ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА
«ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОДДЕРЖКА ИНТЕГРАЦИИ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ НА 1997 — 2000 ГОДЫ»

К.П.Тышко, Н.В.Черепанов, В.И.Федотов

КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Санкт-Петербург
Гидрометеоиздат
2000

УДК 551.326.3

Представлены наиболее общие сведения об основных характеристиках, текстуре и кристаллической структуре морского ледяного покрова, методах его исследования, а также о процессах, обусловливающих многообразие структурно-генетических типов льда.

Данная книга рекомендуется студентам-океанологам, специализирующимся в изучении морских льдов, а также может быть использована специалистами как пособие при исследовании физико-механических свойств льда.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1997 — 2000 годы».

К $\frac{1805040600-63}{069(02)-2000}$

ISBN 5–286–01402-X

© Центр «Интеграция», 2000 г.
© Государственный научный центр РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ), 2000 г.

ВВЕДЕНИЕ

Кристаллическое строение льда, его свойства обусловливаются сложным взаимодействием, которое происходит между океаном и атмосферой. В процессе своего зарождения, развития и исчезновения лед претерпевает различные метаморфические преобразования, которые происходят в результате теплового или силового воздействия на ледяной покров. Трансформированная при этом его первоначальная структура в значительной мере изменяет физические свойства льда. При исследовании кристаллического строения льда решаются две основные задачи: изучение его как материала и исследование ледяного покрова как географического объекта.

Лед как материал или как физическое тело обладает особыми свойствами, являясь самым низкотемпературным и неустойчивым минералом. Его прочностные свойства, как и все его физические константы, в значительной степени определяются текстурными и структурными особенностями: содержанием воздушных и солевых включений, размерами и формой кристаллов, их пространственной ориентировкой и степенью упорядоченности. В зависимости от характера кристаллической структуры, лед может обладать отчетливо выраженными свойствами анизотропии или, наоборот, вести себя как изотропный материал.

Исследование строения льда необходимо также при изучении ледяного покрова как географического объекта. Для этого в настоящее время разработаны структурно-генетические методы, позволяющие объяснить многие закономерности процессов формирования, развития и метаморфизма ледяного покрова. В кристаллическом строении ледяного покрова отражаются основные особенности гидрологических и метеорологических процессов, вследствие чего его изучение позволяет также решать некоторые вопросы, связанные с исследованиями теплового баланса и гидрометеорологического режима морей полярных областей.

Современные методы исследования ледяного покрова, основанные на использовании средств его дистанционного зондирования, требуют более подробного и обстоятельного знания структурных особенностей льда и процессов его формирования. В связи с многообразием данных о кристаллическом строении ледяного покрова арктических морей в настоящем пособии представлены только наиболее общие сведения о его основных характеристиках, текстуре и кристаллической структуре, методах исследования, а также о процессах, обусловливающих многообразие структурно-генетических типов льда.

Настоящее пособие, предназначенное для студентов-океанологов старших курсов и молодых специалистов в области ледоведения, выполнено в рамках Федеральной целевой программы «Интеграция».

ГЛАВА 1.
ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Ледяной покров морей полярных областей слагается льдами различных структурно-генетических типов, характеризующихся большим разнообразием в своем строении и физических свойствах. Различия наблюдаются как в кристаллической структуре (расположение кристаллов, их размер, форма и ориентировка), так и в текстуре (количество и характер распределения во льду газовых и солевых включений, их форма и размер).

Определяющую роль в формировании различных структурно-генетических типов льда играет гидрометеорологический режим водоема. К наиболее важным его элементам следует отнести термическое состояние водной массы, волнение, течение, выпадение твердых атмосферных осадков, взлом и торошение льда, наличие полыней и распространение пресного стока. В результате влияния последнего фактора в ледяном покрове наряду со льдом, образовавшимся при замерзании морской воды, который принято называть морским или солоноводным [2], встречаются также пресные и распресненные льды. В связи с этим при рассмотрении формирования строения морского ледяного покрова необходимо учитывать все многообразие факторов, влияющих на этот процесс как в морских, так и пресных водоемах.

Характерным отличием условий ледообразования в морской воде от пресной может служить наличие растворенных солей. Наиболее заметно оно проявляется при статических условиях ледообразования, т.е. при отсутствии ветра, волнения и течений. В этом случае в пресноводном или распресненном водоеме по мере охлаждения водной массы формируется устойчивая плотностная и термическая стратификация, при которой в поверхностном слое создаются определенные условия для роста кристаллов льда. При охлаждении воды с соленостью более 24,7 ‰ в водоеме развивается вертикальная циркуляция (зимняя конвекция), приводящая к понижению температуры поверхностного слоя воды до точки замерзания и созданию совершенно иных условий для зарождения и роста кристаллов льда. Толщина конвективного слоя может меняться довольно в широких пределах [8] и нередко достигает нескольких десятков метров. Эти различия в термическом и солевом составе поверхностного слоя воды на начальном этапе ледообразования во многом предопределяют дальнейшее развитие процессов, формирующих текстуру и кристаллическую структуру льда.

1.1. ТЕКСТУРА ЛЬДА

Текстура льда, одна из составляющих его строения, характеризуется формой и особенностями расположения во льду воздушных и солевых включений. Лед, лишенный включений, вне зависимости от кристаллического строения не имеет текстурных признаков. Характеризуя включения, их обычно разделяют на две группы [13]: 1) первичные включения, сформировавшиеся в процессе кристаллизации воды; 2) вторичные включения, сформировавшиеся после образования льда.

В свою очередь, первичные и вторичные включения подразделяются на подгруппы. Так, первичные разделяются на автогенные включения, образующиеся из растворенного в воде воздуха и растворенных солей, и ксеногенные включения, образующиеся из посторонних примесей (воздушных пузырьков, захваченных водой, минеральных и органических частиц). Вторичные включения разделяются на гипогенные, внедрившиеся в толщу льда по трещинам или порам и изолированные в процессе метаморфизма льда, и гипергенные, содержащиеся в сообщающихся (открытых) порах, каналах, трещинах. К вторичным относятся также включения, сформированные в результате процессов термометаморфизма льда (глава 3).

Общее количество воздушных включений в пресном льду колеблется в больших пределах, иногда занимая до 50% объема льда. Каждый генетический тип включений характеризуется формой, количеством, размерами, взаимным расположением и особенностями распределения (табл. 1, 2) [16].

Количество включений во льду, их форма, характер распределения зависит от типа и условий ледообразования. Кроме того, характер включений тесно связан с условиями их происхождения. Так, при замерзании

Таблица 1

Шкала балльности для визуальной оценки количества воздушных включений в пластине пресного льда толщиной 10 см

Характеристика включений	Относительный объем включений в объеме льда, %	Балл
Лед не имеет включений или же включения имеют диаметр менее 0,1 см, а их количество — не более 10 штук на 10 см².	—	0
Редкие включения (более 10 штук на 10 см²), не изменяющие общей прозрачности льда. Свободно читается мелкий шрифт.	—	1
Небольшое количество включений. Свободно различаются только крупные заглавные буквы.	10—20	2
Среднее количество включений. Просматриваются силуэты крупных, до 1 см высотой, букв.	20—30	3
Большое количество включений. Силуэты крупных букв не просматриваются. Различаются контуры крупных предметов.	30—40	4
Очень большое количество включений. Лед не прозрачен.	40—50	5

Таблица 2

Характеристика воздушных включений во льду природных водоемов

Характеристика	Воздушные включения
Происхождение	Первичные, вторичные
Распределение	Равномерные, слоистые, вертикально-волокнистые
Форма	Сферические (овальные), трубчатые (цилиндрические), ветвистые
Размер	Мелкопузыристые (размер включений менее 0,2см), среднепузыристые (0,2–0,5 см), крупнопузыристые (0,5–1,0 см), крупнополостные (более 1,0 см)

воды у нижней поверхности льда могут образовываться пузырьки из растворенного в воде воздуха. При этом чем выше скорость намерзания, тем больше включений. При непрерывном поступлении воздуха пузырьки обычно приобретают цилиндрическую или капиллярную форму. Периодическая смена условий ледообразования приводит к слоистому (ярусному) распределению включений (рис. 1).

Большое количество включений различной формы и размера образуется при термометаморфизме льда (внутреннем таянии, рекристаллизации и т.д.). Включения во льду, связанные с процессами его метаморфизма, характеризуются разнообразием форм, сложным ветвистым строением и неоднородностью размеров. Располагаются эти включения преимущественно по границам кристаллов (рис. 2).

По характеру распределения воздушных включений можно выделить основные типы льда (рис. 3).

1. Монолитный (прозрачный) лед. Включения полностью отсутствуют или их очень мало. Распределены беспорядочно и преимущественно в виде мельчайших сферических или нитевидных пузырьков. Происхождение включений — частичный захват воздуха, выделяющегося из воды при ее кристаллизации. В весеннее время при интенсивном солнечном излучении аналогичные включения также появляются по границам и внутри кристаллов.

2. Мелкопузыристый лед. Содержит включения в виде мелких, преимущественно сферических, пузырьков воздуха диаметром до 0,2 см; мелких ветвистых или цилиндрических пузырьков с равномерным расположением по всей толще. Происхождение включений — образуются из воздуха, выделяющегося при очень быстром замерзании воды, в частности, при инфильтрационном ледообразовании.

3. Среднепузыристый лед. Характеризуется наличием воздушных сферических включений диаметром от 0,2 до 0,5 см. Распределение включений хаотично. Происхождение включений — выделение воздуха из воды при ускоренной кристаллизации, замерзании водоема при волнении и инфильтрационном ледообразовании.

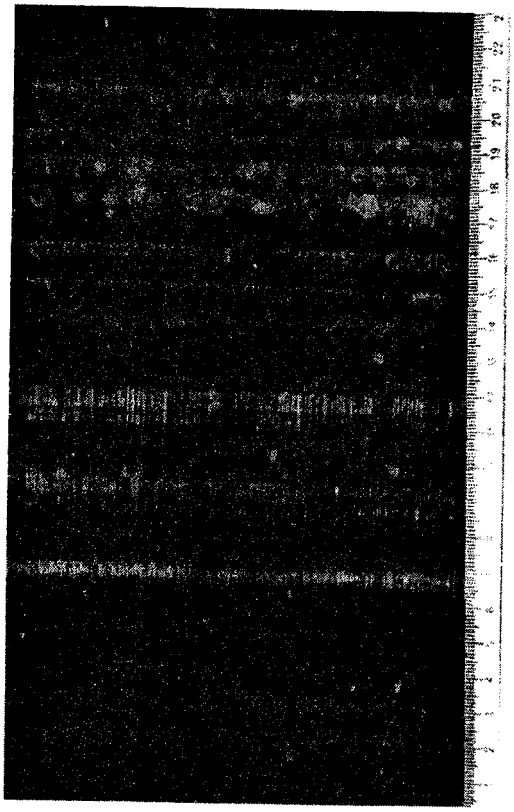


Рис. 1. Слоистое распределение воздушных включений в пресном льду

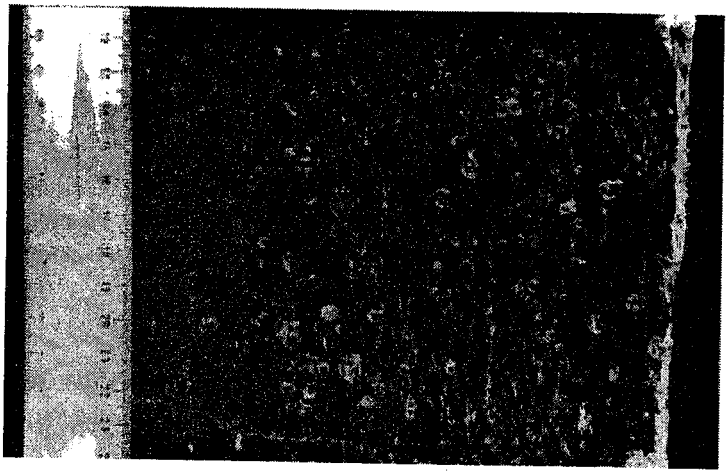


Рис. 2. Воздушные включения в пресном льду после его термометаморфических преобразований

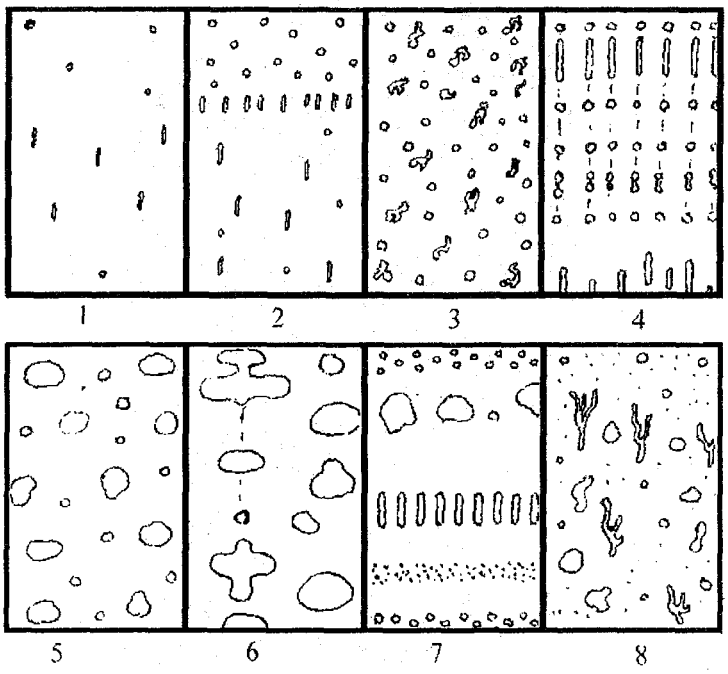


Рис. 3. Типы текстуры пресного льда:

1 монолитный; *2* мелкопузыристый; *3* среднепузыристый; *4* с трубчатыми воздушными включениями; *5* крупнопузыристый; *6* крупнополостной; *7* слоистый; *8* с многообразной неупорядоченной текстурой

4. Лед с трубчатыми воздушными включениями. Включения развиты в вертикальном направлении и имеют вид трубок, цилиндров, цепочек с сечением от 0,1 до 0,5 см. Чаще распределены в толще льда беспорядочно, иногда имеют слоистое распределение. Происхождение включений — непрерывное выделение воздуха из воды при медленном ее замерзании. Характерны для пресноводных водоемов и крупных снежниц на многолетнем льду.

5. Крупнопузыристый лед. Преобладают крупные воздушные включения овальной или неправильной формы. Размеры включений составляют от 0,5 до 1,0 см. В толще льда распределены хаотично. Происхождение включений — выделение воздуха при замерзании воды, частичном заносе воздуха под лед и выделении газов со дна водоемов. В процессе термометаморфизма образуются в результате внутреннего таяния и стока рассола.

6. Крупнополостной лед. Характеризуется наличием большого количества крупных пустот, полостей овальной или неправильной формы. Размеры включений более 10 мм. Распределение во льду вертикальное или беспорядочное. Происхождение включений — образуются в результате выделения газов со дна водоема.

7. Слоистый лед. Содержит включения различных типов. Как правило, преобладают включения овальных, цилиндрических и ветвистых форм. Особенностью является чередование слоев различной толщины. Происхождение слоистости — смена условий ледообразования и интенсивности поступления пузырьков к нижней поверхности льда.

8. Лед с многообразной неупорядоченной текстурой. Характеризуется хаотическим распределением включений разнообразных форм и размеров. Часто содержит большое количество трубчатых пузырьков веерного расположения. Происхождение включений: дробление льда и последующая его цементация (смерзание обломков) в результате динамического разрушения ледяного покрова. Присутствуют первичные включения, соответствующие текстуре разрушенного льда, и вторичные включения, образующиеся в результате замерзания воды, заполняющей пустоты, трещины после разлома и торошения ледяного покрова.

Для характеристики текстуры морского льда особое значение имеет его солевой и фазовый состав. Количество и характер распределения солевых включений в морском льду всегда связаны с его строением и скоростью нарастания [6]. При идентичных условиях намерзания размеры и форма включений зависят от типа его кристаллической структуры. Чем мельче кристаллы, тем разнообразнее форма и размеры солевых включений.

Миграция солевых включений во льду под влиянием температурного градиента, радиационного прогрева и ряда других факторов обуславливает большие изменения в текстуре льда. Перемещаясь вниз, солевые включения образуют сложную ветвистую систему из трубчатых и капиллярных пор, стоковых канальцев и русел. При этом в нижних слоях ледяного покрова рассол может скапливаться в крупных порах (объемом до 600 см^3), тогда как в верхних слоях освобожденные солевые поры частично или полностью заполняются воздухом.

По внешнему виду и форме солевые включения могут быть распределены на 6 основных видов (рис. 4).

1. Мельчайшие солевые ячейки. Расположены по границам элементарных базисных пластинок и по границам кристаллов. Имеют размеры до 0,02 см.

2. Мелкие сферические включения (ячейки рассола). В зернистых структурах распределены в основном по границам кристаллов, в волокнистых - по границам волокон. Имеют диаметр до 0,15 см.

3. Капиллярные поры. Трубчатые включения обычно расположены между волокнами кристаллов. Диаметр сечения до 0,05 см. При низкой температуре представляют собой цепочку пузырьков и солевых ячеек. При более высокой температуре преобразуются в капилляры, заполненные рассолом.

4. Стоковые канальца. Мелкие вертикальные или наклонные трубчатые включения широко развитые в верхних слоях ледяного покрова. Диаметр сечения составляет 0,1—0,3 см, длина достигает нескольких дециметров.

5. Стоковые русла. Представляют собой вертикально расположенные пустоты, образующиеся при стоке рассола. Обычно имеют ветвистую

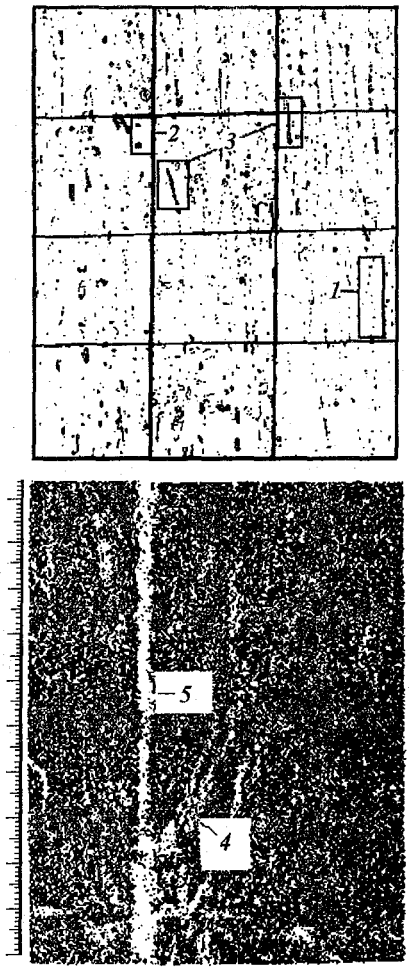


Рис. 4. Солевые включения в морском льду:

1 — мельчайшие ячейки; *2* — мелкие сферические включения (ячейки рассола); *3* — капиллярные поры; *4* — стоковые канальца; *5* — стоковые русла. Сторона квадрата сетки — 1 см.

форму с различным диаметром сечения, не превышающим 2 см. Длина может достигать 1 м и более.

6. Крупные солевые полости (каверны)[1]. Образуются в толще льда при стоке рассола. Размеры в поперечнике составляют от 0,5—0,8 см до 3—4 см. Как правило, заполнены рассолом с концентрацией до 175 ‰.

Общее количество воздушных и солевых включений в морском льду оценивается в баллах (табл. 3).

---

[1] На рис. 4 не представлены, поскольку при изготовлении шлифов и пластин для исследования текстуры льда участки керна с такими включениями, как правило, не используются.

Таблица 3

Шкала балльности для визуальной оценки количества воздушных и солевых включений в морском льду

Цвет льда и характеристика включений	Относительный объем включений в объеме льда, %	Балл
Лед полупрозрачный, темно-серый. Среди воздушных включений преобладают мелкие пузырьки с диаметром менее 0,1 см. Солевые включения представлены в виде мельчайших ячеек, мелких сферических пузырьков и капиллярных пор.	5 – 10	1
Лед серый, непрозрачный. Диаметр воздушных включений составляет в основном 0,1 – 0,3 см. К перечисленным выше солевым включениям добавляются еще стоковые канальца.	10 – 20	2
Лед непрозрачный, имеет светло-серую окраску с матовым оттенком. Воздушные включения представлены в основном сферическими пузырьками с диаметром 0,2 – 0,5 см. Среди солевых включений наиболее распространены капиллярные поры и стоковые канальца.	20 – 30	3
Лед непрозрачный, белесый. Воздушные и солевые включения, особенно вторичные, разнообразны по форме и размерам.	30 – 40	4
Лед имеет ярко выраженный молочный цвет. Могут встречаться все виды воздушных и солевых включений.	40 – 50	5

1.2. СТРУКТУРА ЛЬДА

Под структурой льда понимается особенность его строения, обусловливаемая формой, размерами и ориентировкой кристаллов [13]. Кристаллы представляют собой твердые тела, обладающие трехмерно-периодической пространственной атомной структурой и имеющие вследствие этого при определенных условиях образования форму многогранников [1]. Кристаллы состоят из базисных пластин — элементарных пластин, разделенных между собой плоскостями ослабления или трансляции. Плоскость, в которой формируются базисные пластины называется базисной. В пространстве она ориентирована перпендикулярно главной кристаллографической оси или С-оси. В одноосных кристаллах главная кристаллографическая ось совпадает с главной оптической осью, которая характеризуется тем, что это единственное направление в кристалле, по которому не происходит двойного лучепреломления.

Кристаллическая структура льда определяется следующими элементами:

— формой кристаллов;

— размерами кристаллов;

— пространственной ориентировкой кристаллов и степенью ее упорядоченности;

— отношением кристаллической ориентировки к внешней форме кристаллов;

— соотношением между размерами и формой кристаллов с включениями.

По форме и размерам кристаллов (зерен) принято выделять равномернозернистые структуры, когда размеры кристаллов колеблются в небольших пределах, и неравномернозернистые, характеризующиеся наличием кристаллов различных размеров.

По форме развития выделяются кристаллы:

— одномерные, развитые преимущественно в направлении главной кристаллографической оси или развитые в направлении одной из побочных осей и принимающие в условиях стесненного роста волокнистую форму;

— двухмерные с преимущественным развитием в базисной плоскости по направлению побочных осей;

— трехмерные, развитые в направлении главной и побочных осей; в зависимости от степени развития образуют изометрические и столбчатые формы.

В условиях стесненного роста кристаллы льда никогда не приобретают правильной (идиоморфной) формы, их форма искажается под влиянием соседних кристаллов. Структуры льда, в которых кристаллы имеют сложную неправильную форму, принято называть неправильнозернистыми (аллотриоморфными), а структуры, кристаллы которых имеют относительно правильные формы поверхности граней, называют гипидиоморфными.

Размеры кристаллов изменяются в больших пределах. Максимальный размер кристаллов, которые были обнаружены во льдах, образующихся при очень низких температурах, не превышал 0,05—0,07 см. Наиболее крупные кристаллы, так называемые кристаллы-гиганты (монокристаллы), в пресных и распресненных водоемах, формирующиеся при температуре –1÷ –5 °С, могут достигать в поперечном сечении 100—150 см.

Наибольшее распространение имеют кристаллы, размеры которых составляют от 0,01 до 5,0 см для изометрических структур и от 0,1 до 30 см для волокнистых. Изометрические кристаллы в зависимости от размеров подразделяются на микрозернистые (размер зерна не превышает в поперечном сечении 0,05 см), мелкозернистые (размер зерна составляет 0,05—0,5 см), среднезернистые (размер зерна 0,5—1,0 см) и крупнозернистые (размер зерна более 1,0 см). Кристаллы призматических, игольчатых и волокнистых форм могут быть развиты по всей толщине ледяного покрова.

Важной структурной характеристикой является оптическая ориентировка кристаллов льда, определяемая положением С-оси по отношению к направлению теплового потока или поверхности замерзания. При различном термическом состоянии поверхностного водного слоя для перио-

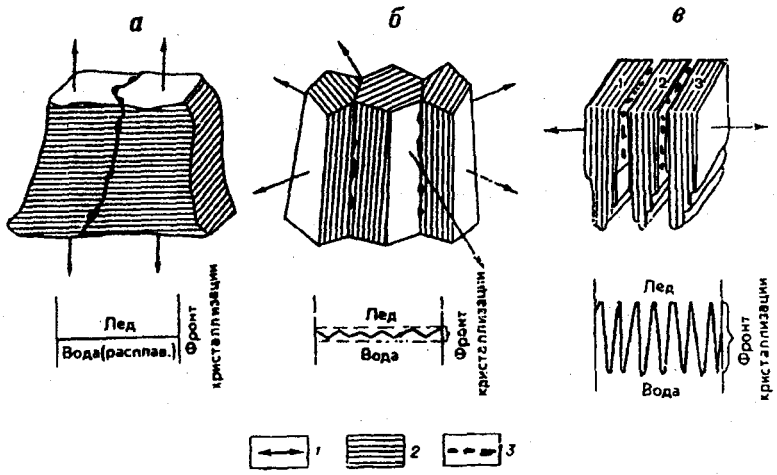


Рис.5. Основные типы развития кристаллов льда, формирующихся при статических условиях ледообразования:

а, б, в · типы кристаллов; 1, 2, 3 — кристаллические волокна; I — направление С-осей кристаллов; II — базисные пластинки в кристаллах; III — солевые включения

да ортотропной кристаллизации (стадии взаимостесненного роста кристаллов) можно выделить три основных типа развития кристаллов при статических условиях ледообразования [16].

Первый тип (рис. 5 *а*). Если в поверхностном слое воды наблюдается устойчивый градиент температуры, то фронт кристаллизации следует изотермической поверхности, соответствующей температуре замерзания. В этих условиях независимо от ориентировки кристаллов образуется совершенно плоская и гладкая поверхность раздела вода—лед. Преимущественное развитие в результате стесненного роста и геометрического отбора получают кристаллы с вертикальным направлением С-оси (главной оптической оси). Перестройка хаотически ориентированных кристаллов первичного слоя при нарастании ледяного покрова происходит в сравнительно небольшой зоне толщиной 1—5 см. Такой тип развития кристаллов льда характерен для стратифицированного водоема при статических условиях ледообразования. Наблюдается в закрытых водоемах с пресной и солоноватой водой.

Второй тип (рис. 5 *б*). При малом градиенте температуры воды с перепадом не более 0,01—0,02 °С/м фронт кристаллизации при различной ориентировке кристаллов образуют узкую зону. На нижней поверхности льда возникает своеобразная шероховатость из-за небольших уступов, образующихся в результате различий в скорости роста кристаллов. Рост кристаллов, их форма, ориентировка, размеры определяются величиной градиента температуры, скоростью теплоотдачи и ориентирующим влия-

нием первичных кристаллов. Эти факторы в различной степени влияют на избирательность роста отдельных кристаллов с полярной, поясной или промежуточной ориентировкой. Формируются кристаллы в виде остроконечных пирамид, призм, игл. При статических условиях ледообразования и небольших перепадах температуры на границе воздух — вода (1—4°С) формируются особенно крупные кристаллы (монокристаллы), имеющие в поперечнике 1 м и более. Развитие кристаллов этого типа наблюдается в пресных и солоноватых мелководных водоемах, а также в крупных водоемах после интенсивного выхолаживания, на устьевых участках рек и приустьевых районах морей.

Третий тип (рис. 5 *в*). Наблюдается при отсутствии температурного градиента в поверхностном слое, когда температура воды соответствует температуре замерзания или даже слегка переохлаждена. При этом обеспечивается максимальная скорость теплоотдачи, что стимулирует рост скелетных кристаллов по базисным плоскостям в толщу воды. Ориентировка кристаллов поясная (направление С-осей кристаллов параллельно поверхности замерзания). Исследованиями Н.В.Черепанова было установлено, что каждый такой кристалл состоит из волокон, оконтуренных по периферии минерализированными прослойками с мельчайшими воздушными включениями. Количество волокон в кристалле может меняться от 3—5 (редко 1—2) до нескольких десятков, которые имеют очень близкую между собой кристаллографическую ориентировку (различия в направлении С-осей не превышает 1—3°). Волокна, в свою очередь, состоят из большого числа элементарных базисных пластин (в некоторых случаях до нескольких сотен), разделенных друг от друга солевыми микровключениями, размеры которых не превышают размеров ионов солей. Растущие по направлению базисной плоскости волокна образуют своеобразный ажурный слой (фронт кристаллизации) у нижней поверхности ледяного покрова (см. рис. 5 *в*). Толщина такого слоя находится в обратной зависимости от интенсивности нарастания. Например, у молодого льда толщиной 20—40 см он составляет 0,5—1,0 см. У льда толщиной 100 см — 3,0—5,0 см, а при толщине льда 100—200 см он может достигать 15 см. При значительном вертикальном развитии волокон (до 3 м), по наблюдениям на многолетнем арктическом льду [14], заметного увеличения их горизонтального сечения с глубиной не происходит. Этот тип кристаллов широко распространен в морских водоемах с хорошо развитой вертикальной конвекцией, которая обеспечивает устойчивое гомогенное состояние приледного слоя воды, а также в пресных и солоноватых водоемах после интенсивных осенних штормов, на реках и в приустьевых районах при наличии холодных соленых придонных вод.

По своей ориентировке кристаллическая структура ледяного покрова может быть ориентированной или упорядоченной и неориентированной. Только в том случае, если направление С-оси подавляющего большинства кристаллов подчинено вполне определенным закономерностям, структуру можно считать ориентированной. Наиболее ярким примером является

пространственно ориентированная структура льда, сформировавшаяся под воздействием постоянного по направлению течения (глава 2). Неориентированные структуры характеризуются беспорядочным, хаотическим распределением С-осей кристаллов.

Между ориентированными и неориентированными структурами существует большое количество промежуточных структур с той или иной степенью упорядоченности. И, хотя в ледяном покрове морских водоемов распространены все типы ориентировки от линейного положения С-осей (когда направление теплового потока совпадает с направлением С-оси) до поясного (когда С-оси перпендикулярны направлению теплового потока), основным является поясной тип ориентировки кристаллов при их развитии по базисным плоскостям в толщу воды.

1.3. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СТРОЕНИЯ ЛЬДА

К наиболее распространенным методам исследований строения льда относятся визуальный, кристаллооптический и контактный [7]. Предметом исследования при использовании каждого из них являются пластины льда различных размеров и толщины, выпиленных из керна и соответствующим образом обработанных. При этом для определения пространственной ориентации кристаллов выбуриваемый керн льда должен быть предварительно азимутально ориентирован. Такая ориентировка обычно производится с помощью надпила его верхней поверхности в выбранном направлении до его извлечения из ледяного поля.

Для визуального анализа текстуры и структуры льда выбуренный керн распиливается вертикально на части так, как показано на рис. 6. Для описания его вертикального сечения, как правило, используется левая часть с максимальной шириной в горизонтальной плоскости, равной 3—5см. Две другие части с шириной 10—15см используются для приготовления горизонтальных срезов, количество которых зависит как от степени неоднородности строения льда, так и от его толщины. Выбранные образцы льда хорошо выравнивают и слегка оплавляют рукой и всю дальнейшую работу проводят на фоне темного предмета при боковом освещении, используя увеличительное стекло, линейку и циркуль-измеритель.

При описании образцов следует отмечать следующие особенности:

— прозрачность льда;

— наличие воздушных и солевых включений, их форму и размеры;

— распределение включений по толщине льда;

— наличие минеральных (песок, глина, ил) и органических (скоплений микроорганизмов, водоросли) включений, форму их скоплений — прослойки, гнезда или отдельные разрозненные включения;

— преобладающий тип кристаллов.

Описание образцов сопровождается схематической зарисовкой строения льда в выбранном масштабе, выделяются его основные слои, каждо-

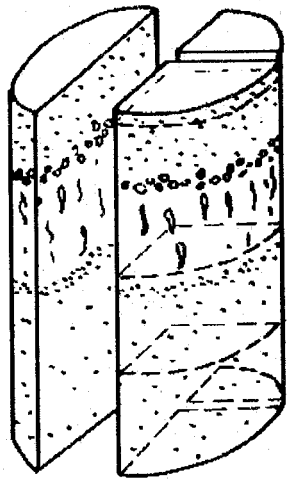


Рис. 6. Схема разделки керна льда

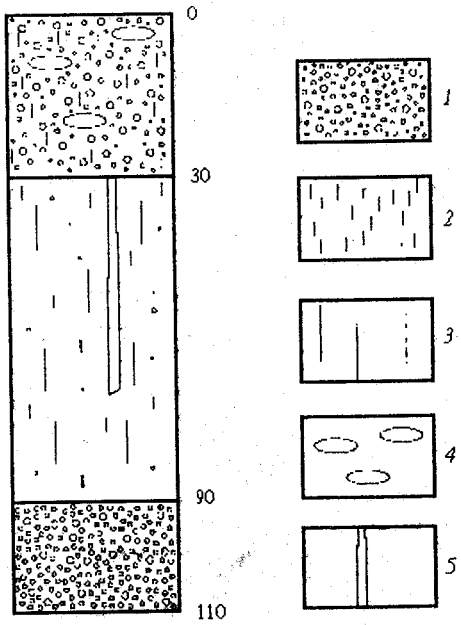


Рис. 7. Схематическое изображение вертикальной слоистости текстуры льда.

1 — воздушные сферические включения разного диаметра; 2 — мелкие солевые ячейки и капилляры; 3 — солевые канальца; 4 — крупные солевые полости и каверны; 5 — крупные стоковые русла диаметром до 2 см

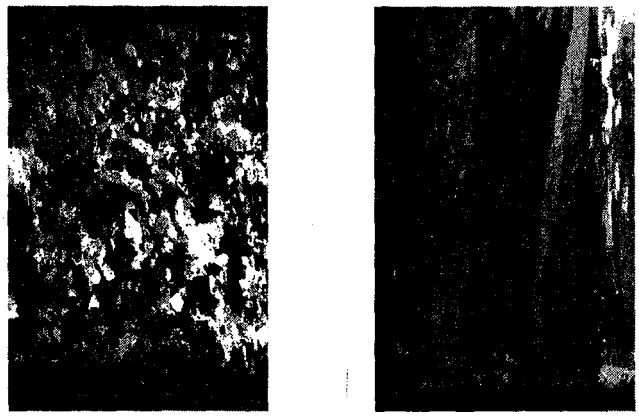


Рис. 8. Фотографии структуры льда в поляризованном свете

му из которых дается краткая характеристика. При этом наиболее подробно такое описание делается для тех слоев, из которых параллельно взяты образцы для исследований физико-механических свойств льда (рис. 7).

Все записи наблюдений и зарисовки делаются в журнале, где отмечается дата, время наблюдений, координаты ледовой станции, общая характеристика ледяного покрова, высота снега, толщина льда и температуры поверхности воды и воздуха.

Для более подробного анализа кристаллической структуры льда используются кристаллооптический и контактный способы. Причем наиболее часто используется кристаллооптический способ, который заключается в следующем. Тонкую, 1 — 1,5 мм пластинку льда, которую называют шлифом, помещают между двумя поляроидами, находящимися в скрещенном положении.

Вследствие интерференции световых волн в ледяной пластине, имеющей кристаллическую структуру, отдельные кристаллы приобретают различную окраску. Это позволяет хорошо рассмотреть контуры кристаллов и получить их основные структурные характеристики (рис. 8).

Техника приготовления шлифов льда сводится к следующему. От пластин льда отпиливаются небольшие плоские бруски размером 10×5×2 см. При этом обязательно сохраняется ориентировка образца и отмечается горизонтальный или вертикальный срез. Надписи и пометки на образцах лучше всего делать химическим карандашом. Чтобы получить тонкий срез льда, одну из плоских сторон образца шлифуют наждачной бумагой, затем полируют на металлической ровной плите. При малой пористости образца для более быстрой его полировки металлическая плита может слегка нагреваться.

Ровная поверхность обеспечивает плотное прилегание шлифа к предметному стеклу и устраняет возможность его механического повреждения при дальнейшей обработке. После этого шлиф примораживается к стеклу,

причем стекло с нижней стороны, также слегка подогревается, а затем брусочек льда плотно прижимается к стеклу. Как только лед слегка подтает, стекло кладут на холодный металлический предмет. При этом необходимо следить, чтобы между стеклом и поверхностью льда не было пузырьков воздуха, которые сильно снижают качество шлифа. После плотного примерзания льда к стеклу приступают к шлифовке верхней поверхности. Для ускорения обработки большая часть его верхнего слоя срезается острым ножом. Дальнейшая обработка производится наждачной бумагой. Шлифование следует выполнять на ровной поверхности, лучше всего на железной или медной плите, которую при необходимости можно охлаждать, помещая в смесь снега с поваренной солью или селитрой.

Для предохранения шлифов от преждевременного обтаивания и разрушения все работы по их изготовлению должны производиться в шерстяных перчатках. В результате испарения льда шлиф в обычных условиях сохраняется очень непродолжительное время, а потому его исследование и фотографирование следует проводить сразу же после изготовления или в течение ближайших 5—10 ч. При необходимости более продолжительного хранения шлифы помещают в небольшую коробку и закапывают в снег.

В связи с трудностью длительного хранения срезов льда и большими неудобствами работы с ними при отрицательных температурах воздуха особенно важное значение при структурных исследованиях имеет их фотографирование. При получении качественных снимков структуры льда отпадает необходимость в длительной работе наблюдателя на холоде. Хорошо выполненные снимки позволяют также получить общее представление об упорядоченности кристаллографической ориентировки, о характере включений и особенностях их распределения.

Фотографирование структуры льда (см. рис. 8) производится сразу же после изготовления шлифа. Для этой цели пригодны все зеркальные камеры типа «Зенит» с насадочными кольцами на объектив. При съемке шлиф льда помещается между поляроидами, а источник света прикрывается одним или двумя матовыми стеклами. Это обеспечивает довольно равномерное освещение всего среза. Экспозицию находят опытным путем или с помощью экспонометра. При фотографировании шлифов льда обязательно определяется масштаб съемки. Для этого одновременно со шлифом льда фотографируется прозрачная линейка с миллиметровыми делениями.

Второй способ выявления и фиксирования структуры рекомендуется только для пресноводных льдов. Он позволяет получать структурные срезы с большой площади образца.

Известно, что вода, составляющая тело ледяного кристалла является почти дистиллированной, прослойки же между кристаллами отличаются повышенной минерализацией. Потому при повышении температуры льда до точки его плавления лед в прослойках между кристаллами тает интенсивнее, вызывая распад ледяного покрова на отдельные кристаллы. Наблюдения показывают, что это свойство прослоек больше всего обнару-

живается при таянии льда на солнце. Чем интенсивнее прогревается ледяной покров солнечными лучами, тем активнее происходит его распад на отдельные кристаллы. Это свойство льда используется для выявления его скрытокристаллической структуры в лабораторных условиях посредством облучения образцов электрическим светом.

Для облучения применяются электрические лампы мощностью 200 — 500 Вт, вмонтированные в зеркальный рефлектор или простой отражатель. В последнее время промышленностью выпускаются специальные тепловые лампы с зеркальными отражателями внутри. Для облучения с успехом может быть применена также медицинская лампа синего цвета. В зависимости от интенсивности облучения на поверхности образца начинают постепенно обнаруживаться вначале едва заметные, а затем все более ясно очерченные границы между отдельными кристаллами. При мелкозернистой структуре льда границы между кристаллами можно заметить быстро, а при крупнозернистой — позже.

Методика подготовки и протаивания образца льда заключается в следующем. Поверхность образца льда хорошо шлифуется вначале рубанком с широкой железкой. Края железки должны быть слегка заточены овально, чтобы избежать образования царапин на поверхности льда. В дальнейшем шлифовка производится наждачной бумагой. Вся обработка и протаивание образцов ведутся при отрицательной температуре. В процессе прогревания на поверхности образца появляется вода, которая должна все время удаляться влажной мягкой тряпкой или марлей.

Вначале по границам отдельных кристаллов образуются едва заметные тонкие нити-бороздки, которые при более длительном прогревании превращаются в довольно глубокие и хорошо заметные. Как только проявятся все границы кристаллов образец следует насухо вытереть, убрав скопившуюся в бороздках воду, и окрасить, для чего применяется сухая краска, нерастворимая или плохо растворимая в воде: железный сурик, угольная пыль, мелкий графит и т.п. Образец быстро посыпается краской и вытирается сухой тряпкой. Краска на его поверхности задерживается только в бороздках между кристаллами в то время как с гладкой поверхности она легко стирается. После окраски образец быстро охлаждается.

Этот метод дает хорошие результаты при крупнозернистой структуре льда, когда размер зерен не менее 10 —15 мм. Кроме того, на поверхности среза хорошо фиксируется штриховка фигур плавления (рис. 9).

У льда, имеющего мелкозернистую структуру, время протаивания значительно сокращается. При сильном протаивании происходит распад на мелкие зерна, и окраска получается нечеткой из-за глубокого проникновения краски в углубления между небольшими кристаллами. В этом случае образец облучается всего несколько минут до появления первых небольших бороздок, а окрашивание производится химической краской — цветной тушью или густыми чернилами.

После окраски образец быстро охлаждается, иначе краска сильно растворяется и границы кристаллов становятся менее заметными. Готовность

Рис. 9. Структура льда, полученная методом окрашивания и контактного фотографирования

образца к окраске определяется в процессе облучения, для чего периодически на поверхность образца следует капать 1 — 2 капли анилиновой краски или чернил. Как только краска начинает проникать в углубления на границах кристаллов, облучение прекращается.

Краска наносится широкой кистью или небольшой мягкой тряпкой. Окрашенный образец с выявленной структурой выносится в холодное помещение.

Окрашенный и хорошо промерзший образец фотографируется контактным способом. Для этого окрашенный образец льда используется как негатив, который накладывают на эмульсионный слой фотографической бумаги. Для более ровного и плотного прилегания бумаги к окрашенному образцу льда фотографирование производится на гладкой ровной доске или просто на листе фанеры, на поверхность которой кладется 2—3 слоя плотного темного сукна. Снимок экспонируется засветкой от электрической лампы.

Все эти работы следует проводить при отрицательной температуре. Лучшие результаты получаются при печати на контрастной фотобумаге. Снимки проявляются обычным метологидрохиноновым проявителем. На оборотной стороне полученного негатива карандашом указываются дата, номер образца, направление среза и из какого слоя сделан срез.

Рассмотренные кристаллооптический и контактный способы исследования структуры льда используются, как правило, для получения наиболее общих ее характеристик. Целевые, более детальные исследования такого рода, направленные на построение структурных стереограмм или текстурных гистограмм могут проводиться только с применением универсального столика Федорова и микроскопа.

ГЛАВА 2.
ВИДЫ ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЬДОВ ПРИРОДНЫХ ВОДОЕМОВ

Наличие растворенных в морской воде солей не только является причиной образования однородной водной массы в поверхностном слое моря с температурой, равной температуре замерзания, но и существенно влияет на формирование первичного слоя льда и последующее развитие ледяного покрова. Образующиеся на поверхности воды элементарные зародыши увлекаются конвективными потоками в толщу воды, где в условиях свободного роста разрастаются по базисным плоскостям, образуя двухмерные кристаллы в виде дисков, или скелетные шестилучевые кристаллы с поперечными размерами 0,5—1,5 мм. Постепенно увеличиваясь в размерах, эти кристаллы всплывают и, смерзаясь, захватывают большое количество растворенных в воде солей. Растворенные соли вытесняются к границам кристаллов в виде солевых ячеек, что способствует формированию ячеистой мелкозернистой структуры льда. В условиях статического ледообразования слой такого льда на поверхности воды составляет 2—3 см. Ориентировка кристаллов преимущественно вертикальная. Поперечные размеры кристаллов по направлению С-оси составляют 2—3 мм, по направлению базисной плоскости — 5—10 мм. В статических условиях при плотностном расслоении тонкого поверхностного слоя на поверхности морской воды могут развиваться и довольно крупные (50— 100 мм в поперечнике) шестилучевые пластинчатые кристаллы с вертикальной ориентацией С-осей. Такие кристаллы довольно легко формируются в лабораторных условиях (рис. 10), но крайне редко встречаются в естественных водоемах.

При дальнейшем охлаждении происходит не только рост кристаллов, но и смерзание их между собой с формированием первичного слоя льда. Влияние кристаллов первичного слоя льда на последующее развитие кристаллического строения может носить активный или пассивный характер. Это зависит от термодинамических условий в приледном слое воды и оптической ориентировки первичных кристаллов. Кристаллы более благоприятно ориентированные к тепловому потоку будут развиваться, менее благоприятно — выклиниваться (закон геометрического отбора) [4, 21, 24, 31]. Таким образом, формируется своеобразный переходный слой, состоящий из волокнистых и изометрических кристаллов, толщина которого составляет, как правило, несколько сантиметров. При стабильных

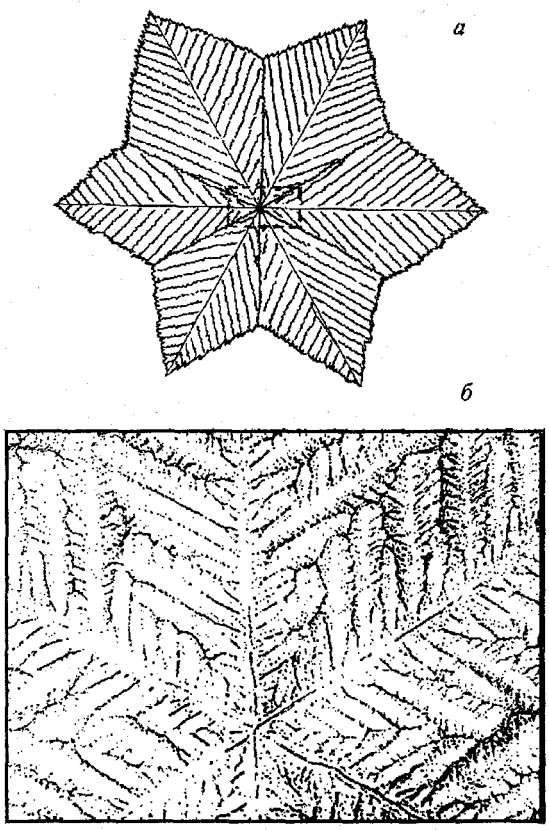


Рис. 10. Схематичное изображение шестилучевого пластинчатого кристалла льда, сформировавшегося на поверхности распресненной воды (*а*) и фотография центральной части кристалла в натуральную величину (*б*)

условиях ледообразования дальнейшее нарастание ледяного покрова происходит за счет ориентированного роста кристаллов.

В условиях гомотермии водной массы преимущественное развитие при этом получают волокнистые кристаллы с горизонтальной ориентацией С-осей. Такой вид ледообразования, при котором формирование и рост кристаллов происходит за счет замерзания воды, не разделенной каким-либо образом на отдельные мелкие части, называется конжеляционным. Результаты ряда полевых и лабораторных исследований показали также, что при постоянных по направлению поверхностных течениях формируется лед шестовато-волокнистой структуры с пространственной упорядоченностью С-осей кристаллов и соответственно анизотропией его физических свойств [9, 15, 29, 30]. Она заключается в том, что в процессе своего роста большинство кристаллов приобретает идентичную или очень близкую по направлению

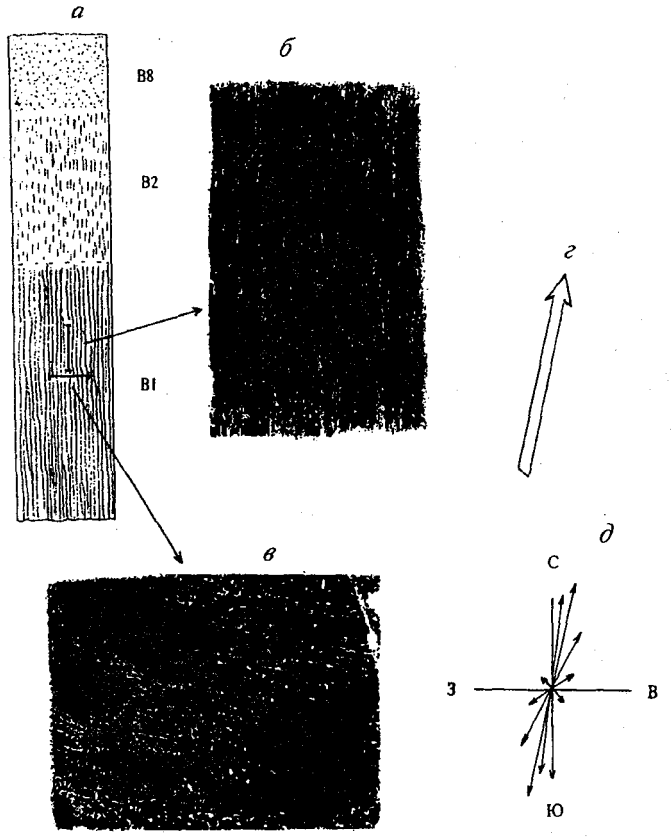


Рис.11. Пространственная упорядоченность С-осей кристаллов, формирующихся под воздействием устойчивого поверхностного течения:

а — кристаллическое строение однолетнего льда; *б* — вертикальный разрез льда; *в* — горизонтальный разрез льда; *г* — направление поверхностного течения; *д* — направление С-осей кристаллов в нижнем слое льда

ориентацию своих С-осей. В результате в поляризованном свете их окраска также становится схожей (рис. 11). Механизм формирования этого явления довольно сложен и некоторые исследователи [30] связывают его со сложной микроструктурой слоя диффузии на поверхности раздела лед-вода. Так, Викс и Гоу полагают, что концентрация слоя солевой диффузии выше и его толщина больше тогда, когда поверхностное течение направлено перпендикулярно С-оси кристаллов, по сравнению со случаем их параллельной направленности. С учетом того, что при нарастании льда слой диффузии проходит стадию конституционного переохлаждения [29], то энергозатраты на кристаллизацию будут тем меньше, чем меньше его толщина и концентрация рассола. Это может происходить в том случае, когда направление подледного течения и С-осей кристаллов совпадают.

В условиях морских водоемов конжеляционное ледообразование характерно в основном для припая и центральных районов дрейфующих ледяных массивов, где условия ледообразования наиболее стабильны. На более динамичных участках ледяного покрова, где наблюдаются регулярные подвижки льда и формирование участков чистой воды, с установлением первичного слоя льда дальнейший рост кристаллов определяется, с одной стороны, ориентированным ростом по базисным плоскостям в толщу воды, с другой — влиянием хаотически ориентированных кристаллов льда, попадающих к фронту кристаллизации при всплытии из подповерхностных слоев воды (внутриводный лед), или при заносе их течениями с поверхности близлежащих участков чистой воды. К ним можно отнести районы заприпайных полыней, прикромочной зоны и интенсивного взаимодействия пресных и морских вод. При относительно малом количестве кристаллов внутриводного или шугового льда, поступивших к фронту кристаллизации, в кристаллической структуре льда формируются лишь отдельные вкрапления мелких изометрических зерен в промежутках между ориентированными волокнистыми кристаллами. Такой тип ледообразования относится к конжеляционно-внутриводному. Если их количество велико, то они полностью нарушают рост конжеляционного льда, формируя характерные мелкозернистые прослойки или слои. В этом случае конжеляционно-внутриводное ледообразование переходит во внутриводно-шуговое. Аналогичное строение льда формируется также при попадании большого количества снега на открытую водную поверхность и дальнейшем его смерзании. В зависимости от степени динамичности условий ледообразования толщина слоя этого типа льда может меняться от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В наиболее динамичных районах ледяной покров может целиком состоять из внутриводно-шугового льда.

На ледообразование и строение льдов полярных морей заметное влияние оказывает также и снег. Большие его скопления на поверхности льда, сохраняющиеся в течение длительного времени, например, в зоне торосистых нагромождений, способствуют нарушению изостатического равновесия ледяных полей. В результате происходит инфильтрация воды на поверхность льда, обильное насыщение нижнего и смачивание более высоких его слоев за счет ее капиллярного поднятия. Последующее смерзание этой снежно-водной смеси приводит к инфильтрационному ледообразованию, в результате которого образуется характерная мелкокристаллическая структура льда. Наиболее сложные кристаллические структуры льда формируются в результате процессов метаморфизма ледяного покрова под воздействием термических и динамических факторов, в результате чего формируются вторично-рекристаллизационные льды (глава 4).

Рассмотренные виды ледообразования могут характеризоваться наиболее общими представлениями о необходимых для них условиях и типичных особенностях формирующегося строения льда (табл. 4). Более под-

Таблица 4

Характеристика текстуры и структуры основных типов льда природных водоемов

Условия ледообразования	Текстура	Структура
Тип ледообразования: конжеляционное (в пресной и солоноватой воде)		
Наличие температурного градиента в приледном слое воды способствует вынужденному росту кристаллов в условиях геометрического отбора при небольшом переохлаждении у фронта кристаллизации. Отсутствие температурного градиента обусловливает более интенсивное развитие кристаллов по базисным плоскостям, направленным в толщу воды.	Преимущественно монолитный прозрачный лед с незначительным количеством включений ориентированного простирания. Во льду распресненных водоемов при солености воды более 5‰ наблюдаются мелкие ячейки с рассолом размером до 0,5 мм.	Преобладают призматически-зернистые структуры с вертикальной ориентацией С-осей кристаллов. Кристаллы сильно развиты в вертикальном направлении. Их поперечные размеры составляют от 3—5 до 100 см и более. Преобладают волокнистые структуры с преимущественной поясной ориентацией С-осей кристаллов.
Тип ледообразования: конжеляционное (в морской воде)		
В условиях плотностной конвекции наблюдается вынужденный рост кристаллов при небольшом переохлаждении фронта кристаллизации с частичным захватом растворенных солей.	Волокнистая текстура с включениями ориентированного простирания и многочисленными солевыми ячейками.	Параллельно-волокнистая структура с преимущественной поясной ориентацией С-осей кристаллов и их агрегатным строением. Кристаллы имеют ярко выраженное вертикальное развитие.
Тип ледообразования: конжеляционное (у нижней поверхности ледяного покрова в результате замерзания талой воды)		
Интенсивная кристаллизация.	Прозрачный лед с очень мелкими газовыми включениями по всему слою.	Неравномернозернистая и мелкозернистая структуры с неупорядоченной кристаллографической ориентировкой.
Тип ледообразования: конжеляционно-внутриводное		
Совместное развитие кристаллов конжеляционного образования и кристаллов внутриводного льда и шуги, занесенных к нижней поверхности ледяного покрова.	Мутный лед с большим количеством воздушных и солевых включений овальной формы.	Неупорядоченная разнозернистая структура. Кристаллы с поперечными размерами от 0,3 до 2,0 см.
Тип ледообразования: внутриводно-шуговое		
Развитие и цементация кристаллов, сформированных как на открытой водной поверхности в осенне-зимний период, так и внутри водной толщи с последующим их всплытием к нижней поверхности ледяного покрова. Цементация кристаллов снега, попадающих на открытую водную поверхность.	Мутный лед с большим количеством включений овальной и ветвистых форм.	Неупорядоченная мелкозернистая структура (аллотриоморфная). Кристаллы изометрической формы с хаотической ориентацией С-осей и размерами от 0,5 до 5,0 мм.

Окончание табл. 4.

Условия ледообразования	Текстура	Структура
Тип ледообразования: инфильтрационное		
Смачивание нижних слоев снежного покрова как за счет инфильтрации воды и ее капиллярного поднятия из нижележащих слоев льда, так и фильтрации талой воды с его верхней поверхности с последующим ее замерзанием и цементацией снежных частиц.	Мутный лед с большим количеством включений по всему слою.	Неупорядоченная мелкозернистая структура с кристаллами изометрических форм и очень мелкими размерами от 0,3 до 1,0 мм.
Тип ледообразования: метаморфическое (динамометаморфическое)		
Режеляция льда как результат смерзания ледяных обломков под давлением.	Неупорядоченная слоистость при смерзании ледяных обломков.	Неупорядоченная разнозернистая структура.
Тип ледообразования: метаморфическое (термометаморфическое)		
Рекристаллизация как результат избирательного внутреннего таяния и последующего замерзания.	Преобладание вторичных включений сферической и ветвистых форм.	Первоначальная структура приобретает большую изометричность, кристаллы становятся более крупными.

робно качественные и количественные характеристики кристаллической структуры и текстуры льда, зависящие от минерализации воды, гидрометеорологических условий и особенностей ледостава представлены в структурно-генетической классификации [16].

В структурно-генетической классификации льды природных водоемов по условиям ледообразования и солености воды подразделяются на четыре основные группы:

— группа А – льды, образующиеся в пресной или сильно распресненной (соленость менее 2,0‰) воде;

— группа Б – льды, образующиеся в распресненной (соленость от 2,0 до 24,7 ‰) воде;

— группа В – льды, образующиеся в морской воде (соленость более 24,7‰);

— группа Г – льды, претерпевшие термодинамические преобразования в процессе своего существования и развития (глава 3).

Таблица 5

Формирование структурно-генетических типов льда при различных видах ледообразования

Вид	Тип льда
Конжеляционное	А1, А2, А3, А4, Б1, Б2, Б3, Б4, В1, В2, В3
Конжеляционно-внутриводное	А5, А6, Б5, Б6, В4, В5, В6
Внутриводно-шуговое	А7, А8, Б7, Б8, В7, В8
Инфильтрационное	А9, Б9, В9
Вторично-рекристаллизационное	Г1, Г2, Г3, Г4

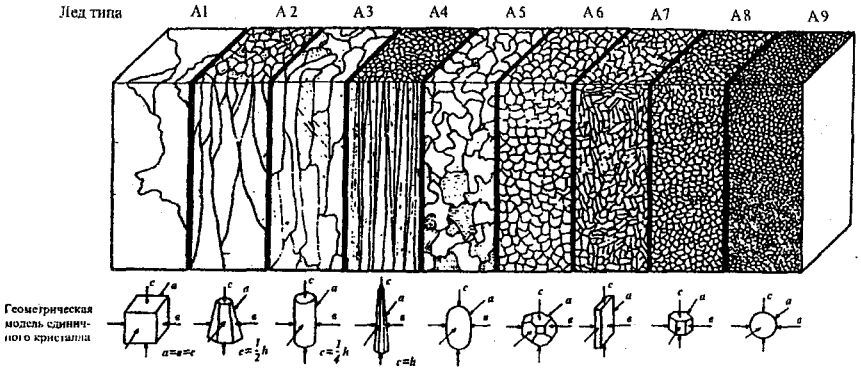


Рис. 12. Основные типы пресноводных льдов (группа А)

При типизации льдов в каждой группе выделены типы, индекс которых соответствует динамичности условий ледообразования. Чем выше индекс, тем динамичнее условия. Эта зависимость может быть представлена в виде схемы, характеризующей взаимосвязь различных видов ледообразования с формированием определенных структурно-генетических типов льда (табл. 5).

Льды группы А (рис. 12)

Тип льда — А1. Ледообразование происходит при устойчивой температурной стратификации в приледном слое воды. Кристаллизация осуществляется при небольшом переохлаждении поверхностного слоя воды, что стимулирует развитие крупных скелетных кристаллов.

Текстура монолитная. Лед прозрачен. Включения преимущественно цилиндрические составляют в массиве от 0 до 1 балла. Диаметр включений от 0,5—1,0 мм до 5,0—10,0 мм. Кристаллы имеют вид крупных блоков с очень сложной извилистой поверхностью граней. С увеличением температурного градиента форма поверхности кристаллов резко усложняется, а размеры изменяются от нескольких сантиметров у поверхности льда до 1 м и более на глубине. Отношение поперечного сечения кристаллов к длине обычно колеблется от 3 до 5. Главная кристаллографическая ось всегда ориентирована вертикально. В физических свойствах льда резко выражена анизотропность. Лед этого типа широко распространен на небольших озерах, лагунах, прудах и т.д., в которых к началу ледообразования сохраняется достаточно большой запас тепла в нижних, более плотных, слоях воды.

Тип льда — А2. Образуется в пресных и сильно распресненных водоемах при сохранении в приледном слое воды небольшого температурного градиента 0,2—0,5 °С/м и наличии первичного слоя льда неориентированной мелкозернистой структуры. В развитии этого типа льда отчетливо проявляется действие закона геометрического отбора при росте кристаллов.

По текстуре лед прозрачен. Включения 0—1 балл смешанной формы: цилиндрические поры и сферические пузырьки диаметром 1—10 мм. Длина пор достигает 10—20 см. Кристаллы остропирамидальной формы, характерно индивидуальное выклинивание кристаллов с менее благоприятной ориентацией. Коэффициент удлинения кристаллов колеблется от 5 до 10. Форма поверхностей граней менее сложная, чем у льда типа А1. Сечение кристаллов составляет 10—120 мм, редко 150 мм и более. Ориентировка преимущественно вертикальная или очень близкая к ней. По физическим свойствам лед анизотропен. Лед этого типа наиболее распространен на больших озерах, водохранилищах, крупных реках, где ледообразованию часто предшествует длительное ветровое перемешивание и потеря теплозапаса воды.

Тип льда — А3. Образование этого типа льда происходит при ритмическом нарушении термических условий в приледном слое воды. Характер роста кристаллов определяется периодическим изменением температурного градиента при условии, что приледный слой воды охлажден до температуры замерзания. В этих условиях возможно эпизодическое распространение под ледяным покровом центров кристаллизации, стимулирующих развитие новых кристаллов.

Лед прозрачен. Включения 1—2 балла смешанной формы: мелкоцилиндрические сечением 1—2 мм и сферические 1—5 мм. В расположении включений часто проявляется слоистость. Кристаллы развиты вертикально, форма их преимущественно столбчатая, иногда близкая к изометрической. Коэффициент удлинения 1—5. Размеры кристаллов в поперечнике 1—3 см в верхних слоях ледяного покрова и до 5—10 см в нижних. Ориентировка в основном хаотическая. По физическим свойствам лед анизотропен.

Этот тип льда образуется на реках, водохранилищах, крупных озерах, где длительное время сохраняются незамерзающие участки воды.

Тип льда — А4. Этот тип льда образуется при гомотермическом состоянии приледного слоя воды и наличии на ее поверхности большого количества центров кристаллизации (элементы внутриводного льда, снежные зерна и т.д.). Образуется на всех пресноводных водоемах, которые к моменту ледообразования теряют свой теплозапас. Обильно распространен в устьевых участках рек, впадающих в арктические моря, воды которых, распространяясь по поверхности холодной морской воды, быстро охлаждаются до температуры замерзания. Этот тип льда образуется также при замерзании поверхностных распресненных слоев моря при большом накоплении талой воды после летнего таяния морских льдов.

Лед полупрозрачен, имеет волокнистую текстуру. Включения в основном в виде небольших трубчатых пор диаметром 0,2—2,0 мм. Распространены также мелкие пузырьки сферической или овальной формы, расположенные преимущественно в виде вертикальных цепочек по границам кристаллов. Общее количество включений 2—3 балла.

Кристаллы имеют вид остроконечных игл, волокон. Коэффициент удлинения кристаллов от 10—15 до 30 и более. Форма поверхности граней

неоднородна. Обычно в верхних слоях она ближе к гипидиоморфной. Книзу постепенно развивается аллотриоморфность. Характерно хорошо выраженное увеличение поперечного сечения кристаллов. По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — А5. Образование происходит в условиях непрерывного нарушения температурной стратификации приледного слоя воды и нерегулярном заносе к фронту кристаллизации кристаллов внутриводного льда. Их количество достаточно только для частичного нарушения ориентированного (призматического или столбчатого) роста кристаллов. В развитии кристаллов характерна изометричность. Подобные условия создаются на зарегулированных реках, водохранилищах, больших озерах со сложным гидрологическим режимом.

Текстура льда, как правило, имеет четко выраженную слоистость, где прозрачные и полупрозрачные слои сменяют друг друга. Включения сферической, редко цилиндрической, формы 2—3 балла и размером 1—5 мм. Структура крупнокристаллическая, кристаллы изометрические или с небольшим вертикальным развитием. Размеры кристаллов в поперечнике 20—40 мм, коэффициент удлинения 1,5—2,0. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — А6. Образуется в водоемах при устойчивом охлаждении приледного слоя воды до температуры замерзания или ее переохлаждении, способствующем протокристаллизации — возникновению у фронта кристаллизации вторичных микроскопических кристалликов, нарушающих ориентированный рост кристаллов. Чаще всего такое ледообразование происходит на реках с быстрым течением, где длительное время сохраняются полыньи.

Обычно этот лед имеет светло-серый или белесый цвет. Включения 3—4 балла преимущественно в виде сферических пузырьков размером 1—6 мм. Распределение их неравномерное, часто прослеживается слоистость. Кристаллы овальной изометрической формы, размеры которых изменяются в пределах 5—15 мм. Ориентировка чаще всего хаотическая. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — А7. Такой лед формируется на глубоководных участках рек из кристаллов внутриводного льда, развивающегося в толще воды. Необходимым условием образования этого льда является наличие открытых участков воды (полыней). Кристаллы имеют сложную, часто пластинчатую, форму, характеризуются развитием в базисной плоскости. Коэффициент удлинения их в этой плоскости достигает 3—5. Включения воздуха в толще льда распределяются неравномерно, вследствие чего лед имеет слоистую текстуру и белесый цвет. Характерна их концентрация в виде «гнезд». Форма воздушных пузырьков преимущественно сферическая и сложно-ветвистая, размеры 0,5—5,0 мм, количество 3—4 балла. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — А8. Образование этого типа льда происходит при смерзании плотных скоплений снежуры и шуги в период осеннего ледообразо-

вания при интенсивном ветровом перемешивании поверхностных слоев воды. В зимний период этот лед формируется на реках с быстрым течением, где длительное время остаются открытые участки воды (полыньи), в которые заносится большое количество снега. Ниже полыней скапливается огромное количество снежуры, которая порой забивает все живое сечение реки.

Текстура мелкопузыристая. Из-за большого количества включений (3—4 балла) лед имеет молочный цвет. Форма включений большей частью сферическая, размеры 0,5—3,0 мм. Расположены они главным образом по границам кристаллов. Структура мелкокристаллическая с размером кристаллов 1—7 мм. Форма преимущественно изометрическая, иногда встречаются пластинчатые кристаллы. Форма поверхности граней и ребер кристаллов многообразная: от сложной (аллотриоморфной) до сравнительно простой (гипидиоморфной). По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — А9. Образуется в результате инфильтрационного ледообразования при смерзании снега пропитанного водой.

Лед имеет ярко выраженный молочный цвет и пузыристую текстуру. Наблюдается обилие различных по форме и размеру включений количеством до 4—5 баллов от мелких 1—2 мм до крупных 10—15 мм и более. Структура мелкокристаллическая, изометрические кристаллы имеют размеры 1—3 мм. При недостаточном увлажнении структура такого льда близка к агломератной, характеризующейся неплотной цементацией кристаллов. По физическим свойствам лед изотропен.

Льды группы Б

В водоемах с соленостью воды 2,0—24,7 ‰ формирующийся ледяной покров по кристаллической структуре несколько отличается от пресных и морских льдов. Основной особенностью его строения является значительное многообразие различных кристаллических форм. Для этих льдов характерно развитие сравнительно небольших кристаллов как изометрической, так и пластинчатой формы, что приводит к формированию льдов с призматическими и волокнистыми структурами. Типы образующегося льда в большей мере соответствуют типам льда группы А.

Льды группы В

(Льды этой группы представлены в виде модифицированной структурной классификации Н.В.Черепанова, рис. 13).

Тип льда — В1. Образование льда этого типа происходит при стабильном ориентированном росте кристаллов, устойчивом гомотермическом состоянии приледного слоя воды и хорошо развитой вертикальной конвекции. Встречается, главным образом, в припае вне зоны распространения материкового стока речных вод.

Лед имеет волокнистую текстуру и серый цвет из-за довольно большого количества мелких (0,1—0,5 мм) солевых и воздушных включений

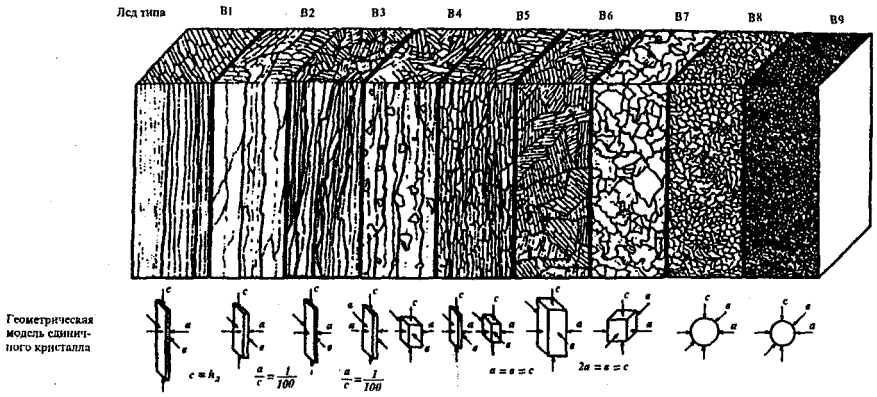


Рис. 13. Основные типы морских льдов (группа В)

(2—3 балла), расположенных правильными вертикальными цепочками. При миграции рассола во льду развивается густая сеть вторичных включений в виде стоковых русел, мелких канальцев и капиллярных пор, обычно замещенных воздухом. Диаметр вторичных включений составляет 1—10 мм и более.

Кристаллы состоят из отдельных волокон (см. рис. 5 *в*), размеры которых составляют 0,7—2,1 мм по направлению сплюснутости волокна, 2—15 мм по ширине и до нескольких метров по вертикали. Размер поперечника самих кристаллов изменяется в пределах 20—50 мм. Направление С-осей в кристаллах всегда горизонтальное и совпадает с направлением сплюснутости волокна. Под влиянием постоянных по направлению течений во льду этого типа формируется четко выраженная пространственная упорядоченность С-осей кристаллов (см. рис. 11). По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — В2. Образуется при небольших нарушениях стабильности ориентированного роста кристаллов в гомотермических условиях приледного слоя, обусловленных смещением (дрейфом) льда, а также резкими колебаниями температуры приледного слоя воды и его солености. Этот тип льда имеет наиболее широкое распространение при конжеляционном ледообразовании. В основном это обширные ровные поля дрейфующих льдов в Арктике и часть припая Антарктики. Этот тип льда, как и тип В1, также имеет серый цвет и волокнистую текстуру. Отличается от первого более сложной ветвистой системой расположения первичных солевых и воздушных включений, а также более ветвистой сетью вторичных включений. Размеры их от 1 до 15 мм, количество 2—3 балла. Подобно льду типа В1, этот тип льда тоже имеет волокнистое строение, но размеры волокон несколько больше по направлению их сплюснутости (0,5—2,5 мм) и меньше по ширине (7—12 мм). Значительно меньше по размерам и сами кристаллы. В развитии

волокон характерно индивидуальное выклинивание, иногда фронтальное. Вертикальные размеры волокон обычно составляют 200—300 мм. Ориентировка С-осей кристаллов поясная с заметной тенденцией к пространственной упорядоченности. По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — В3. Этот тип льда формируется в зимний период в результате интенсивного замерзания морской воды при наличии на поверхности водоема (открытые разводья, полыньи) большого количества кристаллических зародышей. Цвет льда серый с матовым оттенком, текстура волокнистая. Солевые и воздушные включения встречаются преимущественно в виде мелких сферических пузырьков с диаметром 0,2—0,5 мм и мелких капиллярных пор. Их общее количество 2—3 балла. Лед имеет более высокую соленость, чем у типов В1 и В2 и становится белесоватым при стоке рассола. Структура льда мелковолокнистая. Сечение волокон составляет 0,2—0,8 мм по направлению сплюснутости и 2—5 мм в направлении базисной плоскости. Длина волокон достигает 120 мм. Размер кристаллов в поперечнике (параллельно направлению С-оси) не превышает 5—10 мм. Ориентировка кристаллов поясная, пространственная упорядоченность либо слабо выражена, либо вовсе отсутствует. По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — В4. Образование льда этого типа наблюдается при нарушении стабильного роста волокнистых кристаллов вследствие поступления к фронту кристаллизации мелкозернистых изометрических кристаллов внутриводного льда. Эти структуры характерны для дрейфующих льдов Арктики (в зоне интенсивных подвижек) и припая (зоны стационарных полыней). Широко распространены в Антарктике.

Текстура льда волокнистая, цвет светло-серый. От льда типов В1 и В2 отличается включениями мелких сферических пузырьков размерами 0,2—0,4 мм, образующих скопления (3—4 балла) в виде своеобразных гнезд диаметром 3—8 мм. Вторичные включения, также как и во льду типа В2, имеют сложную ветвистую форму.

Для льда этого типа характерны два вида кристаллов: волокна, как у льда типа В2, и изометрические кристаллы-вкрапленники сечением 3—10 мм, расположенные хаотически или образующие скопления на отдельных горизонтах. Располагаясь между кристаллами-волокнами, кристаллы-вкрапленники занимают от 10 до 25% площади среза. Ориентировка С-осей у волокнистых кристаллов поясная, у изометрических — вертикальная или близкая к ней. По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — В5. Лед этого типа образуется при нарушении ориентированного роста волокнистых кристаллов вследствие поступления к фронту кристаллизации мелкозернистых изометрических кристаллов внутриводного льда, количество которого составляет более 25 %. Как и лед типа В4, он характерен для участков интенсивных подвижек дрейфующего льда и районов заприпайных полыней.

Содержит большое количество солевых и воздушных включений (3—4 балла) сферической формы с равномерным распределением их по толще

льда, вследствие чего имеет светло-серый или белесый цвет. Размер включений 2,0—3,0 мм. Вторичные включения имеют очень сложную ветвистую форму в виде стоковых русел диаметром 5—10 мм.

Также как и во льду типа В4 в нем развиты два вида кристаллов: изометрические, занимающие более 50 % площади среза, и волокнистые, образующие своеобразный скелет кристаллов и отличающиеся характерной горизонтальной ориентировкой. Ориентировка изометрических кристаллов — от хаотической до упорядоченной вертикальной. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — В6. Этот тип льда появляется при замерзании морских водоемов с резко меняющимся гидрологическим режимом - большими изменениями в скорости и направлении течений, резкими колебаниями температуры и солености воды. Образуется в окраинных морях, проливах и районах, прилегающих к устьевым участкам рек.

Основной отличительной особенностью этого вида льда является слоистое строение как в текстуре, так и кристаллической структуре, при котором светло-серые слои с матовым оттенком сменяются ярко-белыми. Содержит большое количество различных по форме и размеру воздушных и солевых включений с общим количеством 3—4 балла. Размеры сферических включений 0,1—3,0 мм, ветвистых и цилиндрических 0,3—5,0 мм. Структура льда, как правило, разнозернистая, кристаллы исключительно разнообразны по форме. Характерно также чередование изометрических кристаллов (3—6 мм) со столбчатыми, достигающими 40—50 мм в длину. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — В7. Лед формируется при сильном ветровом перемешивании на мелководных участках моря, сопровождающимся интенсивным образованием шугового, внутриводного и донного льда, который распространяется под ледяным покровом в виде значительных слоев шугообразной массы, толщина которых иногда достигает нескольких метров. Смерзаясь, она превращается в лед этого типа. Он имеет светло-молочный или светло-желтый цвет от обилия воздушных и солевых включений (4—5 баллов) сферической (размеры 0,2—0,5 мм) и ветвистой (размеры 10—15 мм) формы. Распределение включений неравномерное, иногда слоистое. Структура мелко- и среднекристаллическая, неравномернозернистая. Форма кристаллов большей частью неправильная с большим коэффициентом извилистости C [19]

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

где L — общая длина границ кристаллов на единичной площади поперечного сечения; N — количество кристаллов на единичной площади поперечного сечения.

Размеры кристаллов 3—10 мм. Ориентировка хаотическая. Лед по своим физическим свойствам изотропен.

Тип льда — В8. Этот тип льда формируется при смерзании зерен снега и мелких кристалликов внутриводного льда в морской воде. Распрост-

ранен повсеместно в морских водоемах, особенно широко в водах Антарктики, где составляет до 30—40 % всего объема морских льдов.

Текстура льда мелкопузыристая. Преимущественно развиты мелкие (1—2 мм) сферические пузырьки и солевые поры. Также много мельчайших включений размером 0,05—0,10 мм. Общее количество включений 5 баллов. Цвет льда молочно-белый с матовым оттенком.

Структура мелкозернистая, размеры кристаллов 1—4 мм, форма изометрическая, часто проявляется гипидиоморфность. Ориентировка кристаллов хаотическая. По физическим свойствам лед имеет ярко выраженную изотропность.

Тип льда — В9. Лед образуется в процессе постепенной инфильтрации морской воды, выступающей на поверхность льда под тяжестью снега (недостаточное насыщение). Наиболее распространен в Антарктике, где составляет до 30 % объема морских льдов. В Арктике этот тип льда образуется, главным образом, в торосистых участках, где происходит обильное накопление снега, сопровождаемое обычно инфильтрационным ледообразованием.

Лед имеет пузыристую, часто слоистую текстуру. Размеры включений изменяются в широком диапазоне: от 0,1—0,5 мм (мелкие полости) до 10—20 мм (крупные полости). Форма их сложная, ветвистая. Общее количество включений 5 баллов. Цвет белый. Ориентировка кристаллов хаотическая. По физическим свойствам, как и лед типа В8, имеет ярко выраженную изотропность.

ГЛАВА 3.
МЕТАМОРФИЗМ СТРОЕНИЯ ЛЬДА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ТЕРМИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

3.1. СЕЗОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЬДА (ТЕРМОМЕТАМОРФИЗМ)

Термометаморфизм ледяного покрова заключается в преобразовании его кристаллического строения под влиянием внешнего притока тепла и наблюдается в весенне-летний период. Термометаморфические процессы проявляются в поверхностном и внутреннем таянии, собирательной и режеляционной перекристаллизации, развитии парникового эффекта в толще льда, в общем опреснении и увеличении пористости, в развитии слоя деструкции и формировании вторично-рекристаллизационных льдов. Наиболее распространенным типом переформирования строения льда, относящимся к процессам термометаморфизма, является режеляционная перекристаллизация. Она характеризуется тем, что вторичные кристаллы льда формируются в результате внутренних преобразований его структуры с участием жидкой фазы и повторного ее замерзания. В отличие от режеляционной собирательная (сублимационная) перекристаллизация происходит из-за стремления кристаллов к равновесной форме, поэтому мелкие кристаллы, имеющие большую кривизну поверхности, поглощаются более крупными. Собирательная перекристаллизация сопровождается миграцией вещества по поверхности кристаллов при наличии температурного градиента.

В процессе радиационного прогрева и избирательного внутреннего таяния, происходящих в результате поглощения лучистой энергии, наблюдается интенсивная миграция солевых, воздушных, минеральных и органических включений, причем сами включения и особенно их скопления становятся очагами внутреннего таяния. За счет развития пористости и таяния по межкристаллическим прослойкам происходит помутнение льда, что еще больше способствует рассеиванию и поглощению радиации внутренними слоями. Развиваются стоковые русла, ледяная толща быстро опресняется, осуществляется фильтрация талой воды через ледяной покров.

Ледяной покров, сложенный льдами различных структурно-генетических типов, претерпевает в одних и тех же условиях различные внутренние изменения. Большое влияние на интенсивность радиационного про-

грева оказывают снежный покров и поверхностные слои льда разнозернистой и особенно мелкозернистой структуры внутриводно-шугового и инфильтрационного образования (типы В8, В9). Эти льды с неупорядоченной структурой, поглощая при своем разрушении большую часть поступившего радиационного тепла, экранируют от прогрева и внутреннего таяния нижележащие подстилающие слои.

Термометаморфические преобразования и развитие сезонной слоистости в ледяном покрове высоких широт отличаются от аналогичных процессов и изменений в прибрежных морях Арктики и Антарктики своей многократностью, поэтому они наиболее характерны для многолетних льдов. Все термометаморфические преобразования в ледяном покрове взаимосвязаны между собой и, рассматривая изменения, происходящие в ледяной толще, необходимо учитывать изменения в снежном покрове, а также изменения у верхней и нижней поверхности льда.

Основные особенности метаморфизма в снежном покрове проявляются в сублимационной перекристаллизации снежных зерен у поверхности льда при наличии температурного градиента в холодное время года и режеляционной перекристаллизации в процессе инфильтрационного ледообразования.

Метаморфизм поверхностного слоя является характерной особенностью ледяного покрова высоких широт, поскольку, претерпевая неоднократное сезонное таяние и повторное замерзание, этот слой подвергается наибольшим структурным изменениям. Происходит укрупнение кристаллов и приобретение ими более разнообразных форм при уменьшении количества включений и общем опреснении льда.

Метаморфизм толщи льда проявляется, прежде всего, в миграции солевых включений. Скорость миграции связана с образованием стоковых русел и зависит от температуры льда и его структуры, а также от концентрации солей. По мере стока рассола освободившиеся пустоты заполняются воздухом или талой водой, при замерзании которой образуются новые кристаллы с формированием неравномерно-зернистой структуры льда.

Главной причиной метаморфических преобразований у нижней поверхности ледяного покрова является изменение солености и температуры замерзания приледного слоя воды. Так, в процессе своего распространения подо льдом пресная талая вода заполняет промежутки между слабо сцементированными кристаллами «ажурного» слоя (глава 1) и быстро замерзает. Периодичность явлений, связанная с летним таянием верхней поверхности и нарастанием нижней, формирует сезонную слоистость ледяного покрова высоких широт.

В процессе сезонных изменений при таянии и повторном замерзании в поверхностном слое льда формируются вторично-рекристаллизационные структуры типа Г1, Г2 из льдов с параллельно-волокнистой структурой и типа Г3, Г4 из льдов с зернистой структурой (глава 1). Особенности их формирования и строения заключаются в следующем (рис. 14), [16].

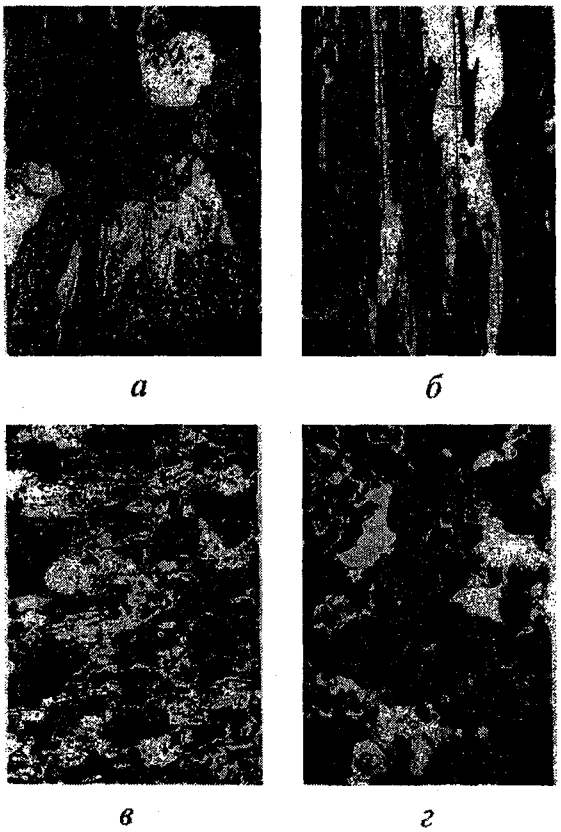


Рис. 14. Основные типы вторично-рекристаллизационных льдов
а — Г1; *б* — Г2; *в* — Г3; *г* — Г4

Тип льда — Г1. Этот тип льда образуется при длительном существовании ледяного покрова, главным образом, при собирательной кристаллизации, проявляющейся в перемещении границ между соприкасающимися кристаллами. Интенсивность этих изменений определяется поверхностями контакта и взаимной кристаллографической ориентировкой, а также температурой льда. Развивается в многолетнем льду ниже слоя активного радиационного разрушения (слоя деструкции).

Лед имеет светло-серый или белесый цвет и слабовыраженную волокнистую текстуру с преобладанием вторичных включений. Распределение включений неравномерное, общее количество составляет 2—3 балла. Иногда наблюдается слоистость. Размеры включений 0,2—10,0 мм и более.

Форма кристаллов сложная. Размеры кристаллов неоднородны и тесно связаны с первичной структурой, преобразование которой ведет не толь-

ко к изометричности, но и к увеличению их размеров и общему уменьшению количества включений. Сохраняя свою первичную ориентацию, часть кристаллов имеет тенденцию к отклонению от горизонтального направления С-оси. По физическим свойствам лед анизотропен, причем постепенно с возрастом старые льды теряют эти свойства и приближаются к изотропным.

Тип льда — Г2. Этот тип льда образуется в результате преобразования льдов волокнистой структуры типа В2, В3 в процессе избирательного радиационного таяния и повторного замерзания межкристаллических прослоек, интенсивного опреснения и заполнения их талой водой. Развиты эти прослойки преимущественно в двухлетних дрейфующих арктических льдах и антарктическом припае.

Текстура льда пузыристая, лед полупрозрачный, серого цвета, количество включений 2—3 балла. По происхождению включения вторичные, возникают при замещении рассола воздухом в стоковых руслах и канальцах. При этом внутри кристаллов сохраняются мелкие сферические пузырьки и солевые поры диаметром 0,1—0,2 мм.

Структура льда волокнистая, кристаллы-волокна имеют сложную извилистую поверхность, за счет расчленения волокон уменьшаются их вертикальные размеры. Первичная поясная ориентировка кристаллов преобразуется в наклонную или даже хаотическую. По физическим свойствам лед анизотропен.

Тип льда — Г3. Лед формируется в результате преобразования льдов зернистой структуры под действием радиационного таяния и повторного смерзания межкристаллических прослоек и режеляционной перекристаллизации. Распространен в поверхностном деятельном слое многолетних льдов. Иногда образует слой толщиной до 80 см. Встречается преимущественно в Арктике.

Лед белого цвета имеет крупнопузыристую текстуру. Включения разнообразны по размеру и форме. Преобладают сложные ветвистые пузырьки, расположенные преимущественно по границам кристаллов сечением 1—2 мм, много сферических диаметром 0,2—3,0 мм, а также крупных пор, образующихся в основном на нижней границе деятельного слоя. Общее количество включений 3—4 балла.

Структура льда разнозернистая, кристаллы в основном сложной изометрической формы с большим коэффициентом извилистости поверхности граней. Размеры кристаллов от 3—5 до 15—30 мм. По физическим свойствам лед изотропен.

Тип льда — Г4. Лед образуется при собирательной режеляционной перекристаллизации в сочетании с инфильтрационным ледообразованием при метаморфизме снежного покрова на льду в весенне-летний период. Распространен преимущественно на многолетних льдах в Арктике. Слой такого льда обычно составляет 3—5 см с увеличением до 20—50 см на торосистых участках, где скапливается значительное количество снега.

Лед имеет ярко выраженный молочный цвет и пузыристую текстуру. Преобладают сферические формы включений диаметром 1—5 мм и сложно-ветвистые сечением 0,5—1,0 мм. Располагаясь по границам кристаллов, они хорошо выявляют его зернистое строение. Количество включений составляет 3—4 балла. По физическим свойствам лед изотропен.

3.2. ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЛЬДА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ (ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ)

Динамометаморфические преобразования морского льда заключаются в перекристаллизации его строения под действием динамических причин. Среди них, прежде всего, можно выделить процессы сжатия и торошения ледяных полей. При этом во льду возникают напряжения, ослабление которых (релаксация) часто происходит за счет изменчивости формы и размеров кристаллов. В случае, если эти напряжения довольно велики, то в ледяных полях происходят необратимые деформационные процессы, приводящие к нарушению их целостности и формированию различных видов торосистых образований. В связи с этим многообразие видов динамометаморфических преобразований строения льда обусловлено в основном величиной и продолжительностью воздействия прилагаемой внешней нагрузки.

Процессы динамометаморфизма природных льдов, в большей степени материковых, были довольно подробно исследованы П.А.Шумским [19]. Однако в отличие от них морской ледяной покров имеет ряд существенных особенностей, вследствие которых характеристики и виды динамометаморфических преобразований строения льда, происходящих в одной гляциологической системе, не всегда применимы для другой. К наиболее заметным из них относится временная характеристика этих процессов, величины которой в морском льду намного уступают их продолжительности в материковых ледниках. Несоизмеримыми оказываются и значения внешних нагрузок, вызывающих такие преобразования. Однако фракционный состав морского льда, одним из важнейших элементов которого является жидкая фаза в виде солевого раствора, делает эту гляциологическую систему более гибкой и подверженной динамометаморфическим преобразованиям, несмотря на относительную скоротечность внешнего воздействия.

При всем различии обеих систем, тем не менее, в ряде случаев удается выделить принципиальные общие характеристики процессов перекристаллизации льда, вызванных динамическими причинами. Так, при относительно слабом, но продолжительном воздействии на ледяные поля в их строении происходят пластические преобразования, которые приводят к изменениям только внешней формы кристаллов, но не их размеров. К ним относится пластическая деформация [19], при которой, в зависимости от степени структурной свободы кристаллов, возникают межгранулярные или внутригранулярные движения, т.е. относительные смещения целых крис-

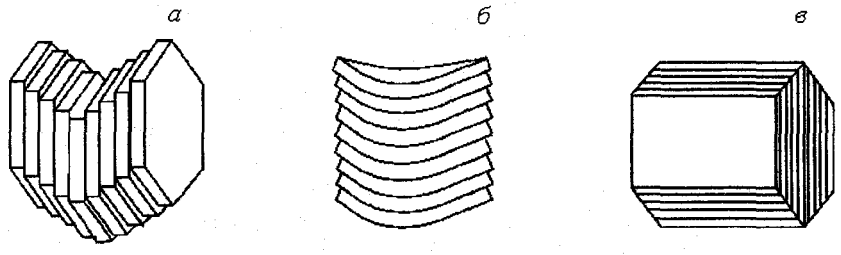


Рис. 15. Результаты экспериментов О.Мюгге.

Деформация кристаллов льда при условии, что: плоскость сдвига совпадает с базисной плоскостью (*а*); сдвигающее усилие действует в направлении главной оптической оси перпендикулярно базисной плоскости (*б*); сила действует в базисной плоскости, но плоскость сдвига перпендикулярна ей (*в*)

таллов или смещения только базисных пластин кристаллов относительно друг друга. Однако сразу необходимо отметить, что проявление пластических, упругих и хрупких свойств льда во многом зависит от направления приложения силы по отношению к ориентации базисной плоскости кристаллов, что подтверждается опытами О.Мюгге [19]. Так, если:

— плоскость сдвига совпадает с базисной плоскостью, то происходит только пластическая деформация (рис. 15*а*);

— сдвигающее усилие действует в направлении главной оптической оси перпендикулярно базисной плоскости, то наблюдается упругая деформация кристалла, в процессе которой его элементарные пластины начинают изгибаться (см. рис. 15 *б*), а после превышения критической величины напряжения ломаются. Таким образом, упругая деформация сменяется разрушением кристалла;

— сила действует в базисной плоскости, но плоскость сдвига перпендикулярна ей, жесткие в продольном направлении элементарные пластины допускают только незначительную упругую деформацию (см. рис. 15 *в*), которая при очень большом возрастании напряжения сменяется разрушением.

Таким образом, для случая а динамометаморфические преобразования строения льда выражаются в формировании U-образных кристаллов (рис. 16*б*). (Здесь и далее в данном параграфе представлены фотографии вертикальной структуры льда, сделанные при лабораторных и натурных исследованиях процессов динамометаморфизма сотрудниками лаборатории физического моделирования ААНИИ.) Для двух других вариантов ориентации кристаллов по отношению к внешней нагрузке, когда ее значения относительно невелики, по-видимому, более характерны межгранулярные смещения изометрических кристаллов, как, например, для средне- и разнозернистой кристаллической структуры льда (см. рис. 16 *а*). В результате такой трансформации они приобретают волнообразный характер (см. рис.16 *в, г*).

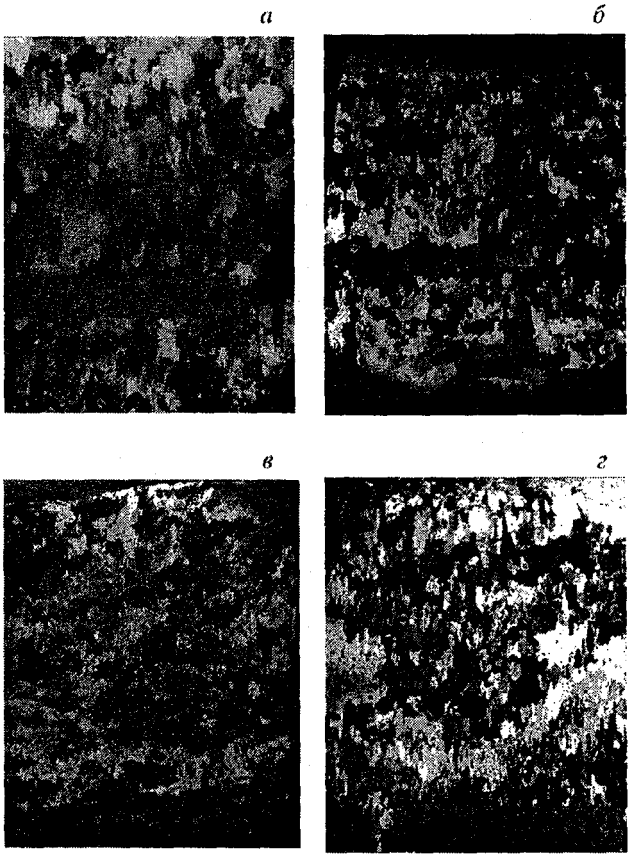


Рис. 16. Вертикальная кристаллическая структура образцов: ненарушенного натурного (*а*) и лабораторного (*б*) льда, а также натурного льда (*в*, *г*), подвергшегося пластической деформации

Другим типом пластических преобразований строения льда является его миграционная перекристаллизация [19]. Для морского ледяного покрова она характеризуется тем, что кристаллы, ориентированные базисной плоскостью ближе к направлению смещения, объединяются в отдельные группы, в результате чего формируется крупноблочная структура. Однако сам механизм такого укрупнения кристаллов до конца не изучен. В частности, не ясны роли твердой и жидкой фазы в этом процессе. В соответствии с различными гипотезами механизма возникновения миграционной перекристаллизации кристаллов считается, что она может быть результатом:

— только режеляционных процессов, обусловленных частичным плавлением кристаллов под действием давления с последующим перемещением жидкой фазы в области, где оно минимально, и повторным ее за-

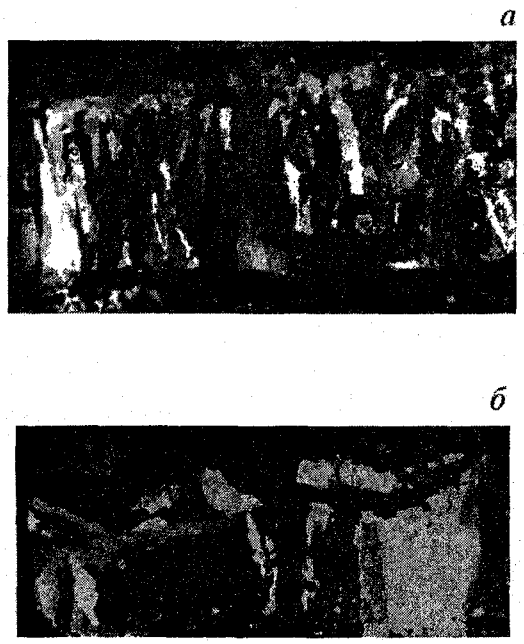


Рис. 17. Преобразование шестовато-волокнистой кристаллической структуры лабораторного льда (*а*) в крупноблочную (*б*) в процессе миграционной перекристаллизации кристаллов

мерзанием после ослабления или снятия внешней нагрузки (в соответствии с этой гипотезой миграционная перекристаллизация строения льда сводится к ее режеляционной перекристаллизации, явлению, более типичному для процессов термометаморфизма, чем динамометаморфизма);

— взаимных перемещений кристаллов, благодаря наличию жидкой пленки солевого раствора, до их более плотной упаковки и последующего их смерзания;

— совокупности процессов режеляционной перекристаллизации и взаимного смещения кристаллов в приблизительно равной степени.

Однако, если в случае режеляционной перекристаллизации льда размеры вновь сформированных кристаллов за счет повторного замерзания жидкой фазы могут по-разному соотноситься с первоначальными, то в результате миграционной перекристаллизации размеры кристаллов, как правило, увеличиваются, а их количество сокращается. Это особенно хорошо заметно при таких преобразованиях льда с шестовато-волокнистой структурой, кристаллы которого первоначально имели небольшой наклон по отношению к плоскости смещения (рис. 17).

В натурных условиях процессы чисто пластических преобразований строения льда встречаются довольно редко и распространены в основном в молодых льдах в осенний период. Это обусловлено их высокой температурой и особенно большим содержанием жидкой фазы, что в значительной мере повышает пластичность льда. К тому же, вследствие относительно небольшой массы ледяных полей в это время, силы их взаимодействия под воздействием внешних нагрузок не столь велики, как в более поздний период при значительно больших толщинах льда. В результате под воздействием всех этих факторов, даже несмотря на малую прочность льда на начальном этапе ледообразования, пластические преобразования его строения могут быть довольно распространенным явлением.

В дальнейшем, при понижении температур воздуха и льда и уменьшении его солености в ледяном покрове наблюдаются в основном упругопластические преобразования его строения, а нередко даже и хрупкое разрушение кристаллов. К ним, прежде всего, относятся полигонизация и катаклаз кристаллической структуры льда. Полигонизация заключается в распаде перенапряженных изогнутых кристаллов с более или менее прямолинейными границами между ними и с кристаллографической ориентировкой, соответствующей ориентировке данного участка первичного изогнутого кристалла [19]. Вместо одного кристалла образуется группа более мелких, имеющих близкую друг к другу ориентировку и одинаковую интерференционную окраску в поляризованном свете. При этом, в случае горизонтального сжатия ледяных полей, происходит упорядочение кристаллов и их обломков в горизонтальной плоскости, т.е. в направлении приложения силы (рис. 18). В дальнейшем, после снятия внешней нагрузки, независимо от того происходит ли их смерзание или нет, в поляризованном свете они выглядят, как отдельные моноблоки. Здесь необходимо отметить, что если процесс полигонизации происходит во льду с шестовато-волокнистой или разнозернистой кристаллической структурой, то сформированные горизонтальные блоки кристаллов и их обломков могут иметь довольно большие размеры, достигающие в длину нескольких сантиметров (см. рис. 18 *а, б)*. При развитии этого процесса во льду с полигональной структурой, сформированной ранее, наступает как бы его второй этап, в результате которого наблюдается дальнейшее дробление кристаллов на еще более мелкие части. Это приводит к тому, что отдельные группы или вновь сформировавшиеся блоки имеют значительно меньшие размеры, чем предыдущие, а их ориентация часто становится наклонной (см. рис. 18 *в, г*). Таким образом, анализ механизма полигонизации свидетельствует о том, что на разных стадиях этого процесса он включает элементы как миграционной, так и режеляционной перекристаллизации льда.

Дальнейшее усиление ориентированного напряжения ведет к измельчению кристаллов уже не косвенно, через посредство упругих напряжений и молекулярных процессов, а непосредственно путем хрупкого разрыва. Наступает катаклаз [19] кристаллической структуры льда, при котором

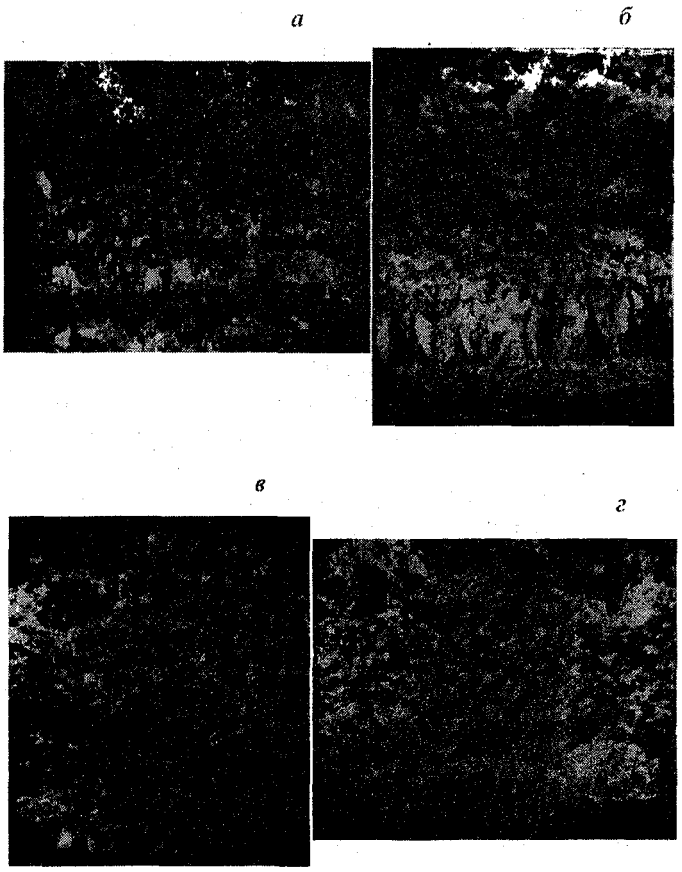


Рис. 18. Вертикальная кристаллическая структура образцов лабораторного (*а*, *в*) и натурного (*б*, *г*) льда, сформированных в результате полигонизации первичной разнозернистой и шестовато-волокнистой (*а*, *б*), а также полигональной его структуры (*в*, *г*)

движение мелких обломков происходит уже по поверхности разрывов, а не по границам кристаллов или внутренним плоскостям скольжения в них, расположенным вдоль базисных пластин кристаллов. Характерным внешним признаком льда этого типа является формирование бесформенных катакластических групп, состоящих из очень мелких, хаотически ориентированных обломков кристаллов. Причем их количество и общая занимая площадь зависит как от величины, так и от временных параметров внешнего воздействия. На начальной стадии этого процесса или в случае его непродолжительности катакластические группы могут занимать от 20 до 50 % площади шлифа в зависимости от первоначальной структуры льда, подверг-

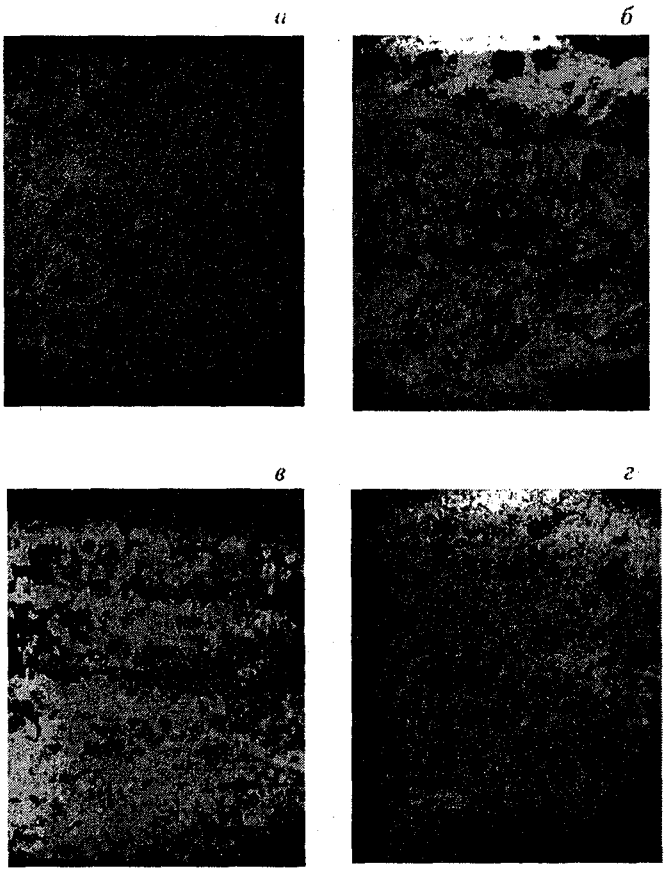


Рис. 19. Вертикальная кристаллическая структура образцов лабораторного (*а*, *в*) и натурного (*б*, *г*) льда, сформированных в результате катакластического преобразования его строения под действием внешнего воздействия различной интенсивности

шегося деформации (рис. 19 *а*—*в*). При максимальных параметрах внешнего воздействия их площадь увеличивается до 80—100 % (см. рис. 19 *г*).

В заключение необходимо отметить, что рассмотренные метаморфические преобразования ледяного покрова под воздействием термических и динамических факторов в значительной степени обусловливают пространственно-временную изменчивость его строения в арктических и антарктических морях.

ГЛАВА 4.
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРОЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА МОРЕЙ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

4.1. НЕОДНОРОДНОСТЬ СТРОЕНИЯ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В процессе конжеляционного, конжеляционно-внутриводного, внутриводно-шугового и инфильтрационного ледообразования, а также термодинамометаморфических преобразований ледяного покрова морей полярных областей формируются льды всех выше рассмотренных типов. При этом преобладание тех или иных структурно-генетических типов льда в каждом конкретном морском регионе или его части зависит от гидрометеорологического режима данного региона. Так, в зависимости от характера ледообразования ледяной покров может быть однородным или слоистым по своему строению и физическому составу. Например, в прибрежном районе арктических морей однолетний ледяной покров часто представляет собой двух-трехслойную систему, в которой поверхностный слой сложен льдами одной структурной группы, а подстилающий — другой. В условиях стабильного роста кристаллов однолетний лед, за возможным исключением поверхностного слоя, практически однороден. Многолетний ледяной покров центральной части Арктического бассейна в большинстве является многослойным с чередующимися слоями вторично-рекристаллизационных пресных, распресненных и морских льдов.

Пространственная изменчивость строения однолетнего и многолетнего ледяного покрова обусловлена гидрометеорологическими факторами, а также интенсивностью, продолжительностью и степенью динамичности условий ледообразования. С учетом неоднородности условий ледообразования по морской акватории и влияния этих условий на формирование строения ледяного покрова появляется возможность его районирования по преобладающим структурно-генетическим типам льда [26].

На основании анализа результатов натурных исследований ледяного покрова арктических и антарктических морей, а также лабораторного моделирования формирования кристаллических структур в зависимости от условий ледообразования можно выделить основные факторы, обусловливающие преобладание того или иного структурно-генетического типа льда. К ним можно отнести:

1. Погодные условия и гидрометеорологический режим водоема:

— распределение вертикального поля температуры в поверхностном слое воды вследствие ветрового перемешивания, влияния течений и других динамических факторов;

— распределение вертикального поля температуры и солености поверхностного слоя воды при распространении речного стока;

— характер и интенсивность выпадения твердых атмосферных осадков и процессов снегонакопления на поверхности ледяного покрова;

— интенсивность ледообразования (сумма градусо-дней мороза).

2. Степень динамичности условий ледообразования:

— степень и характер нарушения сплошности ледяного покрова в результате дрейфа, разломов, торошений, образования трещин, полыней, разводий;

— интенсивность внутриводного ледообразования и шугообразования при наличии полыней и разводий, а также в случае контакта пресных и более холодных морских вод;

— транспортировка на большие расстояния под ледяным покровом кристаллов внутриводного льда и шуги и их участие в формировании структуры льда.

Влияние температуры воздуха проявляется, главным образом, в охлаждении и развитии конвекции в поверхностном слое воды, а также в интенсивности теплоотдачи при ледообразовании. Если в пресной и распресненной воде при отсутствии турбулентного перемешивания наблюдается термический градиент, то в морской воде соленостью свыше 24,7‰ в результате осенне-зимней конвекции всегда будут условия гомотермии. Поэтому при равномерном намерзании и спокойном росте кристаллов в первом случае будут формироваться призматические структуры, а во втором — волокнистые. Таким образом, в морском водоеме формирование кристаллической структуры льда в том или ином районе в большой степени зависит от термического состояния водной массы. При этом отметим, что при однородной солености воды на локальных участках могут формироваться льды, различающиеся своим строением, например, в случае замерзания разводья в зимнее время. Дело в том, что при низких температурах воздуха и быстрой теплоотдаче от воды (а значит и быстром росте кристаллов) формируется лед с более мелкими кристаллами и большей соленостью. Так, по наблюдениям в разводье на «СП-4» соленость 5-сантиметрового льда, образовавшегося при –5°С, составляла 7,70 ‰, тогда как льда, образовавшегося при –20°С, — 14,6 ‰ при соответственно меньших поперечных размерах кристаллов.

С формированием тонкого поверхностного слоя льда условия ледообразования становятся более стабильными. Теплоотдача осуществляется уже не через открытую водную поверхность, а через лед, в значительной степени влияя на вертикальное поле его температуры [11]. Скорость роста кристаллов замедляется, начинает формироваться параллельно-волокнистая структура льда типа В1, В2. Прекращение развития кристаллов, их фрон-

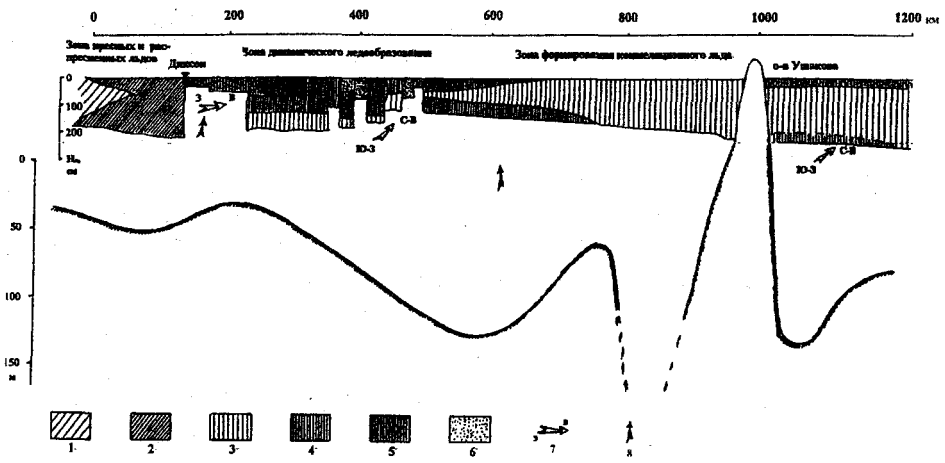


Рис. 20. Типовой структурный профиль ледяного покрова Карского моря по меридиану 80° в.д. от о–ва Диксон до о–ва Ушакова в конце сезона нарастания льда (*по данным многолетних структурных исследований ледяного покрова*):

Типы льда: *1* — группы А; *2* — группы Б; *3* — В2, В3; *4* — В4, В5; *5* — В6, В7; *6* — В8, В9; *7* — направление поверхностных течений (азимуты); *8* — наличие конвекции

тальное выклинивание происходит только в случае резкого нарушения термического режима у фронта кристаллизации. Например, при затоке водной массы с иными, чем прежде, гидрологическими параметрами.

При высокой степени динамичности условий ледообразования рост параллельно-волокнистых кристаллов нарушается поступающими к фронту кристаллизации кристаллами внутриводного и шугового льда. Такие условия наблюдаются как в зоне контакта пресной и морской воды [18, 22, 23, 25], так и на участках чистой открытой воды в осенне-зимний период [10, 20, 28]. Это обусловлено тем, что процессы динамического ледообразования связаны либо с переохлаждением воды, либо с быстрым оттоком тепла с открытой водной поверхности. Формирующиеся при этом мелкозернистые изометрические кристаллы могут в различной степени нарушать ориентированный рост кристаллов конжеляционного льда. Если количество таких кристаллов относительно невелико, например, в районах, находящихся на значительном удалении от очагов их образования, то нарастание ледяного покрова будет характеризоваться конжеляционно-внутриводным ледообразованием с формированием структурно-генетических типов В4, В5. Как показывают натурные наблюдения в Карском море, эти типы льда могут формироваться на расстоянии в десятки километров от стационарных полыней, являющихся одним из основных источников внутриводного ледообразования (рис. 20).

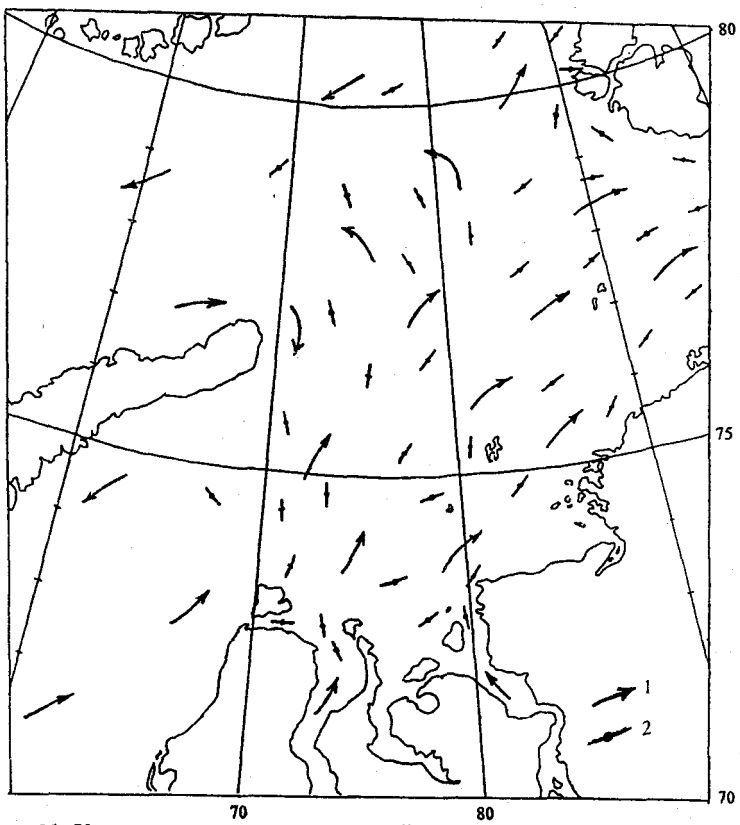


Рис. 21. Карта-схема пространственной упорядоченности строения ледяного покрова Карского моря:

1 — направление поверхностных течений [30], *2* — преобладающая ориентация С-осей кристаллов

При кратковременных, но очень интенсивных динамических условиях, наблюдающихся при шквалистом ветре и сильном волнении, ледообразование сопровождается взломом и торошением ледяного покрова. И, хотя ледопродуктивность в виде внутриводного льда и шуги при этом велика, подводные части торосов препятствуют распространению кристаллов под ледяным покровом, что приводит к их скоплению в районе образования [27]. Толщина таких слоев может достигать нескольких метров и при дальнейшем нарастании ледяного покрова имеет место внутриводно-шуговое ледообразование. Образовавшийся лед характеризуется неориентированными структурами с изометрической формой кристаллов и пониженной соленостью (льды типа В7, В8). Образованию льда типа В8 способствует также и выпавший на открытую водную поверхность снег. Вместе с кристаллами внутриводного и шугового льда снежура образует одну из самых мелкокристаллических структур льда, встречающихся в ледяном покрове.

Роль течений проявляется не только в транспортировке кристаллов внутриводного льда под ледяным покровом, но и в формировании пространственно-ориентированных структур (см. главу 2). Упорядоченность в ориентировке С-осей кристаллов на больших площадях выявлена в Карском (рис. 21), Чукотском морях, в море Бофорта [30], у побережья Антарктиды и подтверждена экспериментальными исследованиями [17]. Обнаруженное явление имеет научное и практическое значение, так как объясняет анизотропию физических свойств льда на больших площадях и позволяет по характеру структуры определять некоторые элементы подледных течений во время развития ледяного покрова.

В полярных морях широко распространены льды, происхождение которых связано с выпадением твердых атмосферных осадков. Так, из 56 структурных разрезов, выполненных в различных районах Арктики в разные годы, в 32 поверхностные слои ледяного покрова были сложены льдами, происхождение которых было связано со снегом. По своему строению, составу и физическим свойствам эти льды существенно отличаются от льдов конжеляционного и конжеляционно-внутриводного образования большей пористостью и мелкокристаллической структурой с хаотической ориентировкой С-осей кристаллов. Их формирование осуществляется при инфильтрационном ледообразовании, когда нижний слой снежного покрова на льду пропитывается водой (при нарушении изостатического равновесия ледяного покрова под тяжестью снега, вследствие образования трещин или в силу каких-либо других причин), которая заполняет все свободные промежутки, вытесняя вверх воздух и рассол.

Преимущественное распространение льды инфильтрационного ледообразования получили в условиях Антарктики при значительной аккумуляции метелевого снега на ледяном покрове (рис. 22). Даже многолетний лед прибрежной Антарктики в отличии от центральных арктических районов нарастает за счет аккумуляции метелевого снега и инфильтрационного ледообразования с верхней поверхности (рис. 23). В Арктике лед инфильтрационного образования осенне-зимнего периода встречается в основном на локальных участках в зоне аккумуляции метелевого снега вблизи торосистых образований.

Кроме поступления морской воды и ее последующего замерзания с формированием льда типа В9, лед инфильтрационного образования изометрической и даже упорядоченной структуры (в случае развития сублимационных кристаллов у поверхности льда в снежном покрове) может образоваться в результате поступления и последующего замерзания талой воды в весеннее время с образованием льда типа А9.

В последние годы более пристальное внимание при изучении строения ледяного покрова уделяется шельфовой зоне арктических морей, где особенно проявляется влияние пресноводного стока. Так, например, в Карском море (см. рис. 20, 24) и море Лаптевых [12] (рис. 25) формирование пространственной неоднородности строения ледяного покрова в большой сте-

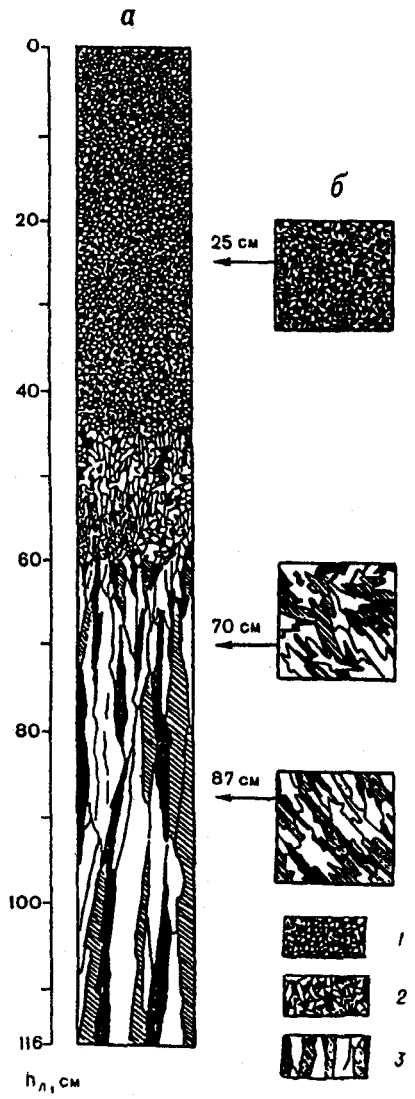


Рис. 22. Схематичный структурный разрез однолетнего антарктического припая в заливе Алашеева моря Космонавтов (декабрь 1976 г.):

а — вертикальный разрез толщи припая, *б* — горизонтальные срезы; *1* — снежно-водный лед типа В9; *2* — конжеляционно-внутриводный лед типа В4; *3* — конжеляционный лед типа В2

пени определяется динамичностью ледостава, характером распространения пресных и распресненных вод и транспортировкой кристаллов внутриводного льда и шуги на большие расстояния под ледяным покровом.

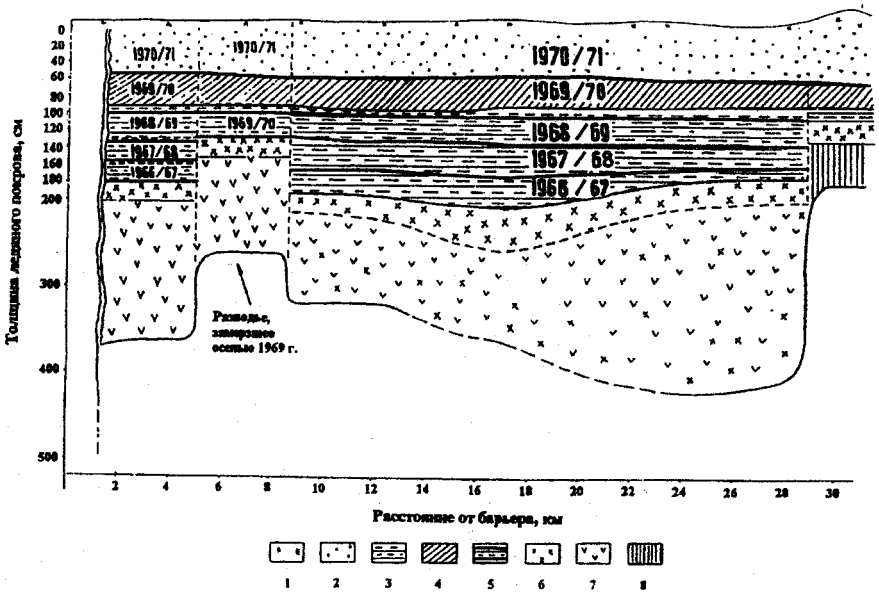


Рис. 23. Схематичный структурный профиль многолетнего льда по направлению от шельфового ледника в сторону кромки припая (залив Ленинградский, 1971г.):

1 — снег; *2* — фирн; *3* — лед типа В9; *4* — слой деструкции (вода, слабосвязанные между собой кристаллы льда); *5* — слои рекристаллизационного льда; *6* — лед типа В7 осеннего образования; *7* — лед типа В6 зимнего образования; *8* — лед типа В2 однолетнего припая

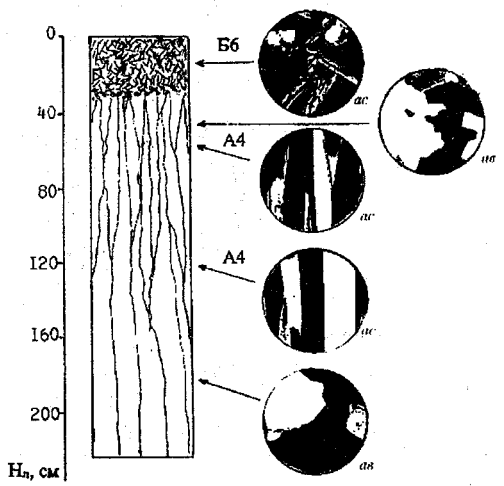


Рис. 24. Кристаллическое строение припая в Енисейском заливе Карского моря (апрель 1969 г.):

ас — вертикальные срезы; *ав* — горизонтальные срезы

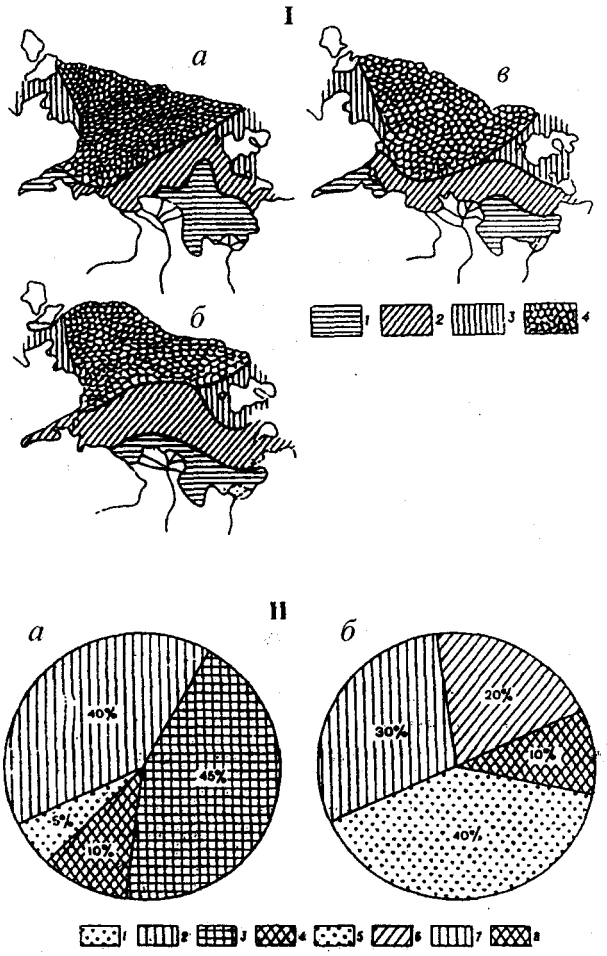


Рис. 25. Схемы строения ледяного покрова (I) и процентное соотношение льда различного происхождения и различных структурно-генетических типов (II) в море Лаптевых:

I — распределение преобладающих кристаллических структур льда в зависимости от характера распространения речных вод: *а* — при восточном распространении; *б* — при максимальном северном распространении; *в* — при минимальном северном распространении; *1* — призматические структуры группы А; *2* — призматические структуры группы Б; *3* — волокнистые структуры (В1, В2, В3); *4* — зернистые структуры в сочетании с волокнистыми (В4 — В8);

II — различие льда по происхождению (*а*): *1* — водно-снежный; *2* — конжеляционный; *3* — конжеляционно-внутриводный; *4* — метаморфический; и кристаллической структуре (*б*); *5* — зернистые; *6* — волокнистые; *7* — призматические; *8* — вторично-рекристаллизационные

Формирование сложных динамометаморфических структур льда в результате сжатия и торошения ледяных полей является одной из характерных особенностей кристаллического строения наиболее динамичных участ-

ков ледяного покрова арктических морей. К ним, прежде всего, можно отнести районы заприпайных полыней, где происходят периодические контакты дрейфующего и припайного льда. В дрейфующем ледяном массиве такие явления наблюдаются в зонах интенсивного дрейфа льда, где градиенты скорости в направлении перпендикулярном дрейфу наиболее велики. При этом в первом случае преобладают структуры, сформированные в результате лобового взаимодействия ледяных полей, а во втором — касательного. Их различия определяются характером деформаций кристаллов в зависимости от силы и продолжительности внешней нагрузки (см. главу 3).

4.2. СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРОЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В отличие от слоистости строения ледяного покрова, формируемой в период его нарастания, в весенне-летний период в результате процессов термометаморфизма в нем развивается сезонная слоистость с резкими изменениями в строении и физических свойствах льда. Наглядным примером многообразия метаморфических преобразований ледяного покрова полярных областей может служить различный характер строения однолетнего, двухлетнего и многолетнего льда в районе дрейфующей станции «СП-4» (1955/56 г., рис. 26, 27). Так, одна из основных особенностей строения многолетнего льда заключается в том, что его верхний деятельный слой (0—60 см) состоит из нескольких прослоек, отличающихся разнообразием форм кристаллов. Как следствие термометаморфических процессов преобладают неравномерно-

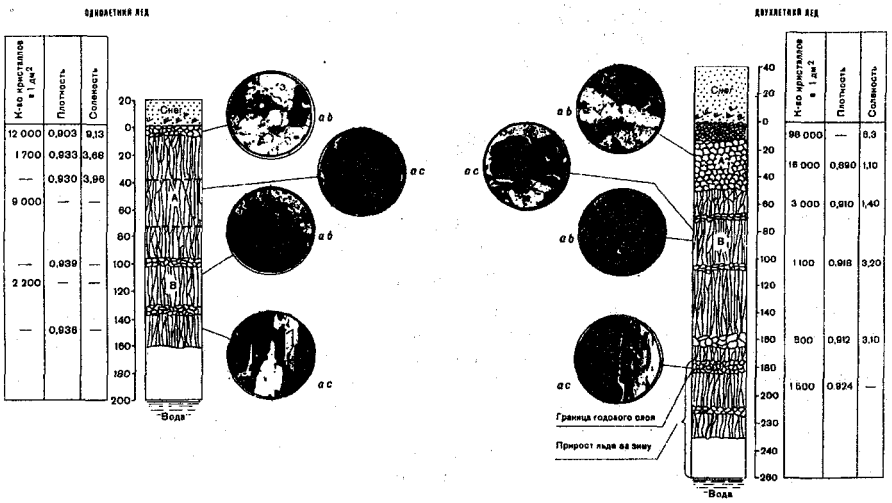


Рис. 26. Строение и основные физические свойства однолетнего и двухлетнего льда в районе дрейфующей станции «СП-4» (1955/56 г.):

ас — вертикальные срезы; *аб* — горизонтальные срезы. Слой А между горизонтами 40—75 см на однолетнем льду соответствует слою A_1 на двухлетнем льду, слой В соответственно слою B_1

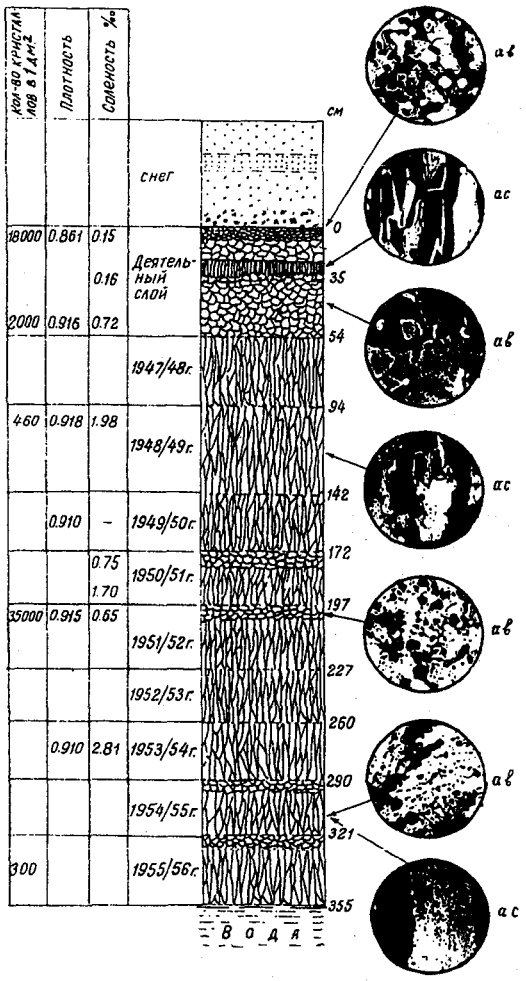


Рис. 27. Строение и основные физические свойства многолетнего льда на дрейфующей станции «СП-4» (1955/56 гг.):

ас — вертикальные срезы; *ав* — горизонтальные срезы

зернистые структуры. Причем, чем больше возраст льда, тем крупнее кристаллы. Подстилающий слой (60—120 см) представляет собой лед крупнозернистой структуры, которая образовалась при межфазовых переходах, связанных с миграцией рассола. Годовые прослойки слабо выражены и затушеваны структурными изменениями внутри слоев. В более глубоких слоях годовая слоистость выражена отчетливее. Вместе с тем слоистое строение отражает не только межгодовой, но и внутригодовой цикл развития. В годовых слоях также наблюдается смена волокнистого типа кристаллов на

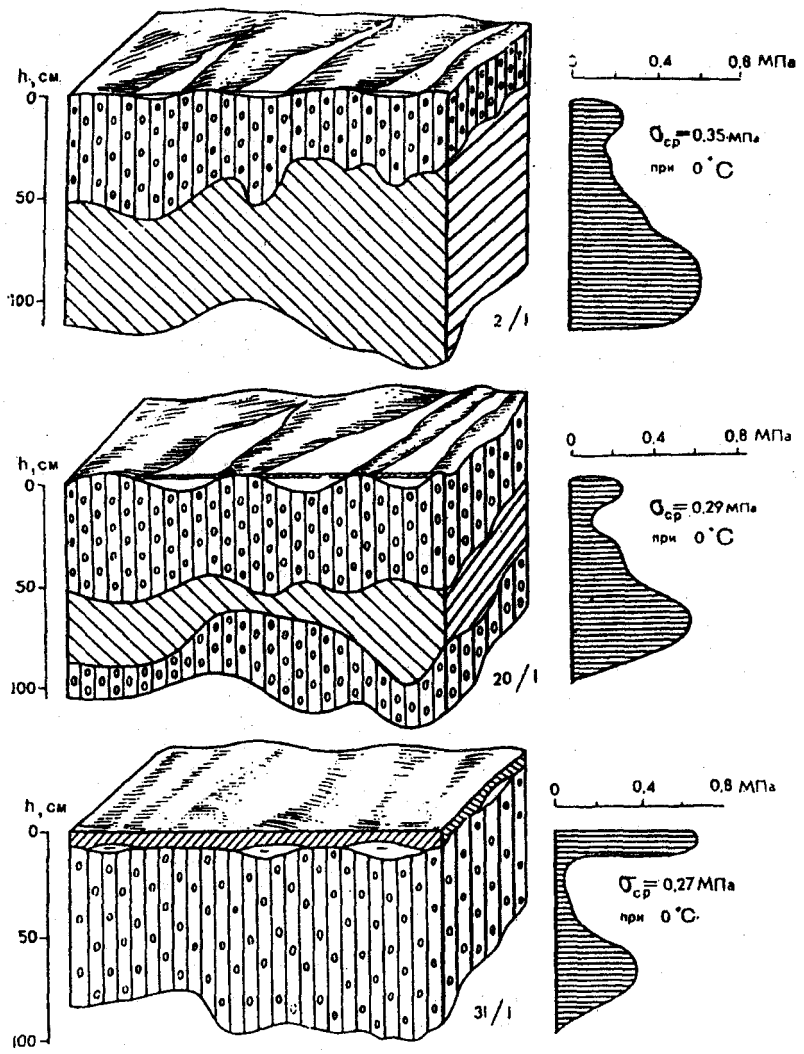
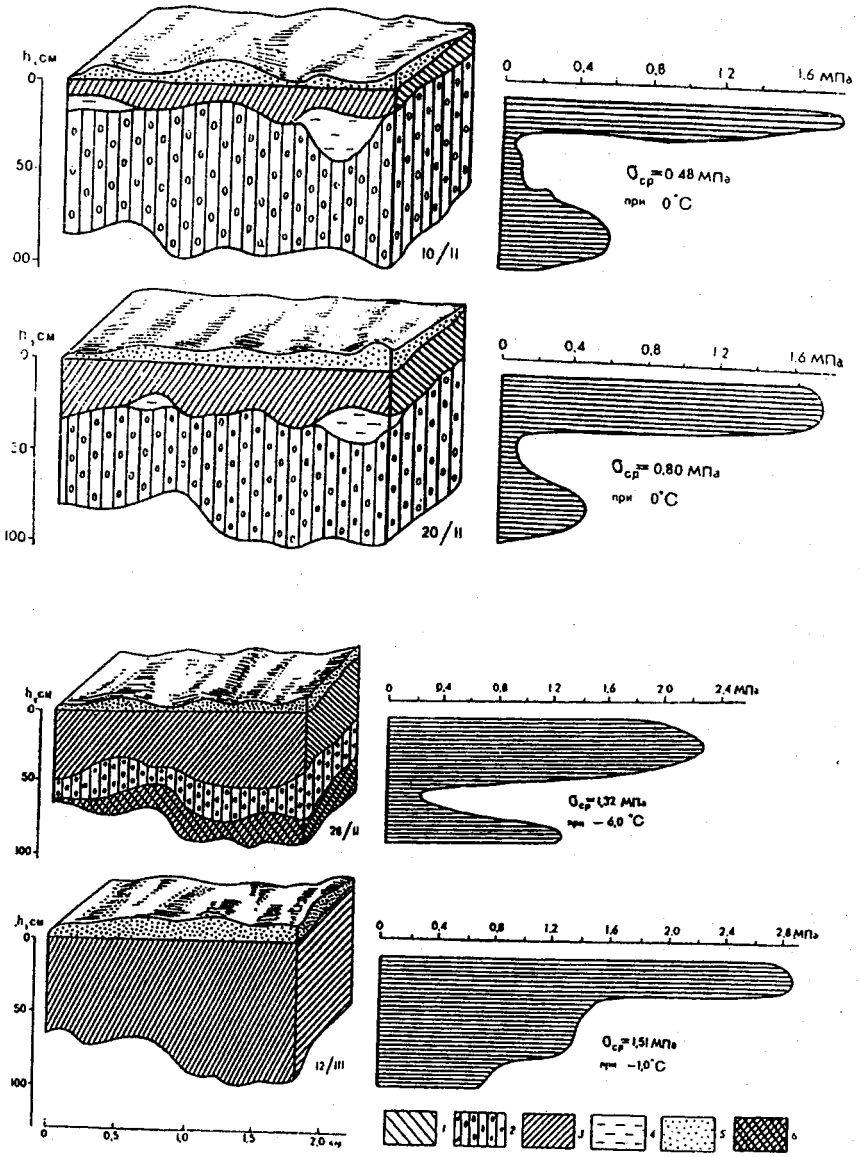


Рис. 28. Развитие сезонной слоистости в ледяном покрове Антарктики в сторону кромки припая и

1 — лед, сохраняющий зимнее строение и прочность; *2* — деструктивный слой; *5* — свежевыпавший снег;



по двухкилометровому профилю в направлении от берега изменение прочности льда при изгибе:

3 — вторичнорекристаллизационный лед; *4* — водяная прослойка; *6* — слой интенсивной инфильтрации морской воды

зернистые. Формы и размеры зернистых кристаллов разнообразны, встречаются структуры, связанные с вмерзанием кристаллов внутриводного льда. При этом в приполюсном районе Арктики толщина слоя, в котором волокнистые кристаллы однолетнего льда группы В преобразуются во вторичные с изометрической структурой группы Г, у двухлетнего льда составляет 20—30 см (см. рис. 26), на многолетних льдах — 50—80 см (см. рис. 27), а по наблюдениям на дрейфующих островах в зависимости от участка рельефа она достигает 120—140 см.

В условиях интенсивного радиационного прогрева ледяного покрова прибрежной Антарктики в течение летнего периода сезонная слоистость одного цикла развивается во всей толще однолетнего припая [5]. Этот процесс исследовался поэтапно в ледяном покрове залива Алашеева в море Космонавтов (рис. 28), где в условиях продолжительной антициклонической погоды и повышенной инсоляции одновременно с развитием деструктивного слоя с поверхности развивался слой вторично-рекристаллизационного льда. Значение этого слоя велико. Он не только упрочняет ледяной покров, но и служит как бы своеобразным изолятором для длинноволнового излучения из ледяного покрова. В дневные часы солнечная радиация поглощается всей толщей льда, а в ночные — излучение охватывает только поверхностные слои. Разница в соотношении прихода-расхода составляет парниковый эффект, интенсивно разрушающий внутренние слои ледяного покрова. Выполненные расчеты показывают, что для условий прибрежной Антарктики объем льда, растаявший в результате внутреннего таяния составляет более 1/3 объема льда, стаявшего в течение всего весенне-летнего сезона [3].

Роль термического метаморфизма проявляется и в развитии пространственной неоднородности строения ледяного покрова, что определяется климатическими условиями в период весенне-летнего таяния ледяного покрова. Резкие различия климата западных и восточных районов Арктики, связанные с интенсивностью и продолжительностью воздействия солнечной радиации, суточными колебаниями температуры, различной интенсивностью осадков, по-разному проявляются в развитии термометаморфических процессов. Так, для восточных районов с более континентальным климатом характерно интенсивное внутреннее таяние ледяного покрова с развитием мощного поверхностного деструктивного слоя. В западных районах с более мягким климатом и большей по сравнению с восточными районами облачностью характерно поверхностное таяние со слабым развитием деструктивного слоя.

Неоднородный характер развития сезонной слоистости ледяного покрова проявляется не только на обширных морских акваториях, но даже в масштабах одного района при структурной съемке на ледомерных площадках, полигонах, профилях. Объясняется это не только различиями, приведенными выше, но и особенностями поверхностного рельефа в период таяния. Например, развитие снежниц часто приводит к формированию

Таблица 6

Основные стадии состояния ледяного покрова приустьевых участков арктических морей в период весенне-летнего разрушения (типы льда А1, А2, А3, А4)

Стадия	Внешние признаки	Изменения в текстуре льда	Прочность льда при изгибе, % от зимней
1.	Первые признаки таяния в снежном покрове (оплавление отдельных зерен). Слабое помутнение и уменьшение прозрачности льда. На поверхности бесснежного льда оконтуриваются границы кристаллов.	Очень слабая трансформация воздушных включений. У нижней поверхности ледяного покрова формируется слой, состоящий из мелких пузырьков диаметром 0,1 мм.	80—90
2.	Происходит дальнейшее помутнение толщи льда. В базисной плоскости кристаллов в виде своеобразных дисков появляется талая вода. По периферии кристаллов развиваются водные прослойки. Образуется сеть стоковых русел. Поверхностный слой способен фильтровать талую воду. На поверхности ледяного покрова развиваются снежницы.	Происходит укрупнение мелких воздушных включений. Первичные включения приобретают сферическую форму, цилиндрические расшнуровываются на вертикальные цепочки сферических пузырьков.	40—50
3.	Стоковые канальца и отдельные поры образуют сложную систему стоковых русел заполненных талой водой. Фильтрация талой воды осуществляется через всю толщу ледяного покрова. Оконтуриваются границы кристаллов. Поверхность льда обсыхает. С поверхности ледяного покрова при ночных заморозках развивается слой вторично-рекристаллизационного льда.	Воздушные включения приобретают сложную ветвистую форму. Происходит эрозия их стенок.	20—30
4.	Толщина водяных прослоек между кристаллами увеличивается. Поверхность ледяного покрова становится ноздреватой, приобретая серый или темно-серый цвет.	Внутри кристаллов развиваются поры заполненные водой.	5—7
5.	Лед свободно распадается на отдельные кристаллы. Цвет поверхности становится матово-черный.	—	0

Таблица 7

Основные стадии состояния однолетнего арктического льда в период весенне-летнего разрушения (типы льда В1, В2, В3)

Стадия	Внешние признаки	Включения	Соленость	Прочность льда при изгибе, % от зимней
1.	Первые признаки радиационного таяния в снежном покрове (оплавление отдельных зерен).	Заметное развитие солевых ячеек и капиллярных пор. Развиваются стоковые каналы диаметром 1—3 мм.	Уменьшение солености поверхностного слоя до 5‰	80—90
2.	Появление на поверхности ледяного покрова инфильтрационного льда. Нижние слои снежного покрова пропитаны талой водой.	Стоковые каналы максимально развиты. В толще льда возникают солевые поры и развивается сеть стоковых русел диаметром 5—7 мм.	Происходит опреснение поверхностных слоев до 2‰. В нижних слоях изменений нет.	50—60
3.	Развивается поверхностный слой деструкции. Появляются первые снежницы. Слой инфильтрационного льда исчезает. Верхние слои свободно фильтруют талую воду. Выбуренный керн быстро теряет рассол и становится белесым.	Происходит дальнейшая трансформация солевых и воздушных включений.	Общее опреснение ледяной толщи до 1—3‰.	25—30
4.	Отмечается интенсивное таяние с поверхности. Снежницы углубляются. Вся толща льда способна фильтровать воду. Керн льда при слабом ударе распадается на отдельные волокна.	Стоковые русла развиты по всей толще льда и заполнены водой.	Среднеинтегральное по толщине значение солености льда изменяется в пределах 0,5—1,0 ‰	5—10
5.	Интенсивное таяние с верхней и нижней поверхности льда. Появляются проталины. Лед распадается на мелкие волокна.	Происходит дальнейшая эрозия стенок стоковых русел.	Среднеинтегральная по толщине соленость льда не превышает 0,5‰.	< 5

Таблица 8

Основные стадии состояния однолетнего льда прибрежной Антарктики в весенне-летне-осеннее время (типы льда В2, В3, В6)

Стадия	Внешние признаки	Включения	Среднеинтегральное по толщине значение солености льда, ‰	Прочность льда при изгибе, % от зимней
1.	Радиационно-подкорковое разрушение поверхностного слоя. Слабое таяние с верхней поверхности льда.	Развитие стоковых русел, опреснение поверхностного слоя льда.	3,5	70—80
2.	Интенсивное поверхностное таяние, развитие открытых снежниц и поверхностного деструктивного слоя.	Укрупнение стоковых русел и появление сквозных вертикальных пор.	2,0	40—50
3.	Интенсивное таяние с верхней и нижней поверхности льда с развитием деструктивных слоев	Дальнейшее развитие вертикальных пор диаметром 5—7 мм.	1,0	20—30
4.	Начало развития с поверхности слоя вторично-рекристаллизационного льда при интенсивном развитии слоя деструкции под влиянием парникового эффекта и таянии льда с нижней поверхности. В толще льда отмечаются скрытые снежницы или слои сильно разрыхленного льда, пропитанного водой.	В результате эрозии стенок вертикальные поры укрупняются и соединяются друг с другом.	0,3	5—10
5.	Развитие слоя вторично-рекристаллизационного льда с верхней поверхности ледяного покрова. Прекращение стаивания льда и уменьшения его толщины.	В условиях образования вторично-рекристаллизационного льда происходит развитие вторичных включений.	0,3—2,0	10—30

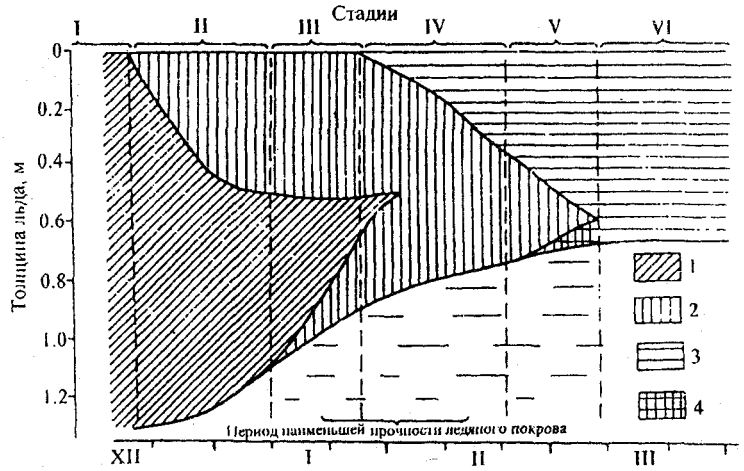


Рис. 29. Развитие сезонной слоистости ледяного покрова Антарктики с выделением стадий физического состояния (по наблюдениям на ледоисследовательской площадке залива Алашеева, море Космонавтов):

1 — лед, сохраняющий зимнюю структуру; *2* — деструктивный слой; *3* — вторично-рекристаллизационный лед; *4* — слой инфильтрации морской воды

бугристого рельефа с неоднородностью толщины льда по площади и различной величиной альбедо поверхности.

Последовательный характер термометаморфических преобразований снежно-ледяной толщи в весенне-летне-осеннее время с развитием сезонной слоистости и резкими изменениями физических свойств льда позволяет выделить стадии физического состояния ледяного покрова (табл. 6—8, рис. 29). Под стадиями физического состояния необходимо понимать последовательные изменения в строении ледяного покрова и физических свойствах слагающего его льда во времени под воздействием термометаморфических процессов, которые, в свою очередь, зависят от гидрометеорологических условий во время таяния и осеннего упрочнения льда. В связи с этим выделение стадий физического состояния морского ледяного покрова можно проводить только с учетом региональных особенностей развития всех этих процессов в каждом конкретном водоеме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многообразие типов кристаллического строения морского ледяного покрова и процессы, обусловливающие его пространственно-временную изменчивость, свидетельствуют о том, что этот географический объект является сложной, многокомпонентной гляциологической системой, заметно реагирующей как на большинство закономерностей гидрометеорологического режима морей полярных областей, так и на их отклонения. В связи с этим учет его строения и физического состояния при проведении различных физических исследований контактными или дистанционными методами способствует более глубокому анализу роли тех или иных факторов, влияющих на их конечные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вайнштейн Б.К.* Симметрия кристаллов, методы структурной кристаллографии. Современная кристаллография. — М.: Наука, 1979. — Т.1. — 190 с.
2. Гляциологический словарь. —Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 526 с.
3. *Козловский А.М., Назинцев Ю.Л., Федотов В.И., Черепанов Н.В.* Припай Восточной Антарктиды//Тр. САЭ. — 1977. — Т.63. — 129 с.
4. *Колмогоров А.Н.* Геометрический отбор кристаллов. Доклады АН СССР. — 1949. — № 65 (5). — С. 681—684.
5. *Корнилов Н.А., Леонтьев Е.Б., Федотов В.И.* Ледовые условия, состояние ледяного покрова и некоторые характеристики припайного льда залива Алашеева// Информ. бюл. САЭ. —1987. — № 109. — С. 18—28.
6. *Назинцев Ю.Л., Тышко К.П.* Некоторые особенности распределения объема пор с воздухом и рассолом в морских льдах//Электрофизические и физико-механические свойства льда/Под ред. В.В.Богородского, В.П.Гаврило. —Л.: Гидрометеоиздат, 1989 —С. 109—124.
7. Руководство по изучению физико-механических свойств льда/Под ред. Г.Н.Яковлева. Л.: Изд. ААНИИ, 1971. —45 с.
8. *Савельев Б.А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. —М.: Изд. Московского университета, 1971. —506 с.
9. *Страхов М.В.* Исследование пространственно-ориентированных кристаллических структур арктического морского льда//Электрофизические и физико-механические свойства льда/Под ред. В.В.Богородского, В.П.Гаврило. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — С. 134—143.
10. *Тышко К.П.* Осенне-зимняя термохалинная конвекция и внутриводное ледообразование в море//Тр. ААНИИ. —1990. — Т.418. —С. 122—133.
11. *Тышко К.П., Черепанов Н.В.* Особенности динамического ледообразования в арктических морях//Тез. докл. 1-й междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России». —СПб: Изд. Гос. техн. ун-т, 1993. —С. 90—92.
12. *Федотов В.И.* Строение однолетнего льда моря Лаптевых в весенний период// Тр. ААНИИ. —1976. —Т. 331. —С. 151—156.
13. *Черепанов Н.В.* Роль термического режима водоема в формировании кристаллической структуры льда//Проблемы Арктики и Антарктики —1968. —Вып.29. —С. 55—63.
14. *Черепанов Н.В.* Структура морского льда большой толщины//Тр. ААНИИ. —1964. —Т. 267. —С. 13—18.
15. *Черепанов Н.В.* Пространственная упорядоченность структуры морского льда //Проблемы Арктики и Антарктики. —1971. —Т. 38. —С. 137—140.
16. *Черепанов Н.В.* Классификация льдов природных водоемов//Тр. ААНИИ. —1976. —Т. 331. — С. 77—99.
17. *Черепанов Н.В., Страхов М.В.* Лабораторные исследования ориентированного роста кристаллов в движущемся водном потоке//Электрофизические и физико-механические свойства льда/ Под ред. В.В.Богородского, В.П.Гаврило. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — С.144—153.

18. *Черепанов Н.В., Назинцев Ю.Л., Тышко К.П.* Контактное переохлаждение воды и внутриводное ледообразование в море//Электрофизические и физико-механические свойства льда/Под ред. В.В.Богородского., В.П.Гаврило. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — С. 57—66.
19. *Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. — М.: Изд. АН СССР, 1955. —467 с.
20. *Katsaros K.B.* Supercooling at the surface of an Arctic lead//J. Phys. Ocean. — 1973. — № 3 (4). — P. 482—486.
21. *Ketcham W.M., Hobbs P.V.* The preferred orientation in the growth of ice from the melt//J. Cryst. Growth. — 1967. —Vol.1. — P. 263—270.
22. *Krylov A.D., Zatsepin A.G.* Frazil ice formation due to difference in heat and salt exchange across a density interface//J. of Mar. Syst. — 1992. — Vol.3. — P. 497 — 506.
23. *Martin S., Kauffman P.* The evolution of under ice melt ponds, or double-diffusion at the freezing point//J. Fluid Mech. — 1974. — Vol.64. —P. 507 — 527.
24. *Ramseier R.O.* Origin of preferred orientation in columnar ice//J. Cryst. Growth. — 1968. — № 3, 4. — P. 621—624.
25. *Stigebrandt A.* On the rate of ice formation in water cooled by a more saline sublayer //Tellus. — 1981. — Vol.33. — P. 604—609.
26. *Strakhov M.V., Tyshko K.P., Fedotov V.I., Cherepanov N.V.* The Peculiarities of the Kara and Barents Seas Ice Cover Formation and Schematic Mapping of its Structure and Main Physical Properties//Proc. of 13-th Intern. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC-95), August 15—18, 1995, Murmansk. —St.Petersburg. —1995. —Vol.3. — P. 81—94.
27. *Tyshko K.P., Cherepanov N.V.* Seasonal Variability of Dynamic Ice Formation and Probability of Appearing Icebreaker Board Ice Sticking in the Western Part of the Northern Sea Route//Proc. of 13-th Intern. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC-95), August 15—18, 1995, Murmansk. —St.Petersburg. —1995. — Vol.3. —P. 94—104.
28. *Ushio S., Wakatsuchi M.* Rapid frazil ice production in coastal polynya: laboratory experiments//Proc. NIPR, Symp. polar Meteorol. and Glaciol. — 1989. — №2. — P. 117—126.
29. *Weeks W.F., Ackley S.F.* The growth, structure and properties of sea ice//Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Monograph 82-1. —1982. —136 p.
30. *Weeks W.F., Gow A.J.* Preferred crystal orientations of the fast ice along the margins of the Arctic ocean//J. of Geophys. Res. —1978. —Vol.83.—№10.—P. 5105—5121.
31. *Weeks W.F., Wettlaufer J.S.* Crystal orientation in floating ice sheets//The Johan. Weert. Symp. — 1996. — P. 337—350.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Глава 1. Основные характеристики и методы исследования строения морского ледяного покрова 4
1.1. Текстура льда 5
1.2. Структура льда 11
1.3. Основные методы исследований строения льда 15
Глава 2. Виды ледообразования и структурно-генетическая классификация льдов природных водоемов 21
Льды группы А 27
Льды группы Б 30
Льды группы В 30
Глава 3. Метаморфизм строения льда под воздействием термических и динамических факторов 35
3.1. Сезонные преобразования текстурно-структурных характеристик льда (термометаморфизм) 35
3.2. Преобразования кристаллической структуры льда под воздействием динамических факторов (динамометаморфизм) .. 39
Глава 4. Пространственно-временная изменчивость строения ледяного покрова морей полярных областей 46
4.1. Неоднородность строения морского ледяного покрова 46
4.2. Сезонная изменчивость строения ледяного покрова 54
Заключение 63
Список литературы 64