). Движение ледников (322). Кинематическая теория течения (325). Гидродинамическая теория течения (326). Неудовлетворительность теории вязкого течения (328). Пластическое течение и система напряжений (332). Глыбовое скольжение (336). Движение в ледниковых щитах (339). Типы динамометаморфизма (345)
Метаморфизм течения 345
Метаморфизм давления 362
Катаклаз льда под давлением 362
Течение выдавливания 367
Режеляционный метаморфизм давления 368
Метаморфизм трения 373
Дислокационный метаморфизм трения 374
Режеляционный метаморфизм трения 376
Гравитационное дробление 385
Глава X. Термометаморфизм льда 389
Собирательная режеляционная перекристаллизация (389). Миграция включений (390). Частичная деструкция (391).

Глава XI. Цикл метаморфизма осадочных льдов 394
Генетическая классификация ледяных горных пород 397

Часть III
География льда

Глава I. Характер процессов льдообразования 401
Глава II. Зоны льдообразования 414
Рекристаллизационная зона 414
Рекристаллизационно-инфильтрационная зона 417
Холодная инфильтрационная зона 419
«Теплая» инфильтрационная зона 427
Инфильтрационно-конжеляционная зона 434
Оледенение и «вечная» мерзлота 439
Конжеляционная зона 442
Сезонная конжеляционная зона 447
Глава III. Распределение процессов динамометаморфизма . . . 449
Глава IV. Строение криосферы 454
Заключение 465
Литература 468
Предметный указатель 478

Утверждено к печати Институтом мерзлотоведения Академии наук СССР.
Редактор издательства *В. С. Волынская*
Техн. редактор *Е. Д. Гракава*
Корректор ***В. Б. Несвижский***

РИСО АН СССР 35-4Р. Сдано в набор 18/XII 1954 г. Подписано к печати 22/III 1955 г. Формат бум. 60×92¹/₁₆. печ. л. 30,75 + 2 вкл. Уч.-изд. л. 30,1 + 2 вкл. Т-00155. Тираж 1800 экз. Изд. № 361. Заказ 1247. *Цена 22 р. 25 к.*

1-я тип. Трансжелдориздата МПС.

Генетическая классификация пресных ледяных горных пород

Группа пород	Подгруппа	Порода	Процессы и физические условия образования	Условия залегания	Структура	Преобладающая ориентировка главных осей	Состав	Характерные включения воздуха
Конжеляционные льды (аналоги магматических горных пород)	Обыкновенные конжеляционные льды	Первично-конжеляционный лед	Протокристаллизация сильно переохлажденной воды, особенно быстродвижущейся; замерзание снежуры	Ледяные покровы движущихся вод или их поверхностные слои, лед потоков, ледяные жилы	Аллотриоморфно-зернистая и пластинчатая гипидиоморфно-зернистая, мелкозернистая	Отсутствует	$\delta \geqslant 0{,}8936$ $q \leqslant 26‰$ $p = p_{гидр.}$	Автогенные и ксеногенные интерсертальные
		Селективно-конжеляционный лед	Вынужденная ортотропная кристаллизация с геометрическим отбором или с участием протокристаллизации	Слои и ледяные покровы вод, ледяные жилы	Столбчатая гипидиоморфно-зернистая	Отсутствует или поясная, параллельная поверхности замерзания, и линейная, параллельная тепловому потоку	$\delta = 0{,}905—0{,}914$ $q = 3—13‰$ $p = p_{гидр.}$	Автогенные типа ориентированного прорастания
		Ортотропно-конжеляционный лед	Вынужденная ортотропная кристаллизация	Ледяные покровы спокойных вод, слои в ледяных покровах вод, ледяные жилы	Призматически-зернистая	Параллельная тепловому потоку	$\delta = 0{,}905—0{,}916$ $q = 1—13‰$ $p = p_{гидр.}$	Автогенные типа ориентированного прорастания, ксеногенные типа прорастания
		Ритмически-конжеляционный лед	Всестороннее промерзание воды в замкнутой льдом системе	Центральные ядра наледных бугров и всесторонне промерзающих масс воды на ледниках и в мерзлых породах	Радиально-лучистая, аллотриоморфно-зернистая. Текстура ритмическая, концентрически-скорлуповатая	Параллельная тепловому потоку или отсутствует	$\delta < 0{,}8936$ $q > 26‰$ $p > p_{гидр.}$	Автогенные по базисным плоскостям
	Повторно-конжеляционные льды	Натечный лед	Замерзание воды, стекающей по твердой поверхности	Слои в гидроэффузивах и ледниках, покровы на стенах и дне пещер, на обрывах и стенах ледниковых трещин, колонны, сталактиты и сталагмиты	Гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая, радиально-лучистая. Текстура неправильно-слоистая	Отсутствует или поясная, параллельная поверхности замерзания, и линейная, параллельная тепловому потоку	$\delta = 0{,}8936—0{,}916$ $q = 1—26‰$ $p = p_{гидр.}$	—
		Повторножильный лед	Замерзание воды в морозобойных трещинах пластичных мерзлых пород	Полигональная сеть повторных ледяных жил в мерзлых породах	Аллотриоморфно-зернистая и пластинчатая гипидиоморфно-зернистая. Текстура вертикальная неправильно-слоистая	От параллельной тепловому потоку до хаотической	$\delta = 0{,}880—0{,}908$ $q = 25—42‰$ $p = 1{,}0—1{,}7$ ат минер. включения $2—10‰$ объема	Интерсертальные автогенные и ксеногенные (до 60%)
	Разделительно-конжеляционные льды	Сегрегационный лед	Медленное промерзание тонкозернистых увлажненных рыхлых пород в незамкнутых системах с местным перераспределением влаги	Линзообразные шлиры в тонкозернистых мерзлых осадочных породах	Призматически-зернистая, гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфно-зернистая	От нормальной к плоскости шлиров до хаотической	$\delta = 0{,}914—0{,}9168$ $q = 0—3‰$ $p = p_{гидр.}$	Почти без включений
		Инъекционный лед	Промерзание увлажненных рыхлых пород в замкнутых системах с миграцией и внедрением отжимаемой воды	Лакколиты и интрузивные пласты в мерзлых осадочных породах	Аллотриоморфно-зернистая	Отсутствует	$\delta = 0{,}885—0{,}9168$ $q = 0—34‰$ $p \lessgtr p_{гидр.}$	—
Осадочные льды (снег)	Свежий снег (снежный покров)	Пушистый снег	Отложение твердых атмосферных осадков без ветра при отрицательной температуре	Слой верхней части снежного покрова	Идиоморфно-кристаллическая, скелетно-кристаллическая пористая агломератная	Отсутствует, редко нормальная к плоскости слоев	$\delta = 0{,}01—0{,}10$ $q = 0—1‰(?)$ $p < p_{ат}$	Гипергенные и автогенные
		Метелевый снег	Отложение твердых атмосферных осадков при ветре	Слои, линзы, сугробы и дюны верхней части снежного покрова	Обломочная пористая агломератная с остатками скелетной	Отсутствует, редко нормальная к плоскости слоев	$\delta \approx 0{,}10—0{,}50$ $q \approx 0—2‰(?)$ $p < p_{ат}$	Гипергенные и автогенные
	Молодой снег (снежный покров)	Мелкозернистый снег	Ранний диагенез снега — смерзание, сублимационное округление и оседание	Слои, линзы, сугробы и дюны снежного покрова	Мелкозернистая пористая агломератная с остатками скелетной	Отсутствует	$\delta \approx 0{,}10—0{,}50$ $q \approx 0{,}3‰(?)$ $p \leqslant p_{ат}$	Гипергенные, гипогенные и автогенные
	Старый снег (снежный покров)	Зернистый снег	Эпигенез снега — собирательная сублимационная перекристаллизация и оседание	Слои и линзы снежного покрова	Зернистая, пористая агломератная, от мелко-до крупнозернистой, частью вторичная идиоморфно-кристаллическая	Отсутствует	$\delta \approx 0{,}25—0{,}60$ $q \approx 2—7‰(?)$ $p = p_{ат}$	Гипергенные, гипогенные и автогенные
		Снег-плывун	Сублимационный диафторез — сублимационный вынос и образование глубинной изморози	Слои в нижней части снежного покрова	Крупнозернистая и вторичная идиоморфно-кристаллическая пористая агломератная	Кристаллы глубинной изморози, параллельно тепловому потоку	$\delta = 0{,}20—0{,}30$ $q = 2—7‰(?)$ $p = p_{ат}$	Гипергенные, гипогенные и автогенные
Осадочно-метаморфические льды	Фирн	Рекристаллизационный фирн	Оседание с дроблением разрыхленных слоев и рекристаллизация	Поверхностные толщи в центральных частях областей питания материковых ледниковых покровов; то же на очень больших высотах в горах	Пористая гранобластическая	Отсутствует	$\delta \approx 0{,}49—0{,}80$ $p > p_{ат}$	Гипергенные и интерсертальные гипогенные
		Режеляционный фирн	Режеляционное округление, собирательная перекристаллизация и оседание	Верхние слои в областях питания ледников и в «снежниках»	Пористая аллотриоморфно-зернистая, мелкозернистая	Параллельно тепловому потоку	$\delta \approx 0{,}35—0{,}60$ $q = 5—10‰$ $p = p_{ат}$	Гипергенные и интерсертальные гипогенные
		Инфильтрационный фирн	Инфильтрационное уплотнение и рост зерен, оседание и паратектоническая перекристаллизация	Более глубокие слои в областях питания ледников и в «снежниках»	Пористая аллотриоморфно-зернистая, крупнозернистая	Отсутствует	$\delta \approx 0{,}60—0{,}80$ $p > p_{ат}$	Гипергенные и интерсертальные гипогенные
		Инфильтрационный фирн	Инфильтрационное уплотнение и рост зерен, оседание и паратектоническая перекристаллизация	Более глубокие слои в областях питания ледников и в «снежниках»	Пористая аллотриоморфно-зернистая, крупнозернистая	Отсутствует	$\delta \approx 0{,}60—0{,}80$ $p > p_{ат}$	Гипергенные и интерсертальные гипогенные
	Первичные осадочно-метаморфические льды	Первично-рекристаллизационный лед	Оседание и собирательная рекристаллизация	Глубинные толщи в центральных частях областей питания материковых ледниковых покровов	Гранобластическая	Отсутствует	$\delta \geqslant 0{,}80$ $V = 125—130‰$ $p > p_{ат}$	Тонкие ветвистые интерсертальные гипогенные
		Инфильтрационно-рекристаллизационный лед	Инфильтрационное уплотнение и рост зерен, оседание и паратектоническая перекристаллизация	Глубинные слои в центральных частях областей питания ледниковых шапок и в «снежниках»	Аллотриоморфно-зернистая	Отсутствует	$\delta \geqslant 0{,}82—0{,}84$ $V = 84—105‰$ $p > p_{ат}$	Крупные ветвистые интерсертальные гипогенные
		Инфильтрационный лед	Инфильтрационное льдообразование — заполнение пор фирна талой водой и ее замерзание	Поверхностные слои в областях питания ледников и в «снежниках»	Аллотриоморфно-зернистая	Параллельно тепловому потоку	$\delta = 0{,}860—0{,}905$ $q = 13—62‰$ $p = p_{ат}$	Автогенные типа ориентированного прорастания, расположенные пучкообразно; слои крупных интерсертальных
		Инфильтрационно-конжеляционный лед	Инфильтрационное льдообразование в горизонтах протаивания	Поверхностные слои и линзы в областях питания ледников и в «снежниках»	Гипидиоморфно-зернистая	Параллельно тепловому потоку	$\delta = 0{,}900—0{,}905$ $q = 13—18‰$ $p = p_{ат}$	Автогенные типа ориентированного прорастания, расположенные пучкообразно
Метаморфические льды	Динамометаморфические льды	Вторично-рекристаллизационный лед	Метаморфизм течения — паратектоническая перекристаллизация и катаклаз. Течение выдавливания	Основная масса движущегося ледникового льда. Складчатый лед в придонной зоне ледников	Кристаллобластическая — от гранобластической до лепидобластической. Макрофлюидальное полосатое сложение	Перпендикулярно к плоскости сдвига	$\delta > 0{,}80$ $0 \leqslant V \leqslant 125‰$ $p > p_{ат}$	Деформированные (сплющенные) реликтовые гипогенные, потерявшие интерсертальное расположение
		Фрикционно-режеляционный лед	Режеляционный метаморфизм трения — плавление и замерзание (частью с дроблением) по зонам надвигов	Голубые и загрязненные мореной «ленты» или «полосы» в ледниках	Аллотриоморфно-зернистая (частью катакластическая)	Перпендикулярно к плоскости лент	$\delta = 0{,}9160—0{,}9168$ $V = 0—1‰$ $p = p_{норм.}$	Отсутствуют
		Компрессионно-режеляционный лед	Режеляционный метаморфизм давления—плавление и замерзание в участках временного избытка давления	Линзы в придонных слоях ледников	Радиальная гипидиоморфно-зернистая	Параллельно тепловому потоку	$\delta > 0{,}80$ $0 \leqslant V \leqslant 125‰$ $p > p_{норм.}$	Автогенные типа ориентированного прорастания
		Фрикционно-катакластический лед (ледяные брекчии трения и милониты)	Дробление и перетирание под влиянием трения в зонах надвигов	Зоны в ледниках	Катакластическая (брекчиевидная, милонитовая)	Отсутствует	—	—
		Компрессионно-катакластический лед (ледяные брекчии и конгломераты)	Дробление и окатывание под влиянием давления и движения обломков	Части ледяных покровов движущихся вод	Катакластическая (брекчиевидная, конгломератовая)	Отсутствует	—	—
		Обломочный лед (ледяные брекчии, конгломераты и милониты)	Гравитационное дробление и окатывание во время течения обломков	Конусы выноса ледяных лавин, основная масса возрожденных ледников	Агломератная	Отсутствует	—	—
	Термометаморфические льды	Режеляционный лед	Собирательная режеляционная перекристаллизация	Поверхностные слои мертвого ледникового льда	Аллотриоморфно-зернистая, крупнозернистая	Реликтовая	—	—
		Деструкционный лед	Избирательное радиационное таяние	«Кора таяния» верхней поверхности ледяных тел	Вторично-пористая, сотовая, губчатая	Реликтовая	—	Вторичные гипергенные

Примечание. δ — объемный вес породы в г/см³; q — объем замкнутых воздушных включений в ‰; V — объем включенного воздуха при нормальных условиях в ‰ объема породы; p — давление включенного воздуха; $p_{ат}$ — атмосферное давление; $p_{гидр.}$ — гидростатическое давление на данном уровне под поверхностью; $p_{норм.}$ — давление воздуха, включенного во вмещающем льду.