В. П. ВЕЙНБЕРГ

ЛЕД

СВОЙСТВА, ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ИСЧЕЗНОВЕНИЕ ЛЬДА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ТЕХНИКО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1940 Ленинград

Б. П. ВЕЙНБЕРГ

ЛЕД

СВОЙСТВА, ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ИСЧЕЗНОВЕНИЕ ЛЬДА

составлена при участии:
В. Я. АЛЬТБЕРГА, В. И. АРНОЛЬД-АЛЯБЬЕВА, М. П. ГОЛОВКОВА, С. М. ГОРЛЕНКО, А.-Б. ДОБРОВОЛЬСКОГО, А. Ф. КАЗАНСКОГО, Г. Ф. МИРЧИНКА, М. И. СУМГИНА, Е. И. ТИХОМИРОВА, А. А. ШЕПЕЛЕВСКОГО

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ТЕХНИКО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1940 Ленинград

551
В—26

Отв. редактор *Ананиашвили, Э. Г.* Технич. редактор

Ленгорлит № 5612. Сдано в набор 17/II 1939 г. Подписа
1939 г. Бумага 60×92¹/₁₆. Колич. печ. зн. в 1 бум. л. 90.
Уч.-авт. л. 32,22. Тираж 2000. Заказ № 1207. Издат. № 1

Типография „Красный Печатник". Ленинград, Междуна

ОТ РЕДАКТОРА

Первоначально было предположено в основу монографии «Лед» на русском языке положить перевод — с некоторыми изменениями, сокращениями и дополнениями — обстоятельной и единственной в мировой литературе монографии по льду проф. А.-Б. Добровольского «Historja naturalna lodu», законченной составлением в 1916 г., но появившейся в свет значительно позднее (1923 г.). Однако от этого плана пришлось отказаться, вследствие весьма большого объема книги Добровольского (более 75 печ. листов, если считать лист в 40 000 печ. зн.), накопления за последние 20 лет многих новых данных, не вошедших в нее, и того, что Добровольский почти не затрагивает чрезвычайно актуальных для советского инженера или хозяйственника вопросов об использовании льда и о борьбе со льдом.

Поэтому из совместной работы А.-Б. Добровольского и моей монография «Лед» превратилась в коллективный труд ряда высококомпетентных специалистов, под общей моей редакцией, при которой я стремился лишь к объединению и согласованию отдельных частей книги.

От имени коллектива авторов заранее выражаю признательность всем читателям, которые укажут нам те или иные пробелы, неизбежные при том новом и большом деле, какое мы попытались осуществить.

Ссылки на источники даются отдельно к каждой главе. Как общее правило, в ссылке приводятся инициалы (или имя) и фамилия автора или авторов и место, где напечатана работа (том, страница и год журнала или заглавие книги и место и год ее издания). Звездочкой (*) перед номером источника отмечены работы, не доступные в данное время мне, как редактору.

Нумерация источников — отдельная для каждой главы. В случае если какой-либо источник был уже указан в литературе одной из предшествующих глав, вместо повторения библиографического указания дается ссылка на ту главу, где он был впервые указан, с добавлением его прежнего номера. Нумерация формул также отдельная для каждой главы.

Рукопись настоящей монографии была закончена в июне 1936 г. Появившиеся за последние три года работы и произведенные советскими специалистами исследования потребовали значительных дополнений, которые частично пришлось поместить в конце книги.

Б. П. ВЕЙНБЕРГ

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СВОЙСТВА ЛЬДА

I. Термодинамика превращений воды

Б. П. Вейнберг

§ 1. Различные понимания слова «лед» и принципы классификации различных видов льда 13
§ 2. Значение льда для геофизических процессов и для материальной культуры человечества 19
§ 3. Противоречия между значением льда для человека и объемом и глубиной сведений о нем 21
§ 4. Устойчивое равновесие и превращения фаз 24
§ 5. Влияние добавочного давления на температуру перехода . . . 29
§ 6. Замерзание растворов 32
§ 7. Превращения фаз при неустойчивом равновесии 36
§ 8. Превращения фаз в неизолированной системе 41
§ 9. Превращения фаз воды при естественном расположении слоев различных фаз 45
§ 10. Превращения фаз воды при неестественном расположении слоев различных фаз 49
§ 11. Превращения фаз воды при перемешивании 51
§ 12. Превращения трехфазной системы лед—вода—водяной пар . . 55
§ 13. Превращения фазы воды на поверхности тела конечных размеров, имеющего температуру, отличную от температуры этой фазы 61
§ 14. Превращения фазы воды на поверхности безконечно простирающейся среды с температурой, отличной от температуры фазы . . 67
§ 15. Режеляция или смерзание льда 73
§ 16. Рекристаллизация льда 87
§ 17. Миграция включений соляных растворов во льде 88

II. Числовые характеристики условий превращения водяного пара и жидкой воды в твердое состояние

Б. П. Вейнберг

§ 1. Постановка вопроса 92
§ 2. Упругости пара, насыщающего пространство над льдом и над переохлажденной водой 96
§ 3. Температуры плавления льда при различных давлениях 101
§ 4. Теплоемкости льда и переохлажденной воды в зависимости от температуры 107
§ 5. Теплота плавления чистого льда 111
§ 6. Теплоемкость и теплота плавления соленого льда 115
§ 7. Плотность чистого льда при 0° 118

Стр.

§ 8. Плотность соленого льда 124
§ 9. Зависимость плотности льда от температуры и давления . . . 126
§ 10. Плотность и другие свойства переохлажденной воды 130
§ 11. Теплота возгонки льда 132
§ 12. Температура и давление в тройной точке воды 132
§ 13. Способность к самопроизвольной кристаллизации у переохлажденной воды 135
§ 14. Скорость кристаллизации переохлажденной воды 154
§ 15. Теплопроводность льда и переохлажденной воды 160
§ 16. Скользкость льда 163

III. Механические, оптические и другие свойства льда

Б. П. Вейнберг (§ 1—12), А. Ф. Казанский (§ 13)

§ 1. Классификация механических свойств льда 171
§ 2. Предел упругости льда 173
§ 3. Оценка порядка величины предела упругости льда на основании приложения теории релаксации 177
§ 4. Упругие постоянные льда 181
§ 5. Коэфициент Пуассона у льда 189
§ 6. Поведение льда при действии сил, превышающих предел упругости 190
§ 7. Коэфициент внутреннего трения льда 193
§ 8. Выдавливание льда через отверстие 195
§ 9. Значение определений предела пластичности льда 198
§ 10. Сводка опытных данных по определениям предела пластичности льда 201
§ 11. Электрические и магнитные свойства льда 215
§ 12. Оптические свойства льда 217
§ 13. Микрофлора льда 221

IV. Структура льда

В. Я. Альтберг

§ 1. Расположение атомов в кристаллической решетке льда по данным рентгенографического анализа 228
§ 2. Расположение электронов в молекуле воды и молекул воды относительно друг друга 230
§ 3. Данные исследования методом спектров Рамана 234
§ 4. Вероятное соотношение между жидким и твердым состоянием вещества вообще и в частности воды 236

V. Некоторые свойства снежного покрова

Б. П. Вейнберг (§ 1, 3, 5 и 6),

С. М. Горленко по А.-Б. Добровольскому (§ 2 и 4)

§ 1. Трудности и значение изучения свойств снега. 239
§ 2. Плотность различных слоев снежного покрова 242
§ 3. Процесс увеличения плотности снежного покрова 243
§ 4. Теплопроводность снежного покрова 246
§ 5. Радиационные свойства снежного покрова 252
§ 6. Механические свойства снега 253

VI. Общая кристаллография льда

Б. П. Вейнберг (§ 1), М. П. Головков (§ 2, 16), А.-Б. Добровольский (§ 3—15)

§ 1. Наблюдательный материал по кристаллографии льда 259
§ 2. Обзор взглядов на кристаллическую систему льда 264
§ 3. Сводка результатов по общей кристаллографии льда 264
§ 4. Одноосность кристаллов льда 265
§ 5. Принадлежность кристаллов льда к гексагональной системе . 265
§ 6. Принадлежность кристаллов льда к тригональному типу гексагональной системы 267
§ 7. Гемоморфизм кристаллов льда 272
§ 8. Принадлежность кристаллов льда к классу $L_3 3P$ гексагональной системы 275
§ 9. Экспериментальные методы определения симметрии кристаллов льда 276
§ 10. Три главных вида льда (пластинчатый, стержневидный, игольчатый) 276
§ 11. Факторы изменчивости видов у кристаллов льда 278
§ 12. Сростки 278
§ 13. Кристаллографическая постоянная льда 279
§ 14. Полиморфизм льда 280
§ 15. Лед Барендрехта и Валлерана 281
§ 16. Некоторые данные по кристаллографии морского льда 282

VII. Общая петрография льда

Б. П. Вейнберг (§ 1), А.-Б. Добровольский (§ 2, 3), М. П. Головков (§ 4)

§ 1. Лед как горная порода 283
§ 2. Магматические ледяные породы (по классификации Добровольского). 285
§ 3. Осадочные ледяные породы (по классификации Добровольского). 288
§ 4. Некоторые данные о петрографии морского льда [3]. 289

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОБРАЗОВАНИЕ И СУДЬБЫ ЛЬДА В ПРИРОДЕ

VIII. Возникновение льда в атмосфере

Б. П. Вейнберг

§ 1. Значение вопросов об образовании и судьбах различных видов льда в природе 297
§ 2. Неустойчивость водяного пара в атмосфере 298
§ 3. Непостоянство атмосферного льда (по Добровольскому) 300
§ 4. Ядра кристаллизации атмосферного льда 301
§ 5. Условия возникновения атмосферного льда 308
§ 6. Состав снега 311

IX. Генезис и особенности различных видов сублимационного льда

Б. П. Вейнберг

§ 1. Льдистые облака и туманы и условия роста их элементов . . . 314
§ 2. Размеры и форма снежинок в связи с метеорологическими условиями на пути их падения 318

Стр.
§ 3. Алмазная пыль 323
§ 4. Хлопья снега (по Добровольскому) 324
§ 5. Крупа (по Добровольскому) 326
§ 6. Иней и изморозь 328
§ 7. Морозные узоры на окнах 333
§ 8. Пещерный и почвенный сублимационный лед 336

X. Оптические явления в атмосфере, вызываемые наличием в ней ледяных кристаллов

Е. И. Тихомиров

§ 1. Классификация оптических явлений, зависящих от присутствия ледяных кристаллов в атмосфере 339
§ 2. Теоретические объяснения оптических явлений, зависящих от присутствия ледяных кристаллов в атмосфере 340
§ 3. Роль дифракции в оптических явлениях, зависящих от присутствия ледяных кристаллов в атмосфере 345

XI. Генезис и особенности различных форм водного льда

Б. П. Вейнберг

§ 1. Ледяной дождь 347
§ 2. Град 348
§ 3. Гололед 355
§ 4. Сосульки, водный, пещерный и почвенный лед 357
§ 5. Классификация случаев образования водного льда в гидросфере. 358
§ 6. Физические и геофизические условия ледообразования . . . 360
§ 7. Калорический режим водоема и водотока перед образованием ледового покрова с качественной стороны 362

XII. Формы образования ледяного покрова водоемов

В. И. Арнольд-Алябьев

§ 1. Различные формы ледяного покрова и их систематика 371
§ 2. Терминология морских ледяных образований 373
§ 3. Количественные характеристики степени покрытости льдом поверхности водоема 381
§ 4. Виды пресноводных ледяных образований 383
§ 5. Строение ледяного покрова 385
§ 6. Твердые и органические включения в ледяной покров 389

XIII. Рост и исчезновение ледяного покрова

Б. П. Вейнберг (§ 1 и 2), А. А. Шепелевский (§ 3 и 4), В. И. Арнольд-Алябьев (§ 5)

§ 1. Классификация методов выражения закономерностей изменения толщины ледяного покрова с течением времени 392
§ 2. Геофизически-эмпирические формулы для изменения толщины льда с течением времени 396
§ 3. Энергетически-эмпирические формулы изменения толщины льда с течением времени 396
§ 4. Климатологически-эмпирические формулы для изменения толщины льда с течением времени 400
§ 5. Таяние ледяного покрова 405

XIV. Снежный покров и его динамика

Б. П. Вейнберг (§ 1 и 6),

С. М. Горленко по А.-Б. Добровольскому (§ 2—5)

§ 1. Виды снежного покрова 410
§ 2. Движение снега в случае препятствия, свободно взвешенного в воздухе 419
§ 3. Образование вынужденных наносов 425
§ 4. Волнообразные наносы 430
§ 5. Снежный покров в области наносов 434
§ 6. Судьбы снежного покрова 438

XV. Ледниковый покров и его судьбы

Б. П. Вейнберг

§ 1. Движение льда в ледниках 441
§ 2. Кинематика движения льда в ледниках 446
§ 3. Кинетические теории движения льда в ледниках 452

XVI. Лед в вечно мерзлых грунтах

М. И. Сумгин

§ 1. Классификация мерзлых грунтов по продолжительности их существования 460
§ 2. Географическое распространение вечной мерзлоты 462
§ 3. Мощность вечной мерзлоты 464
§ 4. Типы льда, заключенного в вечной мерзлоте 464
§ 5. Количественные характеристики мерзлых грунтов 468
§ 6. Миграция воды в процессе замерзания грунта 473
§ 7. Пучение грунтов (наледные явления) 479
§ 8. Механические свойства мерзлых грунтов 484
§ 9. Особенности теплового режима в деятельном слое 485

XVII. Общая геология льда

Г. Ф. Мирчинк

§ 1. Современное обледенение земного шара 491
§ 2. Ледниковые века 491
§ 3. Причины ледниковых веков 494
Добавление I 496
Добавление II 500
Добавление III 511
Добавление IV . . . . . .
Алфавитный список авторов . . . . . .

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СВОЙСТВА ЛЬДА

Глава I

ТЕРМОДИНАМИКА ПРЕВРАЩЕНИЙ ВОДЫ

В. П. ВЕЙНБЕРГ

§ 1. Различные понимания слова «лед» и принципы классификации различных видов льда

Слово «лед» понимается обычно трояким образом.

1. Как твердая фаза «воды» — химического соединения состава H_2O — независимо от того, получена ли эта фаза искусственно или образовалась естественным путем в природе.

2. Как особая форма воды в твердом состоянии, характеризуемая отсутствием внешней кристаллографической формы и сплошностью (лед озерный, речной, морской, ледниковый и искусственный и даже льдинки, выпадающие летом из облаков и называемые в этом случае градинами), в отличие от таких форм воды в твердом состоянии, как снег, изморозь, иней.

3. Как вода в твердом состоянии в природе, независимо от формы, в какой она встречается.

Первое и второе понимания можно назвать *физическими*, причем второе по существу является *генетически-физическим* в связи с тем, что формы воды в твердом состоянии, называемые «льдом» в этом смысле, получаются от превращения воды в твердое состояние из жидкой воды, тогда как снег, изморозь, иней — от превращения в твердое состояние водяного пара. Третье же понимание можно считать *геофизическим*, так как оно подводит нас к понятию льда с точки зрения встречаемости воды в твердом состоянии на земном шаре.

Мы будем в дальнейшем придерживаться последнего понимания слова «лед», хотя оно только теперь начинает завоевывать себе право гражданства. Мы будем понимать, таким образом, под льдом всякую воду в твердом состоянии в природе, вне зависимости от того, в какой сфере земного шара — в атмосфере, гидросфере или литосфере — находится этот лед, и от того, путем каких изменений агрегатного состояния получился этот лед и какие геофизические процессы вызвали эти процессы, а также вне зависимости от степени химической чистоты рассматриваемого льда, от внешней геометрической формы отдельных кусков льда, с какими мы имели дело, и, наконец, от формы залегания этих кусков, если речь будет итти о льде в литосфере.

При таком понимании наиболее крупное затруднение, — пожалуй, единственное — будут представлять случаи, когда «лед» не заполняет собой сплошь всей той части пространства на земном шаре, где он находится и где он является лишь отдельной фазой многофазной системы, которая может быть практически или теоретически отделена от остальных фаз механическим путем.

Примеры: снежный покров; фирн; вода, несущая шугу; донный лед; морской лед (строго говоря, любой лед, получившийся путем замерзания жидкой, не химически чистой воды); лед, заключающий пузырьки воздуха тех или иных размеров; лед со включением «твердых частиц; лед, составляющий часть «льдистой породы» [1] или «мерзлого грунта» [2]. В таких случаях мы будем понимать под льдом не только те куски воды в твердом состоянии, которые более или менее явно выделяются среди остальных фаз системы, но и те более или менее сплошные массы такой многофазной системы, в которых остальные фазы не играют доминирующей роли. Установление границы, до которой такой лед нужно рассматривать, как лед с примесями, а по переходе через которую сам лед является примесью, конечно, условно, так как в подобных случаях количество лишь постепенно переходит в качество. Однако, поскольку такая оговорка сделана, нам думается, что не может возникнуть никаких недоразумений относительно того, что морской лед даже весьма большой солености или «вечная мерзлота» с большой «льдонасыщенностью» ([2], стр. 111) является все-таки льдом, а мирабилит, осаждающийся на дне Карабугаза зимой и заключающий в виде прослоек «лед», не есть лед.

Мы в сущности подошли вплотную к вопросу о классификации различных *видов* льда, как мы будем называть категории льда, различающиеся по одному из перечисленных выше признаков, не прибегая по возможности ни к слову «формы» льда, которое мы сохраним для характеристики внешней поверхности отдельных кусков льда, ни к более или менее неопределенному термину «разновидность».

Отметим сразу недостаточную согласованность и даже несистематичность как в классификации различных видов льда, так и в характеристиках и названиях их. Это обстоятельство, с одной стороны, позволит нам не быть слишком ригористичными в классификации, а с другой стороны, будет побуждать нас по возможности уточнять терминологию, относящуюся к различным видам льда, указывая в то же время степень общепринятости ее в каждом отдельном случае.

Остановимся прежде всего на подразделении видов льда по нескольким основным категориям — на первичной классификации льдов — и отметим сразу, что различные авторы предлагают различные принципы как для этой, так и для более дробной или вторичной классификации. Принципам этим можно дать следующие названия:

1) *геофизико-топографический* — по той сфере земного шара, где находится рассматриваемый вид льда:

2) *географический* — по тем местам на земном шаре, где находится рассматриваемый вид льда;

3) *геохимический* — по химическому составу льда в связи с геологическими или геофизическими условиями его образования;

4) *физико-генетический* — по тому, путем каких изменений агрегатного состояния получился данный вид льда;

5) *геофизико-генетический* — по тому, какими физическими процессами на земном шаре вызвано образование данного вида льда;

6) *петрографическо-генетический* или *геолого-генетический* принцип классификации, отличающийся от предыдущего в том отношении, что геофизические процессы рассматриваются с точки зрения образования горных пород;

7) *морфологический* — по внешней форме куска льда.

Для «первичной» классификации, о которой мы говорили выше, применялись не все из этих принципов, причем не всегда вполне систематично и последовательно. Одной из наиболее выдержанных могла бы быть (повидимому, первая по времени) классификация, какую применил проф. А.-Б. Добровольский в его классическом фундаментальном труде «Естественная история льда» [3], из которого мы будем не раз давать выдержки. Добровольский, в качестве первичного подразделения видов льда, различает «лед атмосферный», «лед водный» и «лед почвенный» по той сфере земного шара, где находится та или иная разновидность льда — в атмосфере, в гидросфере или в литосфере. Однако этим геофизико-топографическим принципом классификации Добровольский в своей книги пользуется только отчасти, прибегая параллельно с ним к принципу геофизико-генетическому и понимая под водным льдом лед, получающийся из жидкой воды, с дальнейшим подразделением на лед, получающийся при замерзании «спокойных» вод, находящихся на *поверхности* земли, при замерзании вод «неспокойных» ([3], стр. 360) или «взволнованных» (стр. 17 и 926), тоже находящихся на поверхности земли, — на лед, получающийся в результате замерзания воды *внутри почвы* (стр. 926) или в результате промерзания влажной почвы (стр. 18), и на лед, получающийся в результате замерзания *атмосферной воды* (стр. 926), или иначе, в результате *замерзания капель* (стр. 18 и 293).

При таком подразделении град оказался у Добровольского в разделе атмосферного льда, генетически вполне сродный с ним ледяной дождь — в разделе водного льда, а «внутриводный лед» — термин, предложенный у нас (весьма удачно, с моей точки зрения) для всякого вида льда, находящегося вопреки своему меньшему удельному весу внутри воды (будет ли это у верхней поверхности водотока или у дна его), — оказался в разделе водного льда, хотя несомненно, что в ряде случаев (по моему личному мнению — почти во всех,

если не абсолютно во всех) элементы такого внутриводного льда образуются в атмосфере.

Если строго проводить *физико-генетический* принцип классификации различных видов льда, то следовало бы их разделить на три основных категории:

1. Лед *сублимационный*, получившийся путем перехода водяного пара непосредственно в твердое состояние (см. ниже).

2. Лед *конжеляционный*, т. е. получившийся путем замерзания жидкой воды.

3. Лед *режеляционный*, получившийся путем *смерзания* элементов сублимационного или конжеляционного льда частично под влиянием повышенного давления или, точнее, в местах повышенного давления обратившегося в жидкое состояние с последующим замерзанием получившейся жидкой воды.

Но так как вопрос о генезисе той или другой разновидности льда не всегда является бесспорным, то мы в настоящем труде будем в иных случаях отступать — каждый раз с соответствующими оговорками — от такой генетической схемы классификации как при основном разделении видов льда, так и особенно при дальнейшем их подразделении.

Точно так же генетическим, но уже *петрографически-генетическим*, является принцип классификации льдов, предложенный Добровольским в его позднейшей работе [4].

Основными категориями Добровольский считает:

1. Магматические ледяные породы, причем он предлагает предварительно расширить понятие о «магме» настолько, чтобы в него входили и природные воды.

2. Осадочные ледяные породы (от снега до ледникового льда). Первую категорию Добровольский разбивает на три подразделения.

A. Ледяные породы, происходящие из сплошной магмы, *не разделенной на капли* (курсив Добровольского).

B. Ледяные породы, происходящие из магмы, *разделенной на капли*.

C. Замерзшая почва (смешанная горная порода).

Добровольский широко пользуется понятием о метаморфизме, считая, что ледяные породы «являются всегда более или менее метаморфическими», в связи с тем, что отрицательные температуры на земном шаре большей частью близки к точке плавления льда, причем, чем ближе температура льда к этой точке, тем быстрее метаморфизируется лед. Заметим, что расширение понятия о метаморфизме и о магме не встретило общего признания, особенно со стороны советских геологов (например Н. И. Толстихина [1]).

Из позднейших классификаций приведем полностью геохимическую классификацию акад. В. И. Вернадского [5] и далее (с некоторыми сокращениями) смешанную — физико-генетическую и вместе с тем геофизико-топографическую и географическую класеификацию Н. И. Толстихина, причем, соглашаясь в значительной

степени с последним автором в критике предыдущих классификаций, отсылаем для более подробного ознакомления к его работе.

Таблица I

Классификация льдов по В. И. Вернадскому

Класс I. Пресные формы твердой воды.

Разряд первый. Поверхностные твердые воды.

Разновидность I. Метеорные твердые воды: 1) тучи и облака.

Разновидность II. Наземные пресные льды: 2) выцветы, 3) лед стоячих вод, 4) лед текучих вод, 5) снежные покровы, 6) глетчерный лед, 7) пещерный лед, 8) пресный лед в гидросфере (айсберги).

Разряд второй. Подземные льды, льды биосферы.

Разновидность III. Подземные льды: 9) «вечная мерзлота», 10) ископаемые ледниковые слои.

Класс II. Соленые разновидности твердых фаз воды.

Разряд третий. Поверхностные льды.

Разновидность IV. Наземные льды: 11) морской лед, 12) озерные льды.

Класс III. Рассольные разновидности льдов.

Разряд четвертый. Поверхностные льды.

Разновидность V. Наземные льды: 13) морские льды, 14) озерные льды.

Таблица II

Классификация льдов по Н. И. Толстихину

ГРУППА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Подгруппа — льды

I. *Продукты выделения из атмосферы (наземной или подземной)*

Наземного происхождения

Ископаемые	Современные
Ископаемые снежинки; ископаемые ледники	Снеговой покров и его дериваты: фирновый снег, фирновый лед, лед ледников, лед айсбергов

Подземного происхождения

Лед ледяных пещер, возникший вследствие конденсации водяного пара на холодных стенках пещеры.

II. *Продукты выделения из воды*

Наземного происхождения

Ископаемые	Современные
Ископаемый лед рек, ископаемый лед озер, ископаемый морской лед, лед ископаемых наледей	Лед рек: а) ледяной покров (пресный, реже соленый), б) шуга. Донный лед. Лед озер (пресный, соленый, рассольный). Лед моря (различные разновидности льда). Лед современных наледей.

Подземного происхождения

Ископаемые	Современные
Лед надмерзлотных вод. Лед межмерзлотных вод. Многолетние наледи подземных вод, образовавшиеся под землей в пределах деятельного слоя. Лед подземных вод вне области развития мерзлоты	Лед надмерзлотных вод — сезонный. Сезонные наледи подземных вод, образовавшиеся под землей в пределах деятельного слоя

Научно-Арктический Библиотека

ГРУППА ЛЬДИСТЫХ ПОРОД

I. *Продукты промерзания водоносных и неводоносных горных пород*
1. Льдистые осадочные породы
2. Льдистые изверженные породы
3. Льдистые метаморфические породы и кристаллические сланцы.

II. *Продукты эолового происхождения, сугробы снежно-глинистой пыли*

III. *Продукты заполнения некоторых трещин: земляные жилы*

Что касается более дробных подразделений видов льда, то здесь точно так же отсутствует полная систематичность и строгость в проведении принципов классификации.

С одной стороны, можно указать применение *геофизико-топогенетического* принципа. Таково будет подразделение атмосферного льда (по терминологии Добровольского, а по нашей — сублимационного) на лед, образующийся в свободной атмосфере и на лед, образующийся на поверхности твердых тел. Сюда же относится выделение многих разновидностей водного льда.

Применяются также чисто *топографические* признаки различия разновидностей льда, как, например, лед озерный, речной, морской; морозные узоры на окнах; лед пещерный; фирн; ледниковый лед и т. п.

С другой стороны часто прибегают к чисто морфологическим, признакам различия разновидностей льда. Таково подразделение снежинок на пластинки, призмы и иглы; сюда же относится, например, морфологическое различие речного и озерного льда (шестоватое строение) от ледникового (строение зернистое). Укажу еще на такие формы льда, как «торосы», «кающиеся монахи», «ледниковые столы», «снежные грибы» и т. д.

Пользуются, наконец, *геофизико-генетическими* признаками; укажу как пример подразделение сублимационного льда, образующегося на предметах, на иней и изморозь.

Ригористическое проведение какого-нибудь одного принципа классификации различных льдов шло бы в ряде случаев в разрез с общепринятой терминологией (насколько она удачна, это — другой вопрос) и явилось бы немалым препятствием к основной цели настоящей книги — дать в руки тем, кто нуждается в этом, ключи (или по крайней мере указания на путь к ключам) к рациональному использованию льда и к рациональной борьбе с ним.

Рационализация приемов использования льда и борьбы с ним возможна только на основе знания физических свойств льда. А так как свойства твердого тела зависят не только от его химического состава, а также от его макро- и микроструктуры, определяемой в свою очередь как происхождением данного образца твердого тела, так и пройденными им последующими изменениями (в частности тепловой и механической его историей), то первое, на чем мы должны остановиться, это — наши сведения о физических свойствах льда.

§ 2. Значение льда для геофизических процессов и для материальной культуры человечества

Значение льда для процессов, происходящих в поверхностных слоях литосферы, гидросферы и в атмосфере, в связи с физическими особенностями воды в твердом состоянии, Добровольский ([3], стр. 4—6) характеризует это так:

«Вода — единственное тело в природе, которое плавится и затвердевает при температуре, обычной на земном шаре, почти средней для него; это превращение связано с относительно очень большим поглощением внешней энергии: плавление одного килограмма льда требует около 80 *ккал*; столько же, следовательно, тепла дает среде замерзание одного килограмма воды.

«Мало этого, во время замерзания плотность воды уменьшается, вместо того чтобы увеличиваться, а поэтому увеличение давления вызывает не повышение, но понижение точки фазового перехода.

«Следствия этих особенностей бесчисленны и повсеместны, и играют громадную роль в естествознании: они проявляются как в микроскопических, так и в титанических явлениях земли. Именно в силу этих особенностей лед, в отличие от всех других тел в природе появляется, существует и исчезает в зависимости от времени года, от высоты над уровнем моря, от геофизической широты. Именно поэтому в умеренных поясах ежегодно пласт льда на целые месяцы отделяет воду от атмосферы, а полярные моря вечно несут на себе ледовой покров, налагающий особый отпечаток на круговорот морей, на жизнь глубин, на атмосферные явления, на климат соседних стран. Потому же лед и снежный покров исчезают весной, причем это постепенное исчезновение, забирающее из среды громадные количества тепла, противодействуя влиянию солнца и теплых ветров, вызывает в эту пору охлаждение ниже нормы. Время таяния льдов и снегов — период, характерный для климата данной местности; его колебания тщательно изучаются климатологами.

«Поэтому всюду, где холодно — будь то всегда или только в определенный сезон, — замерзание воды является могущественным фактором выветривания скал: вода, замерзая в трещинах, расширяется и своим давлением разрывает расщелины».

Указав далее на связанную с понижением температуры плавления при увеличении давления режеляцию, Добровольский продолжает:

«За счет давления одних слоев на другие внутри ледника могут наступать процессы мгновенного таяния, которые, повидимому, не остаются без влияния на движение ледниковых масс. На дне ледников вода, образовавшаяся вследствие такого таяния, входит во всякие углубления, в трещины, между нагромождением моренового русла и, освобожденная от сжатия, замерзает здесь снова, расширяясь и вызывая, таким образом, разрушение основания (Хесс). В ледниках же, покрывающих сплошным панцырем некоторые полярные континенты, процесс этот может достигать еще бо́льших

размеров. Если лед на дне, плавящийся под громадным давлением, встречает в своем движении овраг или широкое ущелье, давление падает, растаявшая вода снова замерзает, расширяется и громадным давлением может разрушить стены ущелья, пока постепенно не заполнит его. Это было, повидимому, одним из факторов образования фиордов в ледниковый период (Норденшельд).

«Лед образует таким образом, на земном шаре постоянную оболочку, криосферу, весьма однородную по составу, но очень различную по внешнему виду. Эта оболочка находится в тесных связях, своеобразных и определенных, с литосферой, гидросферой и атмосферой. У нее есть свой верхний и свой нижний пределы, причем последний очень высоко поднимается вверх в жаркой зоне, постепенно опускаясь по направлению к холодным зонам (где он частично проникает вглубь земли), и, вообще говоря, является переменным в зависимости от времени года» ([3], стр. 921).

Добавим еще, что почти одна десятая суши покрыта всегда ледяным покровом, а временно покрываются снегом и льдом еще две-три десятых ее, что в одном Союзе ССР имеется около миллиона куб. километров вечной мерзлоты, — и тогда влияние на геофизические процессы того «периодического минерала», которым является вода в твердом состоянии на земном шаре, станет ясным и с количественной стороны.

Поэтому лед играет значительную роль и в жизни человека. Вода в твердом состоянии в природе часто используется человеком и еще чаще является препятствием к его деятельности, с которым приходится бороться. Упомянем, с одной стороны, сохранение «холода» на лето при помощи набиваемых льдом и снегом ледников; теплозащитные свойства снежного покрова и их использование для предохранения растений (а в полярных странах и жилищ) от мороза; различные способы передвижения по снегу и льду; ледяные и снежные дороги (вспомним кстати и о катках и ледяных горах); устройство перевозов через ледяной покров на реках и организацию подводных работ на реках и водоемов со льда; значение получающейся от таяния снега воды для урожая растений и различные меры снегозадержания; облегчение подземных работ — пробивки шурфов, закладки шахт — путем превращения в лед воды в стенках этих шурфов и шахт и т. д.

Еще многочисленнее и разнообразнее те вредные последствия, какие такой «периодический минерал», как снег и лед, вызывает своим присутствием там, где ему не следовало бы быть. Огромные препятствия оказывают различные виды льда транспорту — сухопутному, водному и воздушному (напомню обледенение самолетов). Мешает вода в твердом состоянии и связи, разрывая провода гололедом, и строительству на вечной мерзлоте, и водоснабжению, забивая водопроводные трубы донным льдом, и земледелию — градобитием. Огромный вред наносят также наводнения, вызываемые донным льдом, и снежные лавины и обвалы.

Значение льда для материальной культуры вообще и тем более для социалистического строительства в СССР чрезвычайно велико. Поэтому мы в настоящей книге остановимся преимущественно на тех данных относительно льда, которые могут иметь значение для использования льда и для борьбы с ним человека, обращая меньшее внимание на стороны вопроса, относящиеся к естественной истории льда.

§ 3. Противоречия между значением льда для человека и объемом и глубиной сведений о нем

Если выделить чисто метеорологические данные о льде — данные о сроках появления и исчезновения различных форм его в различных точках земной поверхности, которые, хотя и далеко не полно, но все же более или менее подробно регистрируются, — то можно констатировать чрезвычайную бедность наших сведений о льде, в особенности если принять во внимание значение льда для жизни и деятельности человека [1].

Добровольский [7] правильно усматривает причину малой исследованности природного льда в периодичности этого минерала, но этим одним не объясняется малая изученность льда, как твердой фазы H_2O, и мне кажется, что в этом отношении играет не меньшую роль та анархия научного производства, которая так характерна для всей постановки научных исследований в капиталистических странах и не изжита еще и у нас — в частности и, даже в особенности, по отношению к ледовым исследованиям [54]

С точки зрения физических и химических свойств вода, как едва ли не самое распространенное на земном шаре химическое соединение, как наиболее частый и наиболее обычный растворитель, как вещество, являющееся основным стандартом для весовых измерений (по крайней мере при первоначальном введении метрической системы), для термометрии и для калориметрии, изучено лучше всех других химических соединений и сама по себе, и в своих растворах. Это относится, однако, преимущественно к воде в жидком и несколько менее к воде в газообразном состоянии, и к условиям перехода воды из жидкого состояния в газообразное (вспомним, хотя бы паровые машины, как основного заказчика на исследования последнего рода). Физические же постоянные воды в твердом состоянии и условия перехода ее в это состояние изучены много хуже [55]

Между тем в качестве объекта, изучение которого могло бы привести к установлению общих физических и физико-химических закономерностей, вода совершенно не заслуживает того особого внимания, которого она до сих пор удостаивалась при анархии научного производства, так как она, помимо значительной растворимости в ней громадного большинства других тел и затруднительности вследствие этого получения ее в чистом виде (напомню труд-

---

1) Подробнее см., например [6], 3—7, 27—28, 169—170.

ности получения «чистой» воды, если судить по ее электропроводности), является весьма аномальным телом[1]).

Эти аномальности воды зависят от того, что вода является одним из типичных *ассоциированных* соединений, в которых молекулы склонны к полимеризации, к образованию конгломератов, представляющих собой соединение двух, трех и более простейших молекул, имеющихся полностью или частично при газообразном состоянии этих соединений. Так, у парообразной воды можно лишь при очень высоких температурах признать существование молекул только состава H_2O, а уже при температурах от 100° до 200° молекулы водяного пара предполагаются имеющими состав $(H_2O)_2$— «дигидрол». У жидкой же воды при температуре 100° молекулы имеют состав $(H_2O)_3$ — «тригидрол», а при более низких температурах число их постепенно убывает за счет удвоения тригидролов, т. е. образования молекул $(H_2O)_6$; в твердой фазе получаются еще молекулы $(H_2O)_{12}$ [2]).

Открытие способности воды к полимеризации не представляло бы ничего, обесценивающего в какой-либо мере предшествующие исследования, если бы существовала полная уверенность в том, что степень полимеризации зависит только от температуры. Между тем некоторые исследования последних лет дают основания противоположному допущению, так как оказалось, например, что вода, извлеченная с больших глубин Байкальского озера, обнаруживала при одной и той же температуре — плотность, в продолжение нескольких месяцев постепенно уменьшавшуюся и приближавшуюся к нормальной.

Но все это, как говорится, полбеды по сравнению с открытием изотопов водорода, более тяжелых, чем обычный водород H^1 с атомным весом 1 (точнее 1,008 по отношению к атомному весу кислорода, принимаемому за 16), а именно дейтерия H^2 или (D_1) и трития H^3, а также изотопов кислорода, более тяжелых, чем обычный кислород O^{16}, — а именно, изотопов O^{17} и O^{18}. В связи с этим, кроме «легкой» воды $H_2^1O^{16}$, теоретически возможны еще следующие 17 ее видов:

$H^1H^2O^{16}$; $H^1H^3O^{16}$; $H_2^2O^{16}$; $H^2H^3O^{16}$; $H_2^3O^{16}$;
$H_2^1O^{17}$; $H^1H^2O^{17}$; $H^1H^3O^{17}$; $H_2^2O^{17}$; $H^2H^3O^{17}$; $H_2^3O^{17}$;
$H_2^1O^{18}$; $H^1H^2O^{18}$; $H^1H^3O^{18}$; $H_2^2O^{18}$; $H^2H^3O^{18}$; $H_2^3O^{18}$.

Природная вода представляет собой, таким образом, смесь — и притом неопределенного состава — этих 18 различных видов воды, и вот это обстоятельство в некоторой степени обесценивает те тщательнейшие и наиточнейшие исследования ее физических и физико́химических свойств, какие были произведены до сих пор, так как неизвестен процентный состав указанных 18 различных

[1]) Хорошей, хотя и несколько устаревшей сводкой данных в этом отношении является книга Ауэрбаха [8]. Подробнее см. в книге Э. Х. Фрицмана [9] 1935.

[2]) В настоящее время стала преобладать иная точка зрения на структуру воды и льда — см. конец добавления к гл. IV.

соединений изотопов водорода с изотопами кислорода в той хотя бы и «химически чистой» воде, какая была предметом того или другого исследования. Правда, степень этого обесценения крайне мала вследствие весьма большой близости — в громадном большинстве случаев — состава химически чистой «воды» к химически чистой «легкой воде», так что, например, изменить основные точки термометрической шкалы и т. д. пришлось бы на величины, лежащие на пределе точности измерений по отношению к этим точкам — в частности, точке плавления льда [44].

То же относится, конечно, и к исследованиям, произведенным над «льдом», — водой в твердом состоянии, полученной тем или иным путем из какой-нибудь «химически чистой» воды.

Можно, однако, думать, что молекулярный состав обыкновенной дистиллированной воды, получавшейся путем перегонки жидкой воды, взятой из какого-нибудь природного водоема или водотока, был почти одинаковым и что сравнительно мало отличается от него и молекулярный состав так называемой дождевой воды. Поэтому вряд ли этим обстоятельством можно полностью объяснить различия в результатах определения тех или других физических постоянных как жидкой, так и твердой *химически чистой воды* — различия, выяснение причин которых потребовало бы специальных исследований и, вероятно, привело бы к указанию тех или других дефектов самой методики постановки измерений и в частности к выяснению вероятной степени чистоты изучавшейся воды.

Но для целей нашей книги исследования над свойствами «химически чистой» воды представляют интерес только как указания на предельные случаи, так как «химически чистого» льда в природе не существует и не может существовать. В самом деле, как мы увидим далее, даже элементы атмосферных осадков, получившиеся в твердом состоянии непосредственно из пара (снежинки) или из жидких капелек (градинки), имеют своими зародышами обычно «пылинку», являющуюся большею частью небольшой массой какой-нибудь гигроскопической соли, и собирают на себе еще некоторое число таких же пылинок при своем падении, если не говорить о сгущении ими на своей поверхности газов. Они являются, таким образом, не чистой водой, а растворами в воде этих зародышей конденсации.

При росте же ядер кристаллизации в жидкой воде, получающиеся кристаллические элементы льда тоже не будут химически чистой водой, так как можно думать, что вода и в твердом состоянии растворяет в себе различные соли и различные газы, хотя и в меньших пропорциях, чем жидкая вода. Кроме того, между разрастающимися во все стороны кристаллическими элементами льда, получающимися при замерзании жидкой воды, остаются — в большем или меньшем количестве, смотря по степени солености воды и по быстроте замерзания — *прослойки*, представляющие, несомненно, насыщенные растворы растворенных в исходной воде солей (см. Доб. II).

Таким образом мы в дальнейшем будем останавливаться главным образом на определениях физических свойств *природного* льда, как того материала, методы использования которого и борьбы с которым являются руководящей нитью настоящей книги. Исследования льда, полученного лабораторным путем, представляются, конечно, в высокой степени поучительными, так как при этих исследованиях экспериментатор мог изучать явление в гораздо более устойчивых и определенных условиях, чем в природе, и даже с более определенным исходным материалом, чем природный лед; и можно лишь с сожалением констатировать, что физические свойства природного льда и условия образования, роста и исчезновения льда в природе изучены едва ли не менее, чем кристаллография, минералогия и петрография льда.

Все же переносить результаты этих лабораторных исследований на природный лед можно лишь с некоторой оговоркой, которую необходимо всегда иметь в виду, прилагая к природному льду эти результаты.

§ 4. Устойчивое равновесие и превращения фаз

Хотя вода и представляет собой во многих отношениях исключение, но все же для четкого понимания условий образования различных форм льда в природе необходимо начать с рассмотрения вопроса об условиях равновесия — сначала равновесия устойчивого, а затем и неустойчивого — и превращения фаз любого вещества (сначала вещества, не разлагающегося на свои составные части и не обладающего в твердом состоянии полиморфизмом, т. е. способностью затвердевать в различных кристаллических формах, а затем для случаев разложения вещества на составные части при изменении агрегатного состояния и для случаев полиморфизма).

В дальнейшем изложении мы отчасти следуем Добровольскому.

Добровольский правильно считает особенно существенным подвижное или динамическое равновесие фаз — состояние, в котором обе фазы непрерывно с одинаковой с обеих сторон скоростью превращаются одна в другую; при этом на поверхности их соприкосновения в одинаковые промежутки времени подвергаются изменению одинаковые количества частиц с той и с другой стороны. Влияние окружающей среды в каком-либо направлении — нагревание или охлаждение, повышение и понижение давления — вызывает либо поглощение энергии извне, либо отдачу ее наружу в одном и том же — с математической точностью — количестве. Видимым проявлением этого вполне внутреннего процесса является превращение одной фазы в другую, постепенный прирост одной массы за счет соседней: во время этого процесса ни охлаждение, ни нагревание не нарушают неизменной температуры соприкасающихся связанных фаз [1]).

[1]) О кажущихся отклонениях от постоянства температуры перехода см. § 8—10. (*Б. В.*)

Физические постоянные равновесия и перехода фаз — температура, давление, изменение удельного объема, количество поглощенной или выделенной энергии — представляют собой вместе с химическим составом важнейшие характеристики, отличающие одни тела от других.

Физические величины, относящиеся к превращению фаз, связаны друг с другом известною формулой Томсона:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{A(v_2 - v_1)}{L}, \qquad (1)$$

в которой T означает абсолютную температуру превращения фазы с удельным объемом v_1 в фазу с удельным объемом v_2, p — давление, L — теплоту изменения фазы, A — термический эквивалент ра-

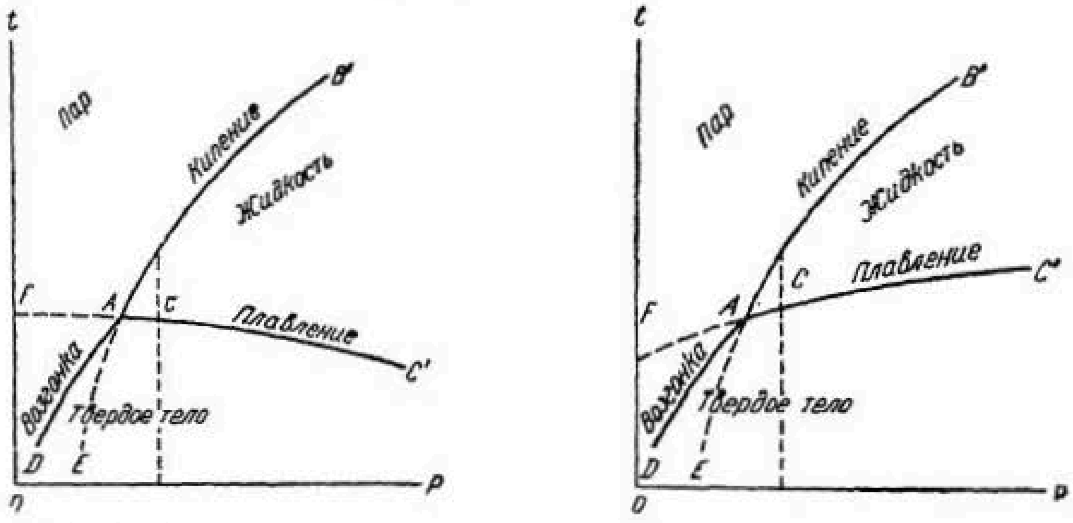


Рис. 1 и 2. Схематическая диаграмма фаз: 1) тело, которое при плавлении расширяется и температура плавления которого повышается при увеличении давления (обыкновенный случай — левая диаграмма); 2) тело, которое при плавлении уменьшается в объеме и температура плавления которого понижается при увеличении давления (случай, встречающийся значительно реже — правая диаграмма).

боты [1]). Рис. 1 и 2 изображают в системе координат $p - T$ схематические диаграммы изменения точки фазового перехода для двух противоположных случаев — тел, расширяющихся и тел, сжимающихся при повышении давления.

Всякое вещество во всей области изменения агрегатного состояния имеет на плоскости с осями (p, T) свойственные ему кривые: кривую плавления — затвердевания, кривую испарения — конденсации, кривую возгонки — сублимации [2]) (кривую равновесия и взаимного превращения твердой и газообразной фаз). Каждые две такие кривые, при достаточном их продолжении, встречаются друг

[1]) Вывод этой формулы из второго начала термодинамики, данный независимо друг от друга Клапейроном, Клаузиусом и Томсоном и называемой потому обычно формулой Клапейрона-Клаузиуса-Томсона, или, короче, формулой Томсона, см. в курсах термодинамики.

[2]) Ввиду отсутствия твердо установившейся терминологии мы будем называть переход твердой фазы непосредственно в газообразную *возгонкой*, а переход газообразной фазы непосредственно в твердую — *сублимацией*. (*Б. В.*)

с другом при определенном давлении и определенной температуре, и точка их взаимного пересечения, общая двум кривым, обладает необычайным свойством: в этой особой точке не две, а все *три фазы* соприкасаются во взаимном равновесии. Это и есть известная *тройная точка* — точка, исходная одинаково для газа, жидкости и кристалла. Так как эта точка единственная, а кривых перехода существует столько, сколько и агрегатных состояний, т. е. три, то все эти три кривых сойдутся в тройной точке.

Рассмотрим подробнее ход каждой из этих трех кривых, определяемой формулой Томсона при соответствующих значениях входящих в нее величин. Тангенс угла наклона к оси ординат касательной к кривой плавления равен (A — термический эквивалент работы)

$$\frac{dT_{\text{пл}}}{dp} = \frac{A\,(v_{\text{ж}} - v_{\text{тв}})}{L_{\text{пл}}} \tag{2}$$

и для тел, увеличивающихся в объеме при плавлении, будет положительным, т. е. температура плавления понижается при уменьшении давления и кривая плавления опускается при этом вниз (см. рис. 1). Но это понижение происходит гораздо медленнее, чем понижение кривой кипения, для которой тангенс угла наклона будет равен

$$\frac{dT_{\text{кип}}}{dp} = \frac{A\,(v_{\text{п}} - v_{\text{ж}})\,T_{\text{кип}}}{L_{\text{кип}}}, \tag{3}$$

так как удельный объем пара очень велик по сравнению с удельным объемом жидкости, а тем более — с разностью удельных объемов жидкости и твердого тела.

Поэтому кривые плавления и кипения при достаточном уменьшении давления должны пересечься.

При давлении же, меньшем давления в тройной точке, твердая фаза непосредственно обращается в газообразную и в тройной точке тангенс угла наклона касательной к кривой возгонки

$$\frac{dT_{\text{возг}}}{dp} = \frac{A\,(v_{\text{п}} - v_{\text{тв}})\,T_{\text{возг}}}{L_{\text{возг}}} \tag{4}$$

будет меньше тангенса угла касательной в этой точке к кривой кипения, так как теплота возгонки, т. е. перехода из твердого состояния в пар, больше теплоты кипения, т. е. перехода в пар из жидкого состояния.

Для случая же тел, которые, как вода, при замерзании увеличивается в объеме, т. е. у которых

$$v_{\text{ж}} < v_{\text{тв}}, \tag{5}$$

температура плавления повышается при увеличении давления, и кривая плавления тем более должна пересечься с кривой кипения.

Таким образом вся плоскость температур и давлений оказывается разделенной на три области, смыкающиеся между собой в тройной точке. Каждая такая область соответствует одному агрегатному состоянию.

На диаграммах это выражается тем, что, если мы возьмем точку, соответствующую температуре T и давлению p и лежащую *внутри* какой-нибудь области, то изучаемое нами вещество может при этой температуре и этом давлении оставаться неопределенно долго в том агрегатном состоянии, какому соответствует эта область, и будет, следовательно, при этих условиях в *устойчивом равновесии*. Если же точка (T, p) будет приходиться *на границе* двух областей, то одинаково возможны оба агрегатных состояния, обе фазы могут сосуществовать, и наше вещество будет в устойчивом равновесии при любом процентном соотношении этих двух фаз. Наконец, если точка (T, p) придется на *пересечении* трех кривых, т. е. в тройной точке A, то могут сосуществовать все три фазы, и вещество будет в устойчивом равновесии при любом процентном отношении этих трех фаз.

К вопросу о том, какую форму имеют линии, отделяющие эти три поля друг от друга, можно подойти на основании результатов непосредственных наблюдений над изменениями температур перехода с изменением давления и теоретически.

Из непосредственных опытных данных следует, что в случае тел, расширяющихся при плавлении (см. рис. 1), все три такие кривые — кривая кипения AB, кривая плавления AC и кривая возгонки AD — имеют вогнутость, обращенную к оси абсцисс, т. е. что одинаковым приростам давления соответствуют при повышении давления все меньшие и меньшие приросты температуры кипения, температуры плавления и температуры возгонки.

Теоретически вопрос об изменениях температур перехода решается рассмотрением уравнений (2)—(4), в которые входят разности удельных объемов, температуры перехода (в числителях) и теплоты перехода (в знаменателях), в свою очередь изменяющиеся с изменениями температуры и давления.

Что касается разностей удельных объемов, то, так как коэфициент сжимаемости жидкостей больше коэфициента сжимаемости твердых тел, то по мере повышения давления, при котором происходит плавление, и соответствующего повышения температуры плавления, разность $v_{ж} - v_{тв}$ удельных объемов в жидком и твердом состояниях, входящая в уравнение (2), должна уменьшаться. Точно так же, вследствие быстрого уменьшения удельного объема насыщающего пространства пара по мере повышения температуры кипения или возгонки и увеличения упругости пара, насыщающего пространства, т. е. иными словами давления, при котором происходит кипение или возгонка, разности $v_{п} - v_{ж}$ и $v_{п} - v_{тв}$, входящие в уравнения (3) и (4), должны быстро уменьшаться при увеличении давления.

Гораздо медленнее, чем уменьшаются при увеличении давления перехода эти разности удельных объемов, увеличиваются температуры перехода $T_{пл}$, $T_{кип}$, $T_{возг}$ — в формулах (2)—(4), но для решения вопроса о том, как изменяются при этом теплоты перехода: $L_{пл}$, $L_{кип}$, $L_{возг}$, нужно прибегнуть к дополнительным данным.

Такие данные дает другое уравнение термодинамики, связывающее быстроту изменения теплоты перехода какого-нибудь вещества из состояния A в состояние B с теплоемкостями c_A и c_B в этих состояниях в тех случаях, когда вещество, изменяя свою температуру, не изменяет своего состояния. Формула эта, вывод которой можно найти в любом курсе термодинамики, имеет следующий вид:

$$\frac{dL_{AB}}{dT} = c_B - c_A + \frac{L_{AB}}{T_{AB}}, \tag{6}$$

где T_{AB} — температура перехода.

Из опыта известно, что, как общее правило, теплоемкость $c_{ж}$ какого-нибудь вещества в жидком состоянии больше теплоемкости $c_{тв}$ того же вещества в твердом состоянии, а эта последняя больше теплоемкости $c_{г}$ того же вещества в парообразном состоянии:

$$c_{ж} > c_{тв} > c_{п}. \tag{7}$$

Если пренебречь сравнительно небольшим — при обычных условиям — членом $\frac{L_{AB}}{T_{AB}}$, то из (6) должно быть, что

$$\frac{dL_{пл}}{dT} > 0, \quad \frac{dL_{кип}}{dT} < 0, \quad \frac{dL_{возг}}{dT} < 0, \tag{8}$$

т. е. *теплота плавления возрастает* при повышении температуры плавления, а *теплота кипения и теплота возгонки убывают* при повышении температуры кипения и температуры возгонки.

На самом деле оказывается, что теплоту плавления можно считать практически постоянной, так что правая часть уравнения (2), выражающая тангенс угла наклона кривой плавления к оси абсцисс, все же убывает по мере увеличения давления, т. е. кривая плавления все же обращена вогнутостью к оси абсцисс, как это изображает кусок AB «теоретической кривой плавления» по Таммануу (рис. 3), а следовательно, при достаточном повышении давления она должна стать параллельной оси абсцисс. Это может быть лишь при равенстве удельных объемов вещества в жидком или твердом состоянии, $v_{ж}$ и $v_{тв}$, а при дальнейшем повышении давления, если и при этих условиях жидкая фаза будет продолжать быть более сжимаемой, чем твердая, то $v_{ж}$ должно стать меньше $v_{тв}$, т. е. получается тот же случай, какой мы имеем для воды и льда. При этом правая часть уравнения (2) станет отрицательной и по мере дальнейшего повышения давления будет *увеличиваться* по абсолютной величине, так что соответствующая часть BC кривой плавления будет все время обращена своей вогнутостью к оси абсцисс [1]).

[1]) Не углубляясь в анализ остальных частей этой кривой, отсылаю интересующихся подробностями взглядов Таммана на замкнутость области твердой фазы к моим докладам на I Международном физическом конгрессе [10] и в Новороссийском обществе естествоиспытателей [11].

При этом кривая кипения поднимается вверх от тройной точки тем круче, чем ближе к ней подходит кривая возгонки, а кривая плавления идет вверх, поднимаясь вверх чрезвычайно медленно.

Для тел, уменьшающихся в объеме при плавлении, кривые плавления, кипения и возгонки имеют аналогичный вид, но только одинаковым приростам давления соответствуют все большие и большие *понижения* температуры плавления.

Замечу для полноты картины, что кривую кипения можно продолжить только до критической точки K, соответствующей критическому состоянию, при котором исчезает всякое различие между жидкостью и газом [1]).

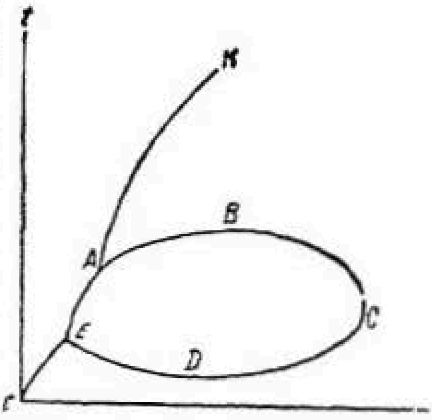


Рис. 3. Диаграмма изменений состояния по Таммануну-Вейнбергу.

Что касается двух остальных кривых перехода, то кривая возгонки EA заканчивается при повышении давления в тройной точке; кривая плавления — во всех изученных до сих пор случаях — при повышении давления до некоторой величины перестает итти так плавно, как шла до этого момента, получает излом и идет далее либо под меньшим, либо под большим наклоном к оси абсцисс, чем шла раньше. Такой излом является признаком перехода вещества из прежней твердой фазы в другую, — тоже твердую — фазу, обладающую другими свойствами и в частности другой кристаллической формой (полиморфизм).

§ 5. Влияние добавочного давления на температуру перехода

Соотношения, указанные в предыдущем параграфе, относятся к случаю, когда давление вызывается самим веществом — когда, например, в некотором объеме имеется только жидкость и насыщающий пространство ее пар. Если же на поверхность жидкой или твердой фазы производится некоторое добавочное давление P (например, атмосферное), то теория показывает, что давление, при котором при данной температуре происходит переход вещества из состояния A (плотность d_A) в состояние B (плотность d_B), отличается от величины p_{AB}, соответствующей случаю отсутствия добавочного давления P, и равно

$$p'_{AB} = p_{AB} + \frac{d_B}{d_A - d_B} P. \qquad (9)$$

[1]) Критическая точка является *конечной* точкой кривой кипения — точкой, в которой можно провести бесконечно большое число касательных к кривой или, правильнее, в которой нельзя провести к ней ни одной касательной. Математически это вытекает из одновременного равенства нулю в этой точке как разности удельных объемов жидкости и сосуществующего с ней в любой точке кривой кипения «насыщающего пространства», пара, так и теплоты кипения.

Эта формула на первый взгляд противоречит закону Дальтона, согласно которому упругость «насыщающего пространства» пара не зависит от того, есть ли в этом пространстве еще какие-нибудь газы или нет и каково их давление в случае их наличия. Однако не следует забывать, что закон Дальтона является приближенным и что разность между p'_{AB} и p_{AB} обычно чрезвычайно мала.

В качестве примера возьмем воду при $+10°$ [1]). Упругость насыщенного пара при этой температуре равна 9,5 *мм* рт. ст.; поэтому при весьма высоком давлении атмосферы в 800 *мм* упругость p'_{AB} будет больше p_{AB} на

$$800 \cdot \frac{0{,}0000094}{0{,}99973 - 0{,}0000094} = 0{,}0075 \text{ мм}.$$

При 0° эта же разность будет равна

$$800 \cdot \frac{0{,}0000046}{0{,}99987 - 0{,}0000046} = 0{,}0037 \text{ мм}.$$

Для понимания явлений перехода воды из одного состояния в другое для нас представляют интерес не такие случаи, когда повышение давления насыщенного пара — очень незначительное — вызывается посторонним давлением, а случаи, когда добавочное давление P создается самой водой, именно 1) случай небольших капелек воды и 2) случай воды, содержащей некоторое количество растворенных солей.

В случае небольших капелек воды добавочным давлением P является так называемое нормальное давление, вызываемое наличием у воды, как у всякой жидкости, поверхностного натяжения. Если обозначить коэфициент поверхностного натяжения через α, а радиус капли через r, то нормальное давление, сжимающее каплю, будет равно

$$P = \frac{2\alpha}{r}. \tag{10}$$

Так как α для воды при 0° можно считать равным 8 *мг/мм*, то для капельки с радиусом 0,01 *мм* — капельки в обычном тумане, падающем со скоростью порядка 1 *мм* в секунду, — будем иметь

$$P = \frac{16}{0{,}01} = 1600 \text{ мг/мм}^2 = 160 \text{ г/см}^2 = 12 \text{ мм рт. ст.}$$

Отсюда по формуле (9) будем иметь

$$p' - p = 12 \cdot \frac{0{,}0000046}{0{,}99987 - 0{,}0000046} = 0{,}00005 \text{ мм рт. ст.} \tag{11}$$

Как ни ничтожна эта разность упругостей, она имеет большое значение при решении вопроса об устойчивости систем, состоящих из капелек различной величины или из масс воды, поверхности ко-

[1]) Во всех случаях, где не имеется особого указания, температура дается в градусах Цельсия.

торых имеют различную кривизну. В самом деле, у меньшей капельки упругость пара должна быть больше, чем у большей капельки, и потому она должна испаряться, а получающийся пар должен конденсироваться на большей. Так как при конденсации этого пара выделяется тепло, а при испарении меньшей капельки тепло поглощается, то бо́льшая капля должна иметь несколько более высокую температуру, чем меньшая, и выделяющаяся на ней теплота будет переходить вследствие получившейся разности температур к меньшей капельке. Процесс этот будет итти — с большей или меньшей быстротой в зависимости от условий теплопередачи между капельками — до тех пор, пока меньшая капля не исчезнет совершенно. Результаты такого поглощения наглядно видны зачастую на запотевших окнах и т. п., где вокруг некоторых капелек образуются «дворики» — места, свободные от капелек, поглощенных самой большой из них.

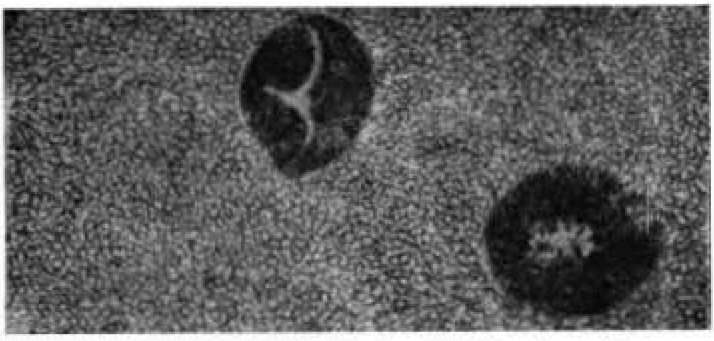


Рис. 4. «Дворик» вокруг более крупного кристалла инея на оконном стекле.

Поскольку имеются все основания допускать существование поверхностного натяжения и у твердых тел, то точно так же упругость пара у поверхности меньших кристалликов — особенно у их ребер и вершин — должна быть больше, чем у поверхности более крупных кристалликов, как это вытекает и из молекулярно-кинетических соображений [12], приводящих точно так же к формуле Томсона [10]. Поэтому кристаллики бо́льших размеров должны расти за счет кристалликов меньших размеров, как это показывает, например, рис. 4, изображающий снимок с одного случая инея на стекле (такие случаи весьма обычны и при некотором внимании каждый может заметить их не один раз за зиму).

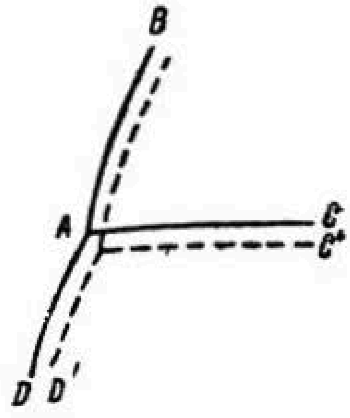


Рис. 5. Влияние нормального давления на тройную точку.

Сказанное имеет, как увидим далее, существенное значение для вопроса о степени устойчивости отдельных кристаллов льда как при их падении в воздухе, так и — в еще большей степени — после падения их на земную поверхность, так как на ребрах и особенно у вершин пластинок кривизну надо принимать чрезвычайно, если не бесконечно, большой.

Наличие нормального давления, вызываемого поверхностным натяжением, приводит, таким образом, к некоторому смещению кривых кипения и возгонки в сторону бо́льших давлений, как это

изображено на рис. 5. В ту же сторону — и вместе с тем в сторону более низких температур — должна смещаться и тройная точка.

Так как коэфициент поверхностного натяжения убывает при повышении температуры, то смещение кривых возгонки и кипения будет тем меньше, чем выше температура.

Во втором случае, на который мы обратим внимание, — случае раствора в жидкой фазе какого-нибудь твердого вещества — получается смещение тех же кривых в другую сторону — в направлении меньших давлений, — причем это смещение должно быть тем больше, чем температура выше (рис. 6).

В самом деле, как известно, между частицами растворенного в жидкости вещества и частицами газа, заполняющего некоторый объем, можно провести аналогию. Если по формулам кинетической теории газов подсчитать, какое давление оказывали бы частицы растворенного вещества, если бы они были в том же количестве в газообразном состоянии, то получаются величины, весьма близкие к наблюдаемому на опыте осмотическому давлению, которое проявляется, например, в поднятии раствора в сосуде, затянутом снизу полупроницаемой перегородкой (через которую проходят частицы растворителя, но не проходят частицы растворенного вещества), по сравнению с уровнем чистого растворителя в окружающем сосуде.

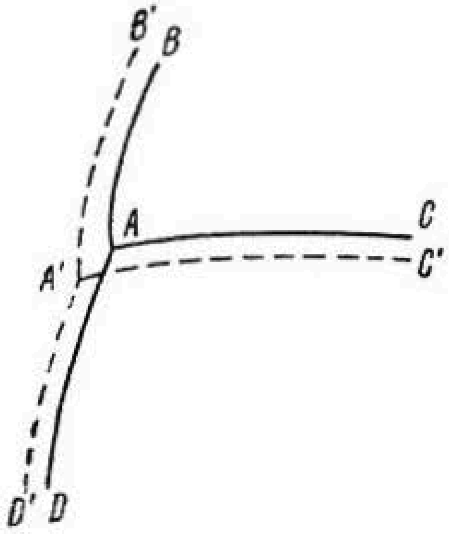


Рис. 6. Влияние осмотического давления на тройную точку.

Так как осмотическое давление, направленное внутрь жидкости, следует считать отрицательным, то из формулы (9) следует, что *упругость пара раствора должна быть меньше упругости пара растворителя*. А так как осмотическое давление в первом приближении пропорционально концентрации раствора, то понижение упругости пара и зависящее от этого (как легко видеть из рассмотрения рис. 1) повышение температуры кипения раствора тоже пропорционально *концентрации раствора*.

То же самое относится к понижению упругости пара над затвердевшим раствором и к повышению температуры возгонки раствора, а также к понижению температуры затвердевания раствора при увеличении его концентрации (в последнем случае применение формулы (8) менее легко истолковать).

§ 6. Замерзание растворов

Для понимания явлений образования льда в природе особую важность представляет вопрос об условиях замерзания и таяния растворов.

Оставляя в стороне случай, когда раствор при затвердевании сохраняет свою однородность и становится при этом так называемым *твердым раствором*, — случай, не имеющий места по отношению к водным растворам, — остановимся подробнее на случае, когда раствор, переходя в твердое состояние, теряет свою однородность и распадается на свои составные части. Вместо общих рассуждений рассмотрим частный случай водного раствора хлористого натрия.

10%-ный раствор этой соли (10% NaCl и 90% H_2O), может быть охлажден до —7°, оставаясь жидким. При температуре же —7° из него начинает выделяться в твердом виде одна составная часть — *чистый лед*, — и раствор становится, следовательно, более концентрированным. Отметим температуру начала выделения льда из 10% раствора — так называемую криоскопическую температуру — точкой *a* на рис. 7, на котором точкой *A* изображена температура затвердевания чистой воды (0% NaCl). Если взять 20% раствор, то из него начинает выделяться чистый лед при охлаждении до —18°, как это и отмечено точкой *b*.

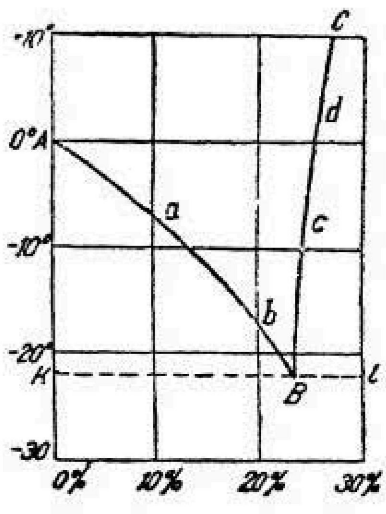


Рис. 7. Кривые затвердевания водного раствора хлористого натрия.

Если взять 26% раствор, то он при +5° становится насыщенным и может быть охлажден, оставаясь однородным, лишь до этой температуры. При этой температуре из него начинает выделяться *чистая поваренная соль*, т. е. другая составная часть в твердом виде. Отметим эту температуру точкой *d*. Если взять 25% раствор, то он почти до —10° остается ненасыщенным, а при этой температуре начинает выделять соль; отметим это точкой *c*.

Мы получим, таким образом, две кривые — кривую *Aab*, изображающую температуры, при которых из растворов различной концентрации начинает выделяться одна составная часть раствора — лед, — и кривую *Cdc*, изображающую температуры, при которых из растворов различной концентрации начинает выделяться другая составная часть — хлористый натрий. Эти две кривые пересекаются в точке *B*; температура, соответствующая этой точке, называется *криогидратной* или *эвтектической* температурой и характеризуется тем, что при этой температуре и соответствующей концентрации раствора выделяются в твердом виде обе составные части раствора, т. е. он замерзает весь целиком, причем в течение всего времени замерзания состав раствора остается неизменным (для нашего случая 22,4% NaCl и 77,6% H_2O), точно так же, как остается постоянной температура (для нашего случая —21,2°).

В самом деле, пусть из такого раствора замерзло некоторое количество воды: тогда концентрация раствора сделается большей чем 22,4% и из него должна выделиться соль. Соль эта, действительно, выделяется, и раствор снова придет к первоначальному составу

23,5%. Снова выделяется лед, затем снова соль и т. д. Температура практически остается равной —22°.

Полученное твердое тело называли прежде *криогидратом* (предполагалось, что это — химическое соединение, образующееся при низких температурах), а теперь называют *эвтектической смесью* или *эвтектикой*, так как непосредственным наблюдением при помощи микроскопа можно убедиться, что такой «криогидрат» представляет собой смесь кристаллов льда и соли.

Если бы мы в качестве исходного продукта взяли, например, 3,5% раствор хлористого натрия в воде (что близко к содержанию его в морской воде) и стали отнимать от него теплоту, то он до —2° оставался бы жидким, а по достижении температуры в —2° начала бы выделяться в твердом состоянии вода, т. е. начал бы вымораживаться лед. При этом раствор станет обогащаться солью, концентрация которой станет увеличиваться и в соответствии с этим будет понижаться температура затвердевания, т. е. выделения части раствора в твердом состоянии, и в дальнейшем выделение пресного льда будет происходить при все более и более низких температурах. Так будет продолжаться, пока раствор не примет эвтектической температуры —22°.

Что при этой температуре будут выделяться в твердом состоянии обе составные части раствора или, иначе, обе компоненты, и раствор при отнимании от него теплоты будет затвердевать целиком, легко убедиться, рассматривая с помощью того же рис. 7, что произойдет, если мы начнем отнимать теплоту, положим, от 25% раствора соли. До —8° раствор будет жидким и ненасыщенным, а при этой температуре он станет насыщенным, и при дальнейшем понижении температуры из него станет выпадать соль, а не лед. Это выпадение будет сопровождаться обогащением раствора водой, т. е. разжижением раствора и соответствующим понижением температуры затвердевания раствора, которое будет выражаться дальнейшим выпадением соли и дальнейшим разжижением раствора. Так будет продолжаться, пока температура не дойдет опять до эвтектической, до —21,2%, при которой отнимание от раствора теплоты приведет к затвердеванию его целиком.

Сделаем теперь другой мысленный опыт. Возьмем пять порций воды, переохлажденной до —7°, растворим в них по весу 2, 4, 6, 8 и 10% хлористого натрия и затем внесем в каждый из них по кристаллику льда, чтобы нарушить переохлаждение полученных растворов и вызвать их кристаллизацию. В последнем из этих растворов введение кристаллика не вызовет желаемого результата — раствор останется жидким, как можно видеть из положения точки *a* на рис. 7.

В первых же четырех растворах (если принять меры к поддержанию их температуры на уровне — 7°) введение кристаллика льда вызовет выделение льда и связанное с этим увеличение концентрации раствора, но это увеличение во всех них может довести

маточный раствор только до 10-процентного содержания в нем соли, соответствующего равновесию его со льдом при этой температуре, так что в результате в сосудах этих получится смесь льда и соленого раствора с *общим* содержанием соли в 2, 4, 6 и 8%.

Будем теперь в пятый раствор, оставшийся жидким, добавлять соль. Как легко заключить из рис. 7, добавляемая соль будет растворяться, пока концентрация полученного раствора не станет равной 22,4%, после чего дальнейшие порции соли будут оставаться в твердом состоянии.

Если бы такой же опыт повторить с несколькими порциями воды, переохлажденной до —21,2°, то какие бы количества мы ни добавляли в них, мы, после введения кристаллика льда (и при поддержании температуры постоянной), получим замерзание всей воды и выделение всей соли в твердом состоянии, что условно обозначено на рис. 7 прямой *kBl*. Различия будут только в том, что растворы с концентрацией до 22,4% будут кроме эвтектики содержать избыток льда, раствор с концентрацией в 22,4% превратится целиком в эвтектику, а растворы с концентрацией выше 23,5% будут содержать избыток NaCl.

Прямая *kBl* показывает вместе с тем, что если мы в качестве исходного возьмем раствор при температуре выше 0° и будем постепенно отнимать от него теплоту (с постоянной быстротой), то, с какого бы мы раствора ни начали, когда температура понизится до соответствующей концентрации раствора точки кривой *ABC*, начнет выделяться одна из составных частей раствора — лед или соль. Температура далее начнет понижаться медленнее, а затем дойдет до эвтектической или, иначе говоря, остановится на соответствующей точке линии *kB l*, пока вся масса не затвердеет, так что получаются как бы две температуры затвердевания — на кривой *ABC* и на прямой *kBl*.

Таким образом диаграмма рис. 7 выделяет пять областей: выше кривой *ABC*— область растворов NaCl в воде, остающихся жидкими; *ABkA* — область растворов, обращающихся при кристаллизации в лед + раствор; *BClB* — область растворов, обращающихся в раствор + соль; ниже прямой *kBl*, но для концентраций, меньших 22,4%, — область смесей лед + эвтектика; ниже прямой *kBl*, но для концентраций, бо́льших 22,4%, — область смесей эвтектика + соль.

Предположим теперь, что замораживание велось при энергичном перемешивании, так что лед или соль оказались вполне перемешанными с эвтектикой, и посмотрим теперь, что произойдет при повышении температуры этой смеси, если начать от температуры, более низкой, чем —21,2°. Первым[1]) начинает плавиться лед, в образовавшейся воде станет растворяться соль, температура начнет понижаться от поглощения тепла, требующегося, с одной стороны, для плавле-

[1]) Когда температура какого-нибудь кристаллика достигнет 0°.

ния льда, а с другой стороны, — для растворения соли. Это местное понижение температуры дойдет до —21,2°, и лед будет дальше плавиться и растворять соль так, что концентрация все время будет оставаться равной 22,4%, а температура —21,2°, пока не исчезнет весь запас эвтектики. Дальше для растворов с концентрацией, меньшей 22,4%, начнется плавление избытка льда, разжижение получившегося при —21,2° раствора и повышение температуры, пока не расплавится весь запас льда, после чего повышение температуры пойдет гораздо быстрее. Для растворов же, более концентрированных, повышение температуры будет сопровождаться обогащением их солью, пока не растворится весь избыток соли, после чего начнется также более быстрое повышение температуры.

§ 7. Превращения фаз при неустойчивом равновесии

Пусть AB (рис. 8) представляет собой часть одной из кривых фазовых превращений, относящихся к рассмотренным нами до сих пор случаям устойчивого равновесия, и пусть линия XYZ, соединяющая некоторую точку X, лежащую в области фазы I, с некоторой точкой Z, лежащей в области II, и проходящая через точку Y кривой превращения, изображает «путь» перехода некоторой массы вещества из состояния X, определяемого температурой T_1, и давлением p_1, в состояние Z, определяемое температурой T_2 и давлением p_2. Все, что мы скажем дальше, относится также к кривым превращения растворов, аналогичным кривым рис. 7, но для этих случаев состояние будет определяться не температурой и давлением, а температурой и процентным составом вещества в растворителе.

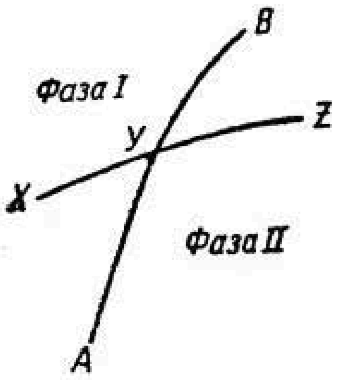


Рис. 8. Схема неустойчивых состояний по две стороны кривой перехода.

Регулируя подвод или отвод тепла и величину давления, мы можем перевести наше вещество из состояния X в состояние Z через все те промежуточные состояния, какие изображают отдельные точки кривой XYZ. Прекращая подвод или отвод тепла и изменение давления, мы можем задержать дальнейшее изменение агрегатного состояния (или состава в случае кривых типа рис. 7) на неопределенно долгое время, причем для точек, соответствующих части XY, мы будем иметь в устойчивом состоянии фазу I, для точки Y — сосуществующие фазы I и II, а для точек, соответствующих части YZ, — только фазу II.

Однако оказывается (исключением является только переход из твердого состояния в жидкое или из жидкого в газообразное), что последовательный (сначала частичный, а затем полный) переход вещества в точке Y из состояния I в состояние II требует, кроме сообщения (или отнятия) тепла, еще некоторых добавочных условий,

о которых будет речь ниже и самым общим и безусловно действительным из которых будет внесение в вещество, находящееся в состоянии I, некоторого количества того же вещества в состоянии II — *зародыша* соответствующего превращения [1]). Если же добавочные условия не соблюдены, то вещество, достигнув состояния Y, не начнет переходить в состояние II, а останется во всех точках куска YZ кривой в состоянии I, но это состояние будет неустойчивым, и из него тем или иным способом рано или поздно вещество перейдет — сначала частично, а затем полностью — в соответствующее точке Z устойчивое состояние II.

Заметим, что таких «пересостояний» не бывает при переходе из твердого состояния в жидкое или газообразное, т. е. твердое тело не бывает перегретым. Было время, когда вопрос о перегреве твердых тел, в частности, о «горячем льде», т. е. о возможности перегрева льда, являлся предметом больших споров: интересующихся этим, в настоящее время безусловно решенным в отрицательном смысле, вопросом отсылаем к т. 36 журнала «Nature» за 1887 г., где есть ряд заметок по этому вопросу [Бутлерова, Л. Мейера, Де-ла-Рива и Гасселыта (стр. 4), Мак-Леода (стр. 28), Ханнэя и Отто Петерссона, (стр. 167—169), Вюльнера (стр. 179) и Сидней Юнга (стр. 239)].

Если участок Y — в случае кривых типа рис. 1—3 — параллелен оси температур и направлен в сторону повышающихся температур, вещество в соответствующих состояниях называется *перегретым*; если же участок YZ направлен в сторону понижающихся температур, — *переохлажденным*. Если участок YZ параллелен оси температур — в случае кривых типа рис. 7 — и направлен в сторону понижающихся температур, или если участок YZ параллелен в том же случае оси процентного состава и направлен в сторону выпадения из раствора твердой фазы, то раствор в соответствующем неустойчивом состоянии называется *пересыщенным*.

Аналогичным образом — в случае кривых типа рис. 1—3, — если участок YZ параллелен оси давлений и направлен в сторону уменьшающихся давлений, можно было бы вещество в соответствующих неустойчивых состояниях называть *перерасширенным*, а если направлен в сторону повышения давления — *пересжатым*.

На основании некоторых исследований можно думать, что существуют пределы длины отрезков YZ, за которыми вещество непременно начнет переходить «самопроизвольно» [2]) в состояние II, хотя возможно и противоположное. Если обозначить область неустойчивых состояний пунктирной штриховкой, то в соответствии с этим предположением и замечанием о невозможности перегрева твердой фазы рис. 1 и рис. 7 обратятся в рис. 9 и рис. 10. На рис. 9 изображены (для

[1]) Наряду со словом «зародыш» применяются также слова «центр», «ядро», «затравка», «зерно», но мы в дальнейшем будем применять по преимуществу первый термин.

[2]) Правильнее было бы сказать «естественно».

случая вещества, расширяющегося при затвердевании, но то же относится и к случаю веществ, расширяющихся при плавлении), кроме областей устойчивых твердой, жидкой и газообразной фаз, еще область $ABB'D'E'A$ неустойчивой перегретой (или перерасширенной) жидкости, $AC'E'A$ неустойчивой переохлажденной (или пересжатой) жидкости и область $ABB''C'E'D'A$ переохлажденного (или пересжатого) пара, иногда называемого также пересыщенным.

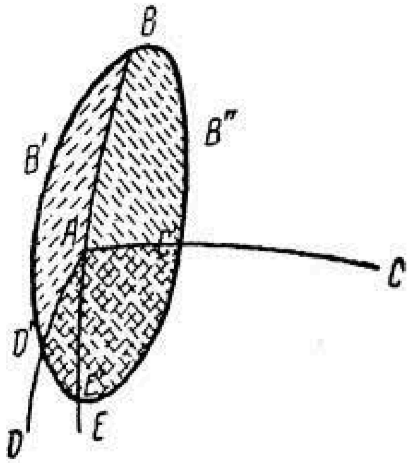


Рис. 9. Схема неустойчивых состояний вблизи тройной точки.

Заметим, что линия AE, представляющая продолжение за тройную точку — в сторону более низких температур и меньших давлений — линии кипения BA, соответствует условиям равновесия переохлажденной жидкости и пара, насыщающего пространство над нею. Отсюда видно между прочим, что при одном и том же давлении, если только оно меньше давления в тройной точке, температура кипения переохлажденной жидкости ниже температуры возгонки твердой фазы и что при одной и той же температуре, если только она ниже температуры в тройной точке, упругость пара, насыщающего пространство над переохлажденной жидкостью, больше упругости пара, насыщающего пространство над твердым телом. Поэтому, если поместить при такой температуре неподалеку друг от друга два сосуда, один с переохлажденной жидкостью, другой с куском твердого тела, то такая система будет неустойчивой, и пар должен будет осаждаться на твердом теле, так что в конце концов вся переохлажденная жидкость должна исчезнуть и перейти в твердое состояние, хотя и не в том сосуде, в котором она находилась раньше.

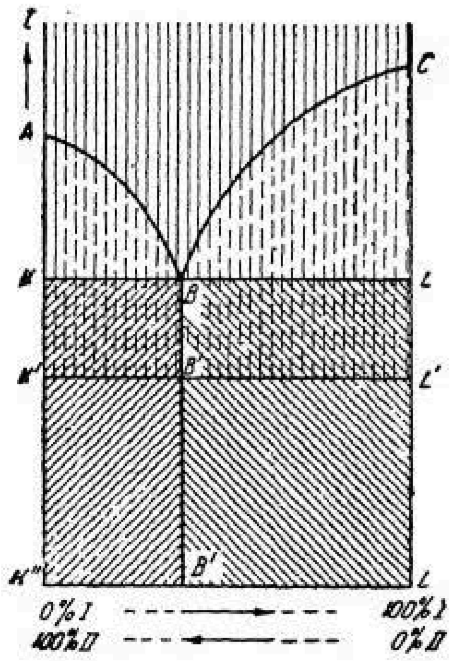


Рис. 10. Схема неустойчивых состояний растворов двух тел друг в друге.

Ход этого процесса будет зависеть почти исключительно от теплопроводности масс, находящихся между куском твердого тела и переохлажденной жидкостью, так как при сублимации пара на твердом теле выделяется тепло, а при испарении переохлажденной жидкости поглощается тепло, вследствие чего температура твердого тела становится несколько выше, а температура переохлажденной жидкости — несколько ниже, и получившаяся разность температур вызывает поток тепла от твердого тела к жидкости — поток, который прекращается лишь тогда, когда исчезнет вся переохлажден-

ВЕ Научное наследие России

ная жидкость. На рис. 10, кроме областей устойчивых состояний раствора, раствора + твердая фаза компоненты I (кривая AB), раствора + твердая фаза компоненты II (кривая BC) эвтектики + + твердая фаза компоненты I и эвтектики + твердая фаза компоненты II, изображена еще пунктирной штриховкой область $AK'B'L'LCBA$ неустойчивого состояния пересыщенного (или переохлажденного) раствора.

Степень неустойчивости одного из таких «пересостояний» можно (по примеру Таммана, который ввел соответствующие понятия и соответствующую терминологию для частных случаев переохлажденной жидкости) характеризовать *способностью самопроизвольного превращения* из неустойчивого состояния в устойчивое — *способностью кристаллизации* в случае переохлажденной жидкости — и *скоростью перехода* из неустойчивого состояния в устойчивое — *скоростью кристаллизации* в случае переохлажденной жидкости.

Под способностью превращения нужно понимать *число зародышей устойчивой фазы, появляющихся самопроизвольно в единицу времени в единице объема неустойчивой фазы.*

Под скоростью превращения нужно понимать при указанном выше обобщении *скорость перемещения внешней границы элемента устойчивой фазы*, находящегося в соприкосновении с неустойчивой фазой.

Замечу сразу, что эта скорость должна зависеть от формы поверхности раздела. Так, если рассматривать кристаллизацию переохлажденной жидкости, как процесс теплопроводности [1]), т. е. считать, что количество dM твердой фазы, нарастающей за время dt на элементе dS поверхности кристалла, находящегося внутри переохлажденной жидкости и имеющего вследствие выделения теплоты плавления L температуру плавления T_0, более высокую, чем температура жидкости T_1, зависит, кроме L, dS и dt, исключительно от коэфициента теплопроводности жидкости $\varkappa$ и градиента температуры $\frac{dT}{dN}$ в направлении нормали N к элементу dS и выражается, следовательно, формулой [2])

$$dM = \frac{1}{L} \varkappa \frac{dT}{dN} dS\, dt, \tag{12}$$

то при одинаковых прочих условиях быстрота нарастания кристалла обусловливается именно величиной этого градиента температуры. А этот градиент при одинаковой температуре переохлажденной жидкости будет обладать одним значением в случае плоских изотермических поверхностей — например в случае кристаллизации на нижней поверхности, опущенной сверху в переохлажденную воду пластинки льда, — другим, бо́льшим, значением в случае роста сферокристалла и еще бо́льшим (теоретически бесконечно

---

[1]) См., например, работу Бюрхера [13] и стр. 52—54 моей книжки [6].
[2]) Аналогичную формулу дают Кузнецов и Саратовкин [47,48].

большим) значением у ребра, а тем более у вершины одиночного кристалла, растущего внутри переохлажденной жидкости (см., например, рис. 11, 12, и 13, иллюстрирующие аналогию между распределением электрического потенциала вблизи острия и распределением температуры вблизи шестигранной пластинки льда, находящейся внутри переохлажденной воды, в плоскости пластинки и в плоскости, перпендикулярной к плоскости пластинки).

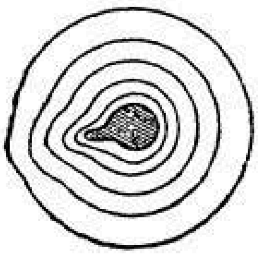


Рис. 11. Эквипотенциальные поверхности вокруг изолированного проводника с острием.

Быстрота кристаллизации (то же относится и к быстроте любого другого превращения из неустойчивой фазы в устойчивую) только в случае плоских изотермических поверхностей может быть рассматриваема как физическая постоянная материала, зависящая от температуры переохлажденной жидкости, да и то лишь в случае бесконечной величины поверхности кристаллизации и бесконечно большого промежутка времени после начала кристаллизации, так как до этого момента быстрота кристаллизации должна постепенно убывать, лишь асимптотически приближаясь к предельному значению.

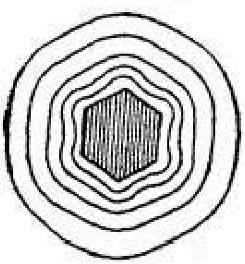


Рис. 12. Эквитемпературные поверхности вокруг шестигранного кристалла льда, находящегося в переохлажденной воде.

В случае роста сферокристалла градиент температуры, а следовательно, и быстрота кристаллизации должны быть обратно пропорциональны его радиусу.

Для случая кристалла с резко выраженными плоскими гранями и прямолинейными ребрами вопрос о физическом значении быстроты кристаллизации осложняется тем, что, кроме указанного нарастания кристалла вдоль одной из кристаллографических осей, он должен по мере увеличения своих размеров расти и в направлениях других осей — направлениях, в которых у него также имеются ребра и вершины, где градиент температуры также имеет аналогично большие значения. Приведем для сравнения рис. 14 и 15, иллюстрирующие вероятную схему роста шести лопастей шестилучевого звездчатого кристалла льда и лопастей «второго порядка» на одной из них.

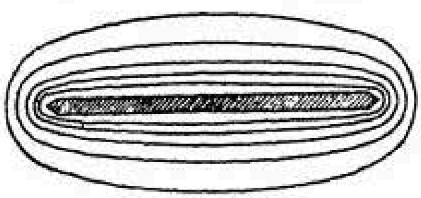


Рис. 13. Сечение эквитемпературных поверхностей вокруг пластинки льда в переохлажденной воде, перпендикулярное плоскости пластинки.

Все сказанное относится к росту кристалла, образовавшегося «самопроизвольно» внутри переохлажденной жидкости или внесенного извне. Если же мы имеем дело с пересыщенным раствором, то явление зависит еще от величины коэфициента диффузии, так как материал для роста должен поступать к нарастающему кристаллу из пересыщенного раствора и концентрация последнего должна быть

вблизи поверхности раздела меньше, чем в отдалении от нее: вокруг кристалла образуются «дворики» обедненного раствора, причем и здесь градиент концентрации должен быть наибольшим у ребер и особенно у вершин. Приведем — опять-таки в качестве иллюстрации — зарисовки Догеля [14] постепенного роста кристаллов иодоформа, кристаллизующегося, как и лед, в гексагональной системе (рис. 16).

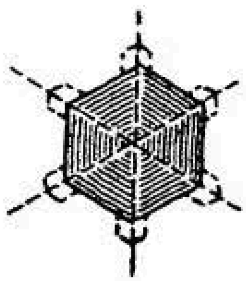


Рис. 14. Четырехгранные лопасти, образующиеся на ребрах шестигранного кристалла в переохлажденной жидкости.

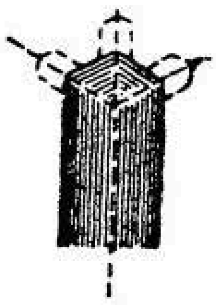


Рис. 15. Лопасти второго порядка, образующиеся на ребрах лопастей первого порядка.

Если коэфициент диффузии сравнительно (по отношению к величине коэфициента теплопроводности) мал, то материал для роста кристаллов будет поступать медленно, и для отвода выделяющейся теплоты кристаллизации температура кристалла может быть лишь немногим больше температуры пересыщенного раствора. Если же коэфициент диффузии сравнительно велик, то и разность температур кристалла и пересыщенного раствора тоже будет значительно больше.

В случае пересыщенного раствора к этим осложняющим — по сравнению со случаем переохлажденной жидкости — обстоятельствам присоединяется еще одно, не менее существенное: движение жидкости, возникающее вследствие различия удельных весов пересыщенного раствора и обедненных слоев раствора вблизи растущего кристалла.

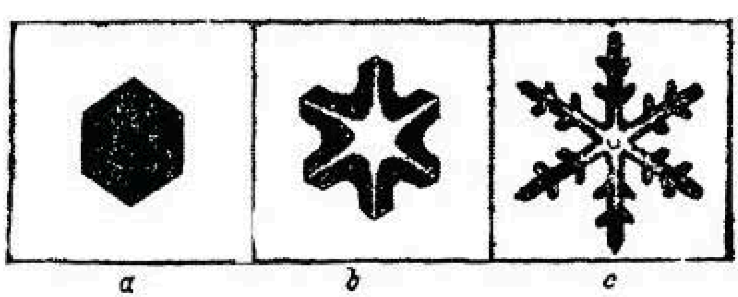


Рис. 16. Последовательные формы роста кристалла иодоформа (по Догелю).

Все это показывает, что в наиболее чистом виде явление кристаллизации может быть наблюдаемо и изучаемо на случае кристаллизации переохлажденной жидкости.

На вопросе о способности к самопроизвольной кристаллизации и о быстроте кристаллизации переохлажденных жидкостей, в частности воды, мы остановимся подробнее в § 13 и 14 главы II.

§ 8. Превращения фаз в неизолированной системе

До сих пор мы не уточняли, изолирована или неизолирована система, в которой происходит фазовый переход; другими словами, может ли происходить какой-либо обмен энергией между тем объемом, где находится рассматриваемое нами вещество, и окружающим пространством или не может происходить (или, что то же, фактически не происходит).

Уточняя то, что изложено выше, мы можем сказать, что равновесие фаз возможно только в изолированной системе или в системе, хотя и не изолированной, но находящейся в соприкосновении с телами той же температуры и производящими на наше вещество то же давление, какое это вещество оказывает на эти тела. Как мы уже говорили, температура и давление должны быть при этом одинаковы во всех точках объема, где находится рассматриваемая система.

Превращение же фаз, наоборот, возможно только в неизолированной системе, либо получающей энергию от внешних тел (если, например, в системе происходит испарение, улетучивание или кипение), либо отдающей энергию внешним телам (если, например, в системе происходит конденсация, возгонка или отвердевание).

Обыкновенно говорится (так говорили и мы выше), что такое превращение происходит при температуре и при давлении, соответствующих некоторой точке одной из кривых перехода, — точке, при которой возможно сосуществование начальной и конечной фаз.

Но такое утверждение относится к *идеальному* случаю, когда приток энергии извне или отдача энергии наружу — будем для определенности говорить о притоке или отдаче энергии в форме теплоты — происходит при бесконечно малой разности температур системы и окружающих тел и, следовательно, происходит бесконечно медленно [1]).

Такой случай можно рассматривать только как некоторый неосуществимый на практике идеал, к которому мы, применяя те или иные приемы, можем приближаться с достаточной для практических целей точностью. Но чтобы иметь понятие об этой точности и особенно чтобы знать, в какой мере процессы превращения фаз — в частности фаз воды, которые происходят в природе, — близки к этому идеальному случаю, надо рассмотреть эти процессы несколько подробнее.

Замечу, что если при обсуждении вопроса о равновесии фаз мы могли не обращать внимания на время, то при рассмотрении превращения фаз необходимо уточнять состояние системы в начальный момент и выяснять последовательные состояния системы в последующие моменты вплоть до конечного, когда система превращается целиком в однофазную и дальнейшие изменения будут происходить уже без изменения фаз. Поэтому мы дополним предположение о двухфазности системы в начальный момент допущением, что фаза, в которую система должна превратиться в конце процесса (который будет длиться лишь некоторый конечный — более короткий или более длинный — отрезок времени), в этот начальный момент присутствует лишь в очень малом количестве, и что элементы этой

---

[1]) Таким ограничением характеризуются в термодинамике обратимые процессы.

второй фазы или только ее зародыши распределены более или менее равномерно по всему объему системы.

Для облегчения рассмотрения сделаем ряд упрощающих предположений, которые можно будет без труда устранить при необходимости приложить выводы к какому-нибудь практически встретившемуся случаю.

Во-первых, предположим, что наша система состоит из двух фаз, имели которые первоначально во всех точках одну и ту же абсолютную температуру T_c и одно и то же давление P_c (если пренебречь разностями давлений, определяемыми действием на систему силы тяжести). Предположение о наличности двух фаз упрощает рассмотрение в том отношении, что тем самым исключаются неустойчивые состояния системы в целом, с возможностью которых мы должны были бы считаться при однофазной системе. Только для случая, когда мы будем иметь дело с последующим переходом твердой фазы в жидкую или газообразную, можно будет считать систему однофазной, так как случаи перегрева твердой фазы, как мы уже указывали, неизвестны.

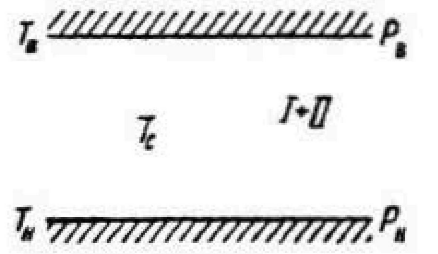


Рис. 17. Схема расположения слоев при превращении двухфазной системы.

Во-вторых, мы предположим, что система заключена между двумя горизонтальными стенками (рис. 17), так что над нею находится тело, которое имеет температуру $T_в$ и оказывает на систему давление $P_в$ — одинаковое во всех точках поверхности соприкосновения, — а под нею находится тело, имеющее абсолютную температуру $T_н$ и оказывающее на систему давление $P_н$ — тоже одинаковое во всех точках поверхности соприкосновения.

В-третьих, так как при превращении фаз объем системы изменяется, то мы допустим, что при этом изменяется соответственно и расстояние между стенками.

В-четвертых, одну из стенок мы будем считать все время имеющей температуру T_c и оказывающей на систему давление P_c, — причем материал этой стенки будем считать лишенным теплопроводности; другую же стенку будем считать отличающейся от системы либо температурой, либо давлением и обладающей бесконечно большой теплопроводностью. Благодаря такому предположению процесс будет закончен после полного превращения одной фазы в другую; иначе пришлось бы рассматривать еще передачу тепла от одной стенки к другой через однофазную систему.

Таким образом, рассмотрению будут подлежать четыре случая.

Назовем фазу, которая превращается в другую при том направлении тока тепла от системы к отличающейся от нее по температуре (или давлению) стенке, какое обусловливается знаком разности $T_н - T_c$ (или $P_н - P_c$) — в случаях A и B — или же разности $T_в - T_c$ (или $P_в - P_c$) в случаях C и D, — фазой I, а фазу, в которую она

Таблица III

Различные случаи расположения фаз в вертикальном направлении

A.	$T_в = T_с$,	$P_в = P_с$;	$T_н < T_с$	(или $P_н < P_с$)
B.	$T_в = T_с$,	$P_в = P_с$;	$T_н > T_с$	(или $P_н > P_с$)
C.	$T_н = T_с$,	$P_н = P_с$;	$T_в < T_с$	(или $P_в < P_с$)
D	$T_н = T_с$,	$P_н = P_с$;	$T_в > T_с$	(или $P_в > P_с$).

превращается при этом направлении тока тепла, — фазой II. Преимущественное внимание мы будем обращать на различия температуры, в связи с чем случаи одинаковости температур и различия давлений будут специально оговариваться в дальнейшем.

Таким образом в случаях A и C при наличии газообразной и жидкой фаз, фазой I будет пар, фазой II — жидкость, так как в обоих этих случаях имеет место отток тепла от системы, сопровождаемый конденсацией пара (система *a*); при наличности газообразной и твердой фаз фазой I будет пар, а фазой II — твердое тело, так как будет иметь место сублимация пара (система *b*); при наличии жидкой и твердой фаз фазой I будет жидкость, а фазой II — твердое тело, так как будет происходить затвердевание жидкости (система *c*).

Точно так же в случаях B и D в системе *a* фазой I будет жидкость, а фазой II — пар и будет происходить испарение; в системе *b* фазой I будет твердое тело, а фазой II — пар (будет происходить возгонка); в системе *c* фазой I будет твердое тело, а фазой II — жидкость (будет происходить плавление).

Существенно различными будут при этом три категории случаев:

1. Порядок температур $T_в$, $T_с$, $T_н$ соответствует порядку, в котором фазы системы расположились бы под действием силы тяжести: случаи A и D для таких систем *a*, систем *b* и систем *c*, материал которых увеличивается в объеме при плавлении; случаи B и C для таких систем *c*, материал которых уменьшается в объеме при плавлении (будем для сокращения речи называть такие системы «водой и т. п.»). Такое расположение слоев нашей двухфазной системы назовем *естественным*.

2. Порядок температуры $T_в$, $T_с$, $T_н$ не соответствует порядку, в котором фазы системы расположились бы под действием силы тяжести: случаи B и C для таких систем *a*, систем *b* и систем *c*, материал которых увеличивается в объеме при плавлении; случаи A и D для воды и т. п. Такое расположение слоев нашей двухфазной системы назовем *неестественным*.

3. Имеющиеся уже в системе элементы (или только зародыши элементов) распределены исключительно внутри системы и особыми мерами — перемешиванием — поддерживаются в этом взвешенном состоянии в течение всего времени превращения одной фазы в другую.

ВЕ Научное наследие России

В первой категории случаев имевшиеся в системе в начале процесса элементы более тяжелой фазы II под влиянием силы тяжести осядут на дно, температура которого ниже температуры системы (случай C вообще и случай B для воды и т. п.), или же элементы более легкой фазы II поднимутся к верхней поверхности раздела, температура которой ниже температуры системы (случай C вообще и случай D для воды и т. п.), и отток тепла от системы будет иметь следствием постепенное нарастание слоя фазы II на более холодной поверхности. Быстрота этого роста будет зависеть от быстроты оттока теплоты превращения фазы I в фазу II, в свою очередь определяемой коэфициентами теплопередачи материала той стенки, температура которой ниже температуры системы и самой фазы II. При этом температура будет оставаться одинаковой и равной T_c во всех точках фазы I и будет различной на различных уровнях фазы II — вообще говоря, тем более низкой, чем этот уровень ниже.

Слова «вообще говоря» добавлены здесь потому, что для воды при температурах ниже $+4^\circ$ подобное расположение будет неустойчивым — при этих температурах наверху должны располагаться слои, более холодные, чем внизу.

§ 9. Превращения фаз воды при естественном расположении слоев различных фаз

Мы не будем разбирать во всех деталях общий вопрос о превращении фаз при естественном или неестественном расположении слоев или при их перемешивании, а ограничимся случаем превращений, происходящих в двухфазной однокомпонентной системе, единственной компонентой которой является вода. Такое рассмотрение также не является кратким, но оно представляется нужным для понимания самой сути различных случаев образования воды в твердом состоянии в природе.

Если система, которая состоит из водяного пара и небольшого количества капелек воды (при температуре T_c более высокой, чем T_A — температура тройной точки — см. рис. 1) или кристалликов льда (при $T_c < T_A$), придет в соприкосновение с более холодной нижней стенкой (случай A), то эти капельки или кристаллики осядут на стенке и затем эта стенка станет покрываться слоем воды в жидком (роса) или твердом состоянии (иней) до тех пор, пока оставшийся неконденсированным пар не будет обладать плотностью $d_н$, характерной для насыщения при температуре $T_н$.

Во время всего процесса превращения температура в различных слоях образующейся фазы будет различной — тем более высокой, чем выше слой, — и передача тепла от нижней стенки к пару, сохраняющему температуру T_c, будет происходить посредством теплопроводности и лучеиспускания от нижней стенки к верхней поверхности слоя. Скорость прироста слоя будет изменяться в

зависимости от изменения его толщины l и будет определяться формулой

$$\frac{dl}{dt} = \frac{1}{L}\left[\varkappa \frac{T_н - T_с}{l} + C_{сн}(T_н^4 - T_с^4)\, a^{-l}\right], \qquad (13)$$

где L — теплота превращения, $\varkappa$ — коэфициент теплопроводности слоя, a — коэфициент поглощения лучистой энергии материалом стенки, $C_{сн}$ — коэфициент лучеиспускания между поверхностью нижнего слоя и полной поверхностью стенки, определяемый в свою очередь по формуле

$$\frac{1}{C_{сн}} = \frac{1}{C_н} + \frac{1}{C_с} - \frac{1}{2C_s}, \qquad (14)$$

где $C_н$, $C_с$ и C_s — коэфициенты лучеиспускания нижней стенки, верхней поверхности слоя и абсолютного черного тела.

Если система состоит из слоя жидкой воды с имеющимися внутри нее пузырьками воздуха, а следовательно, и пара (при $T_с > T_А$) или из слоя льда, на верхней поверхности которого имеется слой сгущенного воздуха (при $T_с < T_А$), и приведена в соприкосновение с более теплой верхней стенкой, то жидкая или твердая фаза начнет у этой стенки превращаться в пар и происходит испарение воды или возгонка льда. При этом поток тепла от этой стенки будет направлен вниз к поверхности I фазы и будет тратиться на компенсацию теплоты испарения или сублимации при температуре $T_в$ (или температуре, соответствующей давлению $P_в$ у этой стенки). Этот поток тепла будет зависеть опять-таки от толщины слоя пара и будет определять собой скорость уменьшения толщины l слоя воды или льда, которая выразится формулой, аналогичной формуле (13), а именно

$$\frac{dl}{dt} = \frac{1}{L}\left[\varkappa \frac{T_в - T_с}{l} + C_{вс}(T_в^4 - T_с^4)\, a^{-l}\right], \qquad (15)$$

где буквы имеют аналогичное значение.

Остается рассмотреть случаи B и C — соприкосновения смеси воды и кристаллов или кусочков льда при 0° с нижней стенкой, имеющей более высокую температуру $+T_н$, и соприкосновения смеси льда и кристалликов воды с верхней стенкой, имеющей более низкую температуру $-T_н$.

В первом случае, соответствующем обычным условиям водоемов и водотоков, при которых дно даже в зимнее время имеет температуру выше нуля (весной — при не особенно толстом льде и небольшой глубине слоя воды — от нагревания лучами солнца), все кристаллики льда сначала поднимутся кверху, а вода станет получать теплоту от нижней стенки и передавать ее (если $T_н < 4°$) путем теплопроводности и лучеиспускания к верхним своим слоям, где эта теплота будет тратиться на плавление льда. При этом температура будет тем выше, чем ниже слой, и будет близка к 0° в верхнем слое, но все же и в этом слое будет выше нуля, так как кристаллы

или кусочки льда, которые первоначально были в смеси, не могут заполнить собой этот слой сплошным образом. В этом слое передача тепла будет итти не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении.

Если же $T_н > 4°$, то к передаче теплоты от нижней стенки вверх путем теплопроводности и лучеиспусканием присоединится передача теплоты конвекционными токами, благодаря которым, вместе того чтобы иметь более или менее одинаковый градиент температуры, как это имело бы место при $T_н < 4°$, будем иметь значительное уменьшение этого градиента почти во всей толще воды и как следствие этого — сосредоточение почти по всей разности температур $T_н$—0 в верхних слоях.

В справедливости указанных соображений убеждает, например, обставленный весьма тщательными измерениями при помощи особо чувствительных термометров, лабораторный опыт, произведенный известным исследователем ледовых явлений Барнесом [15], профессором физики в Монреале. Приведем вкратце, следуя Добровольскому, некоторые данные, относящиеся к этим опытам ([3], стр. 22—23).

«Уже давно некоторые исследователи высказали два на первый взгляд парадоксальные тезиса: во-первых, что температура смеси льда и воды не является абсолютно постоянной, но зависит от относительной массы обеих этих фаз; во-вторых, что превращение льда в воду и обратно по видимости изотермично, а на самом деле допускает, вероятно, хотя бы минимальные разности температур; что при затвердевании вода должна быть немного холоднее, при таянии немного теплее льда. Однако только теперь чрезвычайно точные измерения Барнеса дали прочное основание этому утверждению.

«Так как в этих опытах дело шло о точном и достоверном подтверждении существования крайне малых разностей температуры, то поэтому первой задачей было устройство соответствующих приборов».

Ввиду непригодности для этой цели ртутных термометров Барнес применял платиновые термометры сопротивления, допускающие измерение на расстоянии. «При производстве измерения каждый раз проверялись постоянство и точность нулевой точки; для этой цели Барнес применял очень тщательно приготовленную совершенно однородную смесь снега и льда, тепловая однородность которой контролировалась находившимися в ней двумя ветвями дифференциального термометра. Смесь эта через определенные промежутки времени возобновлялась. При измерениях был использован еще один термометр с одной ветвью в этой смеси при нуле, а с другой ветвью — в исследуемой воде со льдом, либо нарастающим, либо тающим. За техническими подробностями, касающимися как аппаратуры, так и самих измерений, отсылаем читателя к работам автора.

«Приведем выводы из исследований Барнеса, очень многочисленных, произведенных как в лаборатории, так и в природных условиях и заслуживающих полного доверия, хотя еще не исчерпывающих вопроса».

Ограничимся сначала случаями нагревания смеси воды и льда.

«Когда солнце действует в течение большого промежутка времени, особенно когда наступит оттепель, быстрое таяние льда связано с повышением температуры воды, обычно также в пределах нескольких тысячных градуса; этот перегрев воды, соприкасающейся со льдом, особенно возрастает, когда одновременно идет дождь, и вместе с тем уменьшается с уменьшением количества льда. Так, например, на порогах Лачин-Рапидс на реке св. Лаврентия в течение февраля 1897 г. были зафиксированы следующие температуры: 3-го — температура воздуха макс. —3°,3, мин. —12°,1, небо ясное, солнечное сияние 89%, ветер 52,2 километра в час, температура воды в тихих местах не измерена, в потоке 0°; 5-го — температура воздуха макс. 0°, мин. —19°,4, небо ясное, солнечное сияние 88%, ветер 9,7, температура воды в тихом месте +0°,0215, в потоке не измерена; 7-го — температура воздуха макс. +3°,3 мин. —2°,8, дождь, солнечное сияние 0%, ветер 24,3, температура воды в тихом месте +0,0182, в потоке +0°,0197; 8-го — температура воздуха макс. +1°,1, мин. —2°,2, дождь, солнечное сияние 0%, ветер 32,2, температура воды в тихом месте + 0°,0413, в потоке +0,°0547 и т. д. Из этих примеров видно, что. . . солнце, во время мороза, может оказаться достаточным не только для устранения переохлаждения, но даже для определенного перегрева воды ([3], стр. 24).

«Если данная масса воды с небольшим количеством льда, при постоянном перемешивании, подвергнется сначала нагреву, а затем плавлению, то температура поднимется несколько выше нуля — на величину, в общем не превышающую тысячных долей градуса и зависящую от степени нагревания; по мере прироста количества воды за счет льда температура приближается к нулю, снова постепенно поднимаясь, как только воды будет больше, чем льда».

Чтобы не возвращаться к рассуждениям и опытам Барнеса, остановимся еще на случае охлаждения сверху смеси воды и кристалликов льда при перемешивании такой смеси, хотя рассмотрение такого случая было бы по сути дела уместнее ниже, в § 11.

«Если данная масса воды с небольшим количеством льда, постоянно перемешиваемая для поддержания совершенной однородности смеси двух фаз и отвода выделяемого тепла, подвергается однородному и полному охлаждению, а затем замерзанию, тогда температура падает несколько ниже нуля — на величину, в общем не превышающую тысячных долей градуса, зависящую впрочем от степени охлаждения: по мере прироста льда за счет воды температура прибли-

жается к нулю, снова падая постепенно, как только льда станет больше, чем воды.

«Когда быстрое течение, сильные завихрения, клубы пены (или же в лаборатории — непрерывное перемешивание движением воздуха, усиленно вгоняемого в сосуд) обеспечивают ледоводной массе как постоянное соприкосновение с атмосферой, так и быстрый отвод тепла, выделяющегося при замерзании, тогда вода, охлажденная во всей своей массе, переохлаждается и остается в этом состоянии, несмотря на то, что она содержит в себе лед и что количество этого льда увеличивается. Переохлаждение это весьма ничтожно, обычно в пределах тысячных долей градуса, и наибольшая величина его не превышает одной сотой градуса. Величина его зависит от двух причин: от степени охлаждения и от количества образовавшегося льда. Так, например, однажды, при сильном ветре и морозе в 17°,6, когда лед в реке св. Лаврентия образовался очень быстро, температура воды была от —0,°0065 до —0,°0068; а в сосуде, обложенном смесью воды и снега, которая имела температуру 0° и в которую пускался сильный ток чрезвычайно холодного воздуха из резервуара, масса воды — в момент начала образования льда — оказалась переохлажденной до —0,°0140; когда же лед составил уже 20% смеси, температура воды поднялась до — 0,°0060. Также и в реке параллельно с возрастанием количества льда переохлаждение уменьшилось. (О том, являются ли такие температуры переохлаждением, см. стр. 91.)

«Итак, температура, имеющаяся в действительности во время замерзания или плавления, *отличается вообще от нуля*, причем значение ее, изменяющееся в узких пределах, зависит от двух причин, из которых главная—относительное количество льда и воды, а второстепенная—степень охлаждения или нагревания» ([3], стр. 25).

§ 10. Превращения фаз воды при неестественном расположении слоев различных фаз

Такие превращения отличаются от превращений, рассмотренных в предыдущем параграфе, главным образом тем, что к теплопередаче посредством теплопроводности и лучеиспускания присоединяется передача тепла конвекционными токами, которая в некоторых случаях может иметь не меньшее значение, чем два других вида теплопередачи. Другое отличие заключается в том, что выделение фазы II может происходить на обеих стенках, хотя на нижней (если фаза I газообразная) выделится, как общее правило, только та часть фазы II, которая существовала во взвешенном состоянии в начале процесса.

Так, если одна из фаз будет газообразной, то в случаях категории А, когда верхняя стенка имеет температуру $T_в$, более низкую, чем температура двухфазной системы $T_с$, на этой стенке будет выделяться вода в жидком (если $T_с > T_А$) или в твердом (если $T_с < T_А$)

БИБЛИОТЕКА

состоянии, а та часть воды, которая была в этом состоянии раньше, осядет под действием силы тяжести на нижнюю стенку, и процесс закончится превращением всего избытка пара в росу или иней. То же самое будет иметь место, если давление $P_в$ у верхней стенки будет меньше, чем первоначальное давление системы $P_с$.

Если же мы имеем дело со случаями категории B, то газообразная фаза будет фазой I, и процесс будет заключаться в превращении имевшихся во взвешенном состоянии капелек воды или кристалликов льда в парообразное состояние.

Для вопросов, рассматриваемых в настоящей книге, гораздо больший интерес представляют случаи, когда начальное состояние системы — жидкая вода, в которой взвешены кристаллики льда. Здесь могут быть два случая: 1) система соприкасается с верхней стенкой, практически не пропускающей тепла и имеющей температуру 0°, как и смесь воды со льдом, — и с нижней стенкой, более низкой температуры $T_н$, и 2) система имеет первоначальную температуру $T_с$ (вода переохлаждена) и соприкасается снизу со стенкой той же температуры, но не могущей отдавать тепло, а сверху — со стенкой, имеющей температуру 0° и могущей поглощать теплоту затвердевания.

Первый случай соответствует искусственному замораживанию воды в плоских сосудах в лабораторных условиях, а в природных может иметь место — и притом весьма редко — в неглубоких водоемах с темным дном в ясные ночи при температурах воздуха, практически равных 0°. В этом случае может произойти одно из двух: либо все кристаллики льда успеют подняться в начале процесса вверх, и вода внизу станет переохлажденной и будет оставаться переохлажденной до конца, т. е. до превращения ее целиком в лед, нарастающий постепенно сверху; либо некоторое количество кристалликов не успеет в начальный момент подняться со дна, и рост льда начнется снизу. Мы откинем второй вариант, как не соответствующий конечному результату второй категории, и тогда можем сказать, что скорость роста слоя льда внизу будет определяться в этом случае быстротой оттока теплоты затвердевания с нижней поверхности слоя льда к нижней стенке 1) благодаря теплопроводности переохлажденной воды и 2) благодаря ее лучеиспусканию, и может быть выражена формулой, аналогичной формулам (13) и (15), если пренебречь конвекцией тепла, вызываемой тем обстоятельством, что переохлажденная воды тем легче, чем ниже ее температура.

Если же у нас имеется смесь льда и переохлажденной воды, имеющих температуру $-\theta_с$ и соприкасающихся снизу со стенкой той же температуры, но не могущей отдавать свое тепло, а сверху со стенкой, имеющей температуру 0° и могущей поглощать теплоту затвердевания, то сначала кристаллики льда, имевшие первоначально температуру $-\theta_с$, поднимутся все вверх и примут там температуру 0°, а затем слой льда начнет расти вниз с быстротой

определяемой в каждый момент теплопроводностью переохлажденной воды и температурой нижней поверхности слоя переохлажденной воды. В некоторой мере скорость роста льда будет зависеть также от конвекционных токов, как в предыдущем случае. Главным отличием рассматриваемого случая будет то обстоятельство, что в результате процесса не вся система обратится в лед, а только часть воды, именно, слой толщиной, равной приблизительно

$$l_{\text{кон}} = l_{\text{нач}} \frac{L - \theta_c}{L}, \tag{16}$$

если $l_{\text{нач}}$ — первоначальная толщина слоя смеси (при условии возможности пренебречь начальным содержанием в ней льда в подвешенном состоянии). Если эти соотношения выражать не толщиной слоев, а массами льда $M_л$ и воды $M_в$ на единицу горизонтальной поверхности, то получим уравнение

$$M_{\text{л. кон}} = M_{\text{л. нач}} + M_{\text{в. нач}} \frac{L - \theta_c}{L}, \tag{17}$$

в котором для полноты введено начальное количество льда.

§ 11. Превращения фаз воды при перемешивании

Основное значение перемешивания — искусственного в лабораторных условиях и вызываемого общей средней скоростью в горизонтальном направлении (ветер, водоток) в природных условиях — заключается, во-первых, в уменьшении (а при достаточно энергичном перемешивании в практическом уничтожении) того неравномерного среднего распределения взвешенных, более тяжелых, чем водяной пар сам по себе или воздух с этим паром, капелек жидкой воды или кристалликов льда (а в случае системы вода — лед — более легких, чем вода, кристалликов льда), какое имело бы место при отсутствии перемешивания. Вторым следствием перемешивания является уменьшение и даже — при достаточно энергичном перемешивании — практическое уничтожение того неравномерного распределения температуры в системе, какое имеет место при наличии разности $T_в$—$T_н$ температур верхних и нижних слоев системы при отсутствии перемешивания. Перемешивание же приводит к тому, что температура системы становится практически равной температуре той стенки, которая при наших упрощающих предположениях считается идеально проводящей тепло и является благодаря этому либо источником тепла, либо его поглотителем и притом в любом количестве. А это равенство температур в свою очередь приводит к тому, что процесс выделения фазы II на одной из стенок или на обеих стенках замедляется, но зато к нему добавляется переход фазы I в фазу II внутри самой системы, причем в зависимости от того, является ли фаза I более легкой или более тяжелой, чем фаза II, количество взвешенной фазы растет или убывает.

Таблица IV

Процессы превращения фаз воды в пространстве между двумя горизонтальными стенками различной температуры

	Пар и вода (лед)				Вода и лед			
	Естественное расположение		Неестественное расположение		Естественное расположение		Неестественное расположение	
Верхняя стенка	Нагреватель	Изолятор	Охладитель	Изолятор	Охладитель	Изолятор	Нагреватель	Изолятор
	Испарение (возгонка)	—	Конденсация (сублимация)	—	Замерзание	Вначале всплывание льда; затем плавление	Плавление всплывшего льда	Вначале всплывание льда
Система	При перемешивании							
	Испарение (возгонка)	Конденсация (сублимация)	Конденсация (сублимация)	Испарение (возгонка)	Замерзание	Плавление	Плавление	Замерзание
Нижняя стенка	Изолятор	Охладитель	Изолятор	Нагреватель	Изолятор	Охладитель	Изолятор	Нагреватель
	Вначале выпадение капелек (кристаллов), затем испарение (возгонка)	Конденсация (сублимация)	Вначале выпадение капелек (кристаллов)	Испарение (возгонка)	При перемешивании замерзание	Плавление	—	Замерзание

Ввиду важности влияния перемешивания для процессов образования льда в природных условиях, остановимся несколько подробней на этом влиянии, причем, как и в предыдущих двух параграфах, начнем со случая, когда одна из фаз системы газообразная. Для удобства рассмотрения, все то что сказано в двух предыдущих параграфах и будет сказано в настоящем, сведено в форме таблицы на предыдущей странице.

Из случаев, в которых одна из фаз системы газообразная, разберем, чтобы не повторяться, только случаи неестественного расположения слоев.

Если нижняя стенка теплее системы (4-й столбец), то исчезновение взвешенных капелек или кристалликов будет происходить не только у верхней стенки, как в случае отсутствия перемешивания, но во всей толще системы и притом, пожалуй, несколько интенсивнее, при достаточно энергичном перемешивании в нижних слоях. В самом деле, при этих условиях там будет лишь немного меньшее количество капелек или кристалликов, чем в верхних слоях. Скорость же теплопередачи с нижней стенки для компенсации теплоты, потребной на испарение или возгонку, будет больше не только для передачи тепла теплопроводностью [первые члены формул (13) и (15)], но и для передачи конвекционными токами (будет меньше путь) и даже лучеиспусканием (вторые члены тех же формул, где l стоит в показателе отрицательной степени), если даже не принимать во внимание некоторого увеличения количества отраженных и рассеивающих лучи жидких и твердых элементов по направлению кверху. Попыток учесть теоретически влияние перемешивания и выразить это влияние математическими формулами пока не было, хотя некоторым подходом к этому могли бы быть исследования о переносе тепла и распределении взвешенных частей в турбулентном потоке, о которых будет речь ниже. Если верхняя стенка будет холоднее системы, то перемешивание затруднит как осаждение росы или инея на ней, так и механическое выпадение капелек воды или кристалликов льда на нижней стенке, но зато будет способствовать уносу тепла конденсации или сублимации с распределенных все время более или менее равномерно по всей толще системы капелек или кристалликов при их росте в тем большей степени, чем интенсивнее будет это перемешивание. Этот рост прекратится только тогда, когда понижение температуры капелек или кристалликов доведет ее до равенства температуре верхней стенки.

Для полноты картины отметим, во-первых, что при охлаждении системы возможно появление новых зародышей — новых капелек или, что менее вероятно, кристалликов—и, во-вторых, что в случае наличия взвешенных капелек и температуры верхней стенки более низкой чем 0° возможно переохлаждение этих капелек.

Переходя теперь к системе вода — лед, остановимся только на случае соприкосновения такой системы, имеющей первоначальную температуру 0°, с более холодной верхней стенкой, имеющей

температуру — $\theta_в$ (5-й столбец табл. IV), так как остальные три случая настолько просты, что достаточно указаний этой таблицы для того, чтобы в них разобраться.

При отсутствии перемешивания — случай замерзания воды в водоемах при умеренном волнении, лишь частично заносящем падающие из воздуха снежинки в небольшую толщу верхних слоев,— находившиеся первоначально в системе кристаллики понемногу всплывут вверх и явятся зародышами ледообразования в самом верхнем слое системы, соприкасающемся с холодной верхней стенкой, и затем будет происходить нарастание этого слоя льда. Вопрос о скорости такого роста, который будет определяться исключительно теплопроводностью льда, будет подробно рассмотрен в § 17.

При перемешивании же, как это имеет место в природных условиях — весьма часто в водотоках — и искусственно осуществлялось в полулабораторных условиях Альтбергом [16], а также Зильберманом и Жемчуговым [17] (об этих опытах будет также речь дальше), взвешенные в воде частички льда будут заноситься перемешиванием вглубь — вплоть до нижней стенки (дна водотока в природных условиях и того канала или сосуда, в которых производились опыты Альтбергом). Перемешивание системы будет способствовать отдаче верхней стенке тепла смесью воды с частичками льда, имевшей первоначальную температуру, на $+\theta_в$ более высокую, чем эта стенка. В результате получится переохлаждение системы и при наличии в переохлажденной воде кристалликов льда («шуги» в водотоке) эти последние будут непременно расти. Однако вследствие постоянного перемешивания системы рост этот будет ускоренным по сравнению с ростом в неперемешиваемой воде, так как под влиянием перемешивания элементы переохлажденной воды, имеющие наиболее низкую температуру, будут наноситься в соседство с растущим кристалликом, имеющим температуру замерзания воды и непосредственно окруженным вследствие этого слоем очень мало переохлажденной воды. Температурные градиенты станут больше, и в связи с этим увеличится быстрота отвода теплоты, выделяющейся при дальнейшей кристаллизации, а следовательно, и рост кристалла. К этому добавится еще явление примерзания этих кристалликов ко всякому твердому телу, на какое перемешивание жидкости может их нанести: к нижней стенке в рассматриваемом нами упрощенном теоретическом случае, ко дну водотока в естественных условиях, канала или сосуда в опытах Альтберга, к тем твердым предметам, какие находятся на дне водотока [1]) или помещались на дне канала или сосуда в опытах Альтберга и Зильбермана и Жемчугова, или взвешены внутри переохлажденной воды с находящимися в ней кристалликами льда. В самом деле, вследствие наличия некоторой скорости у кристаллика льда в момент соприкосно-

[1]) Подробнее о режеляционной точке зрения на отложение донного льда см. гл. XI, § 7.

вения его с твердым телом, должно возникнуть на поверхности соприкосновения некоторое добавочное давление. Вызываемое им понижение температуры плавления создает условия для возможности плавления льда на этой поверхности соприкосновения, если теплота, нужная для плавления, будет поступать к этому месту со стороны. Такое поступление вполне возможно как вследствие наличия теплопроводности у того твердого тела, на которое перемешивание нанесло кристаллик льда, так и вследствие продолжающегося движения вокруг него переохлажденной воды, температура которой может при достаточном давлении льдинки на препятствие оказаться выше температуры на поверхности соприкосновения льдинки и твердого тела. Все эти соображения показывают, что образование такого «донного» льда должно итти тем быстрее, чем больше кривизна той части поверхности твердого тела, к которой начинает примерзать кристаллик, чем больше коэфициент теплопроводности этого твердого тела и чем больше быстрота перемешивания, как это и подтверждается наблюдениями над образованием донного льда в природных условиях.

Процесс закончится в разбираемом нами идеальном теоретическом случае тогда, когда вся вода обратится в лед температуры $-\theta_в$ сначала путем роста элементов льда на дне и внутри воды и образования слоя льда на верхней стенке, а затем, когда наличие этих масс льда станет все более и более затруднять перемешивание, благодаря срастанию всех их в одну компактную массу.

Теоретически допустимо образование внутри переохлажденной жидкости новых зародышей льда, если только способность к кристаллизации будет достаточно заметной при получающемся переохлаждении. Это обстоятельство не может сколько-нибудь существенно изменить намеченную выше картину, так как быстрота увеличения количества образующегося льда будет в меньшей степени зависеть от числа и размеров взвешенных в системе кристалликов льда, чем от интенсивности перемешивания. В естественных же условиях, в которых роль идеально проводящей верхней стенки играет атмосферный воздух, число и размеры кристалликов льда должны иметь значение лишь постольку, поскольку ими определяется возможность заноса кристалликов вглубь [1]), а быстрота увеличения общей массы внутриводного льда будет определяться исключительно условиями теплоотдачи со свободной поверхности водотока.

§ 12. Превращения трехфазной системы лед—вода—водяной пар [2])

При первоначальном составлении § 7—11, 13, 14 и 16 гл. I, § 2 гл. VIII и § 5—7 гл. XI я имел в виду ограничиться рассмотрением вопросов

[1]) Вопрос о распределении «шугинок» различной гидравлической крупности в настоящее время достаточно полно разработан советскими учеными — см., например, работу Маккавеева [45].

[2]) Вследствие того что этот параграф добавлен по окончании составления главы, нумерация формул в нем отдельная.

о превращениях систем из двух фаз. Однако обдумывание всех этих вопросов указало на необходимость углубленного рассмотрения превращений трехфазной системы: лед—вода (пресная или морская) — водяной пар, что и привело к соответствующему специальному исследованию [46].

Приведем здесь из этого исследования наиболее существенное относящееся к превращениям однокомпонентной трехфазной неизолированной системы в частном случае, когда этой компонентой является H_2O, а фазами — лед—пресная вода—водяной пар.

Прежде всего замечу, что в этой работе обращается внимание на одно очевидное обстоятельство, прямых указаний на которое мне не встречалось, а именно, что геометрическим местом точек соприкосновения *двух* фаз является непременно некоторая *поверхность*, а геометрическим местом точек соприкосновения *трех* фаз — некоторая *линия*.

Второе обстоятельство, на которое обращается внимание в этой работе, это — понятие *о факторе, нарушающем изолированность системы*, причем в качестве этих факторов рассматриваются:

1) силовое поле, вызывающее различие давления в различных точках системы,

2) температурное поле,

3) поток энергии сквозь занимаемое системой пространство,

4) поток вещества сквозь это пространство.

Если через k обозначить число факторов, нарушающих изолированность системы, находящейся в замкнутом пространстве, чрез поверхность которого невозможно проникновение каких-либо внешних воздействий, то в рассматриваемой работе выяснена необходимость замены уравнения Гиббса

$$n - m \leqslant 2 \tag{1}$$

более общим уравнением

$$n - m \leqslant 2 - k. \tag{2}$$

Здесь n — число сосуществующих фаз, которые находятся в устойчивом равновесии, т. е. соприкасаются друг с другом в одной или многих точках, сохраняющих свое положение в пространстве, а m — число компонентов системы.

Если рассматривать (как мы делали это в § 8—11 гл. I) только 2-й из перечисленных выше факторов (температурное поле), то из уравнения (2) для однокомпонентной системы дает

$$n \leqslant 1 + 2 - 1, \tag{3}$$

т. е. число фаз, находящихся в равновесии *при некотором постоянном давлении*, не более двух.

Однако если мы хотим оставаться на реальной почве, то мы должны иметь в виду непременное наличие 1-го фактора — поля силы тяжести, а в таком случае в температурном поле равновесие *двух* фаз может быть только на каком-нибудь одном уровне и то при

условии, что давление и температура на этом уровне будут соответствовать одной из кривых AB, AC или AD на рис. 1 или 2. Вообще же говоря, в реальной системе будет в равновесии только одна фаза и, в частности, «тройная точка» — в смысле сосуществования *трех* фаз, соприкасающихся по одной линии — невозможна.

Рассмотрим для простоты случай, когда твердая фаза ограничена, кроме горизонтальных граней, только вертикальными. Если жидкая фаза тяжелее твердой, то она может помещаться лишь в призматическом углублении твердой фазы (рис. 18) или же твердая фаза будет иметь форму призмы, которая будет плавать на жидкости (рис 19).

Разберем условия равновесия в какой-нибудь точке поверхности раздела на глубине $h_ж$ под верхней поверхностью жидкой фазы и на глубине $h_т$ — под верхней поверхностью твердой фазы. Если пренебречь действием стенок и весом газообразной фазы, то давление на этой глубине будет в твердой фазе:

$$p_т = g\varrho_т h_т + p_{п,т}, \qquad (4)$$

а в жидкой —

$$p_ж = g\varrho_ж h_ж + p_{п,ж}, \qquad (5)$$

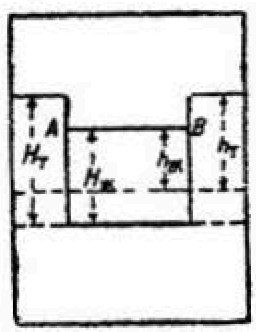


Рис. 18.

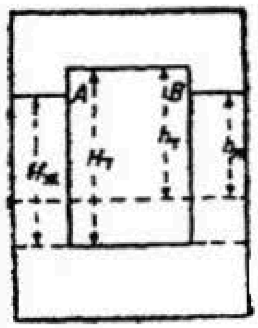


Рис. 19.

где $p_{п,т}$ и $p_{п,ж}$ — упругости пара над твердой и над жидкой фазой, а $\varrho_т$ и $\varrho_ж$ — средние плотности этих фаз, которые можно считать практически не зависящими от h. Точно так же можно практически пренебречь величинами $p_{п,т}$ и $p_{п,ж}$ по сравнению с $p_т$ и $p_ж$.

Начнем со случая плавающей в жидкой фазе призмы твердой фазы (рис. 19). Равенство давлений $p_т$ и $p_ж$, даваемых уравнениями (4) и (5), будет осуществлено только на горизонте нижней поверхности плавающей призмы, где мы будем иметь

$$p_т = g\varrho_т H_т = p_ж = g\varrho_ж H_ж, \qquad (7)$$

если пренебречь упругостями пара $p_{п,ж}$ и $p_{п,т}$. На всех же остальных горизонтах мы будем иметь

$$p_т > p_ж, \qquad (8)$$

или, иначе, разность давлений Δp, направленную внутрь жидкой фазы и равную

$$\Delta p = g(\varrho_т h_т - \varrho_ж h_ж). \qquad (9)$$

Поэтому боковые поверхности твердой фазы несколько вышятятся в направлении к жидкой и давление на глубине h под поверхностью жидкой фазы будет меньше у боковых поверхностей призмы, будет равно значению (5) $p_ж$ и будет меньше, чем в средних его частях, где оно будет близко к значению $p_т$ (4).

Так как кривая плавления в разбираемом нами случае дает увеличение давления плавления p с понижением температуры плавления T, то равновесие фаз и равновесие температуры находятся в противоречии. В самом деле, при начальном постоянстве температуры и равенстве ее температуре тройной точки $T_{тр}$ эта температура на глубине $h_{ж}$, меньшей $H_{ж}$, будет выше температуры плавления под давлением $p_{h\,т}$ или $p_{h\,ж}$, и, следовательно, лед, имевший температуру $T_{тр}$, начнет плавиться на всех горизонтах ниже уровня воды и температура там понизится — тем более, чем больше $h_{ж}$ или $h_{т}$.

Теплота, потребная для плавления, будет заимствоваться от воды, которая должна будет начать замерзать, и таким образом вокруг призмы получится сначала тонкая корка льда, которая мало помалу станет расти, пока убывающая толща ледяной призмы над прежним горизонтом воды и возрастающая толща ледяной корки не станут равными.

Так как количество наросшего льда будет при этом равно количеству расплавившегося, то горизонт воды останется в прежнем положении.

Если же жидкая фаза будет находиться первоначально в углублении твердой (рис. 18) и первоначальная температура будет равна температуре $T_{тр}$ тройной точки, то, как и в разобранном только что случае, твердая фаза станет плавиться как на боковых, так и на нижней стенках углубления, а жидкая фаза начнет замерзать сверху. Закупоренная таким образом часть жидкой фазы будет постепенно опускаться вниз, причем выделяющаяся наверху теплота замерзания будет передаваться по ней и по твердой фазе вниз и итти на плавление твердой фазы на нижней поверхности жидкой фазы; и так будет продолжаться, пока эта часть фазы не окажется под твердой.

Рассмотрим тот же вопрос о тройной точке, исходя из условий равновесия *газообразной* фазы, находящейся *над* верхней поверхностью плавающего куска льда или твердых стенок углубления во льде и *над* верхней поверхностью находящейся в нем жидкой воды. Эти три фазы соприкасаются по линиям, проходящим перпендикулярно к плоскости чертежа через точки A и B, рис. 18 и 19, для которых

$$p_{ж} = p_{п,\,ж}; \quad p_{т} = g\varrho_{т}(H_{т} - H_{ж}) + p_{п,\,т}. \tag{11}$$

Если на этом горизонте система имеет температуру $T_{тр}$ тройной точки, то упругость пара на том же горизонте, следовательно, и у линий, проходящих через точки A и B, будет равна давлению $p_{тр}$ тройной точки, т. е.

$$p_{п,\,ж} = p_{п,\,т} = p_{тр}. \tag{12}$$

Если назовем через $(\varrho_{п})_{тр}$ плотность пара в тройной точке, то в случае постоянства температуры во всем пространстве над жидкой

фазой упругость пара будет изменяться по барометрической формуле и будет на высоте h над поверхностью жидкой фазы равна

$$(p_п)_h = (p_п)_{тр} e^{-\frac{g(\varrho_п)_{тр} h}{(p_п)_{тр}}} \sim p_{тр} - g(\varrho_п)_{тр} h. \qquad (13)$$

Отсюда видно, что пар над жидкой фазой будет в равновесии с боковой поверхностью твердой лишь в том случае, если температура этой поверхности будет тем ниже, чем больше h, т. е. чем ближе точка поверхности боковых стенок к верхней поверхности твердой фазы. Таким образом и здесь равновесие фаз будет в противоречии с равновесием температурным.

В самом деле, если бы температура как твердой фазы, так и пара в начальный момент была одинаковой во всем пространстве над горизонтом верхней поверхности жидкой фазы, то температура верхней поверхности твердой фазы и всех точек боковых ее поверхностей над верхней поверхностью жидкой фазы будет выше, чем она должна была бы быть для равновесия с паром жидкости на той же высоте, — и твердая фаза должна начать *возгоняться*. А так как на возгонку требуется затрата теплоты, то температура твердой фазы будет понижаться — и понижаться тем больше, чем больше высота h — и параллельно с этим начнется поток тепла от жидкой фазы, на верхней поверхности которой пар будет конденсироваться. Таким образом нарушится как равновесие фаз, так и равновесие температуры, и процессы переноса тепла и переноса вещества закончатся только тогда, когда часть твердой фазы, возвышающаяся над находящейся в ее углублении жидкой фазой, целиком возгонится, а полученные от возгонки пары сконденсируются на поверхности жидкой фазы, т. е. когда получится то напластованное состояние, при котором возможно постоянство температуры во всей системе, но при котором невозможно соприкосновение трех фаз, неосуществима тройная точка.

Замечу попутно, что процесс переноса вещества с верхней поверхности твердой фазы на находящуюся ниже ее верхнюю поверхность жидкой фазы и прекращения начального соприкосновения трех фаз по линиям A и B должен итти скорее, чем указано выше, в связи с тем, что жидкая фаза всегда смачивает получающуюся из нее при замерзании твердую, в результате чего она поднимается по вертикальной ее поверхности последней. Если жидкая фаза при этом покроет тонким слоем верхнюю поверхность твердой фазы, это не остановит стремления жидкой фазы быть ограниченной сверху горизонтальной поверхностью, но выравнивание уровней будет тогда итти не путем возгонки твердой фазы, а путем испарения жидкой фазы и компенсации теплоты ее испарения плавлением (с верхней поверхности) подстилающей ее твердой фазы.

Каждой средней плотности ϱ вещества, заполняющего собой пространство, занимаемое системой, соответствует определенная температура T, при которой это пространство будет заполнено тремя

пластами вещества в трех агрегатных состояниях. Представим себе для простоты, что это пространство имеет форму призмы с вертикальными стенками и с двумя горизонтальными стенками, отстоящими на расстоянии H, и обозначим давление на кривой испарения, соответствующее этой искомой температуре T, через $p_{п,\,ж}$ и давление на кривой плавления, соответствующее той же температуре, — через $p_{ж,\,т}$; средние плотности вещества в трех состояниях — через $\varrho_п$, $\varrho_ж$ и $\varrho_т$, и высоты их пластов — через $H_п$, $H_ж$ и $H_т$. Указанные величины должны удовлетворять следующим четырем уравнениям:

$$H = H_п + H_ж + H_т, \tag{14}$$

$$p_{п,\,ж} = g\varrho_п H_п, \tag{15}$$

$$p_{ж,\,т} = g(\varrho_п H_п + \varrho_ж H_ж), \tag{16}$$

$$p_H = g\varrho H = g(\varrho_п H_п + \varrho_ж H_ж + \varrho_т H_т). \tag{17}$$

Так как $p_{п,\,ж}$, $p_{ж,\,т}$, $\varrho_п$, $\varrho_ж$ и $\varrho_т$ являются функциями температуры T, то ясно, что уравнениям (17)—(20) можно удовлетворить только при одной системе неизвестных T, $H_п$, $H_ж$ и $H_т$.

Температурное же поле, определяемое температурами на крайних горизонтальных гранях системы, требует других значений толщины $H_т$, $H_ж$ и $H_п$, связанных попрежнему уравнением (14), а именно

$$k_т \frac{T_1 - T_{т,\,ж}}{H_т} = k_ж \frac{T_{т,\,ж} - T_{ж,\,п}}{H_ж} = k_п \frac{T_{ж,\,п} - T_2}{H_п}, \tag{18)—(19}$$

$$\varrho H = \varrho_т H_т + \varrho_ж H_ж + \varrho_п H_п, \tag{20}$$

где T_1 и T_2—температуры крайних граней системы; $T_{т,\,ж}$ и $T_{ж,\,п}$— температуры на поверхности соприкосновения твердой и жидкой фаз и на поверхности соприкосновения жидкой и парообразной фаз; $k_т$, $k_ж$ и $k_п$ — коэфициенты *суммарной* теплопередачи этих трех фаз, а ϱ — средняя плотность всей системы.

Из различия между условиями (15)—(17) и условиями (19) — (21) следует, что удовлетворить одними и теми же значениями $H_т$, $H_ж$ и $H_п$ и той, и другой группе условий нельзя, и что поэтому не только равновесие трех фаз, но даже равновесие д в у х фаз — в смысле устойчивости положения поверхности раздела их — не является возможным, как это видно из того что при одновременном наличии силового и температурного полей обобщенное уравнение (2) превращается в

$$n \leqslant m. \tag{21}$$

Я умышленно сохранил в этой формуле знак неравенства, ибо случай $n = m$ возможен лишь при указанном выше расположении слоев в поле с положительным градиентом температуры, направленным вверх по убывающей вверх плотности—расположении, названном в § 9 гл. I *естественным*.

В других же случаях *неестественного* расположения число устойчивых фаз однокомпонентной системы будет равно нулю, и система никогда не может быть в равновесии.

Так, если мы поместим герметически закрытый и эвакуированный сосуд с хорошо проводящими тепло стенками на открытом воздухе и впустим в него некоторое количество воды (для простоты — без воздуха), то при малой средней плотности и при достаточно большой высоте сосуда, при которой температура наверху будет ниже тройной точки, вода в нем никогда не будет в устойчивом равновесии — в том смысле этого слова, какой мы придали ему выше.

В самом деле, над самой поверхностью воды пар будет насыщать пространство при той температуре, какая будет у воды на этом уровне, но эта упругость должна падать по направлению вверх, с одной стороны, по барометрической формуле (16), а с другой стороны, в соответствии с падением температуры, определяемом градиентом ее в окружающей атмосфере. При наличии этого градиента пар на некоторой высоте станет пересыщенным, и при существовании в нем «центров конденсации» начнет осаждаться на них в виде капелек, которые, будучи тяжелее пара, будут падать вниз. Таким образом жидкая вода будет непрерывно испаряться вверх со *всей* горизонтальной ее поверхности, а на эту поверхность будут сверху от времени до времени в *некоторых точках* падать капельки воды.

Если же температура и в нижней части сосуда будет ниже температуры тройной точки, то там будет не жидкая вода, а лед, и со *всей* горизонтальной его поверхности он будет непрерывно возгоняться, а на горизонтальную поверхность будут сверху от времени до времени в *некоторых* ее *точках* падать отдельные снежинки, нарушая идеальную горизонтальность этой поверхности.

§ 13. Превращения фазы воды на поверхности тела конечных размеров, имеющего температуру, отличную от температуры этой фазы

Несколько отличен от случаев, рассмотренных в предыдущих параграфах, хотя и аналогичен по существу, случай превращения фазы воды на поверхности внесенного в нее тела конечных размеров и температуры, отличной от температуры этой фазы, или на поверхности приведенной с этой фазой в соприкосновение практически безграничной среды такой же температуры. Заметим, что таким телом может быть некоторая масса той же воды, но в другой фазе, например; капля дождя, снежинка, градинка, кусок льда внутри воды или на воде.

Ввиду того что настоящая монография посвящена именно льду, ограничимся рассмотрением случаев, когда фаза, окружающая тело иной температуры или соприкасающаяся со средой иной температуры, — жидкая или газообразная, а результатом превраще-

Таблица V

Различные случаи обледенения

<table>
<tr><th rowspan="2">Отложение на предметах</th><th rowspan="2">Сублимационного льда</th><th colspan="2">Водного льда</th><th rowspan="2">Наносного льда</th></tr>
<tr><th>из непереохлажденной воды</th><th>из переохлажденной воды</th></tr>
<tr><td>в атмосфере</td><td>объиндевение летных снарядов снежинок</td><td>—</td><td>обледенение (в узком смысле слова), рост градин</td><td>облепливание снегом</td></tr>
<tr><td>на поверхности земли</td><td>осаждение инея, осаждение изморози, образование морозных узоров на окнах, образования пещерного льда</td><td>обмерзание, берегов и береговых сооружений, намораживание льда поливанием его водой</td><td rowspan="2">гололедица</td><td rowspan="2">запорошение снегом</td></tr>
<tr><td>на поверхности воды</td><td>—</td><td>рост льда, обледенение судов, заготовка льда замораживанием его в бассейнах, постройка ледяных дорог</td></tr>
<tr><td>внутри воды</td><td>—</td><td>постройка ледяных плотин</td><td>рост зародышей льда в водоемах и реках</td><td>осаждение «внутри водного льда» (шуги и так называемого донного льда)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">внутри почвы</td><td></td><td>замораживание почвы при прокладке шурфов, тоннелей и т. п.</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td colspan="3">образование мерзлых грунтов</td><td></td></tr>
</table>

ния является вода в твердом состоянии, иначе говоря, — случаев обледенения, если понимать под *обледенением* не только отложение воды в твердом состоянии на поверхности сделанных человеком предметов или сооружений, но и на поверхности природных тел. Замечу, что весьма многое из того, что будет сказано об обледенении, может быть mutatis mutandis применено и к другим превращениям фаз воды.

Различные случаи обледенения можно классифицировать [18] в зависимости:

а) от того, образуется ли рассматриваемый вид льда непосредственно из водяных паров (сублимационный лед), или из воды (водный лед), имевшей до начала обращения в лед температуру не ниже нуля или ниже нуля, или же, наконец, он образовался ранее и лишь примерзает к предметам (наносный лед);

b) от того, отлагается ли лед на предметах, находящихся в воздухе, на поверхности суши, на поверхности воды или внутри воды или почвы.

Соответственно этим двум принципам классификации мы можем разбить различные случаи обледенения на перечисленные в таблице V (стр. 62) категории (замечу, что названия некоторых из этих случаев не являются общепринятыми).

В это перечисление я включил и те случаи, когда обледенение вызывается искусственно в целях использования тепловых или механических свойств льда, — наравне со случаями, когда присутствие льда является нежелательным и когда требуется борьба с обледенением.

Количество отлагающегося льда будет определяться быстротой отвода теплоты кристаллизации от тех мест, где происходит обледенение, а эта быстрота в свою очередь зависит от того, будет ли фаза воды в покое или в движении относительно внесенного в нее тела.

Начнем с простейшего случая — относительного покоя обледеневающего тела и той малой или большой, но конечной массы жидкой воды, которая, превращаясь целиком или частично в твердое состояние, вызывает обледенение. Назовем через $c_т$ суммарную теплоемкость обледеневающего тела, через $-\theta_т$ — его температуру в момент начала обледенения, через $M_в$ — массу воды, за счет которой происходит обледенение, через $-\theta_в$ — ее температуру (заметим, что $\theta_в$ может быть равна 0°), через $c_в$ — ее удельную теплоемкость, через L — теплоту ее превращения в твердое состояние при 0°.

В таком случае количество x получившегося льда определится из уравнения

$$c_т\theta_т = (M_в - x)\,c_в\theta_в + Lx, \tag{18}$$

если

$$c_т\theta_т < LM_в, \tag{19}$$

т. е. если «запас холода» в теле меньше количества тепла, которое выделилось бы при замерзании всей воды; при этом температура повысится до 0°.

Если же

$$c_т\theta_т > LM_в, \tag{20}$$

то вода замерзнет вся, но температура повысится лишь до значения $-\theta$, определяемого из уравнения

$$c_т(\theta_т - \theta) = M_в[L + c_в(\theta_в - \theta)]. \tag{21}$$

В случае, когда тело имело температуру 0° и обледенение идет исключительно за счет запаса холода в самой переохлажденной воде, из (18) получаем, заменяя далее $c_в$ через 1

$$\frac{x}{M_в} = \frac{c_в\theta_в}{L + c_в\theta_в} \cong \frac{\theta_в}{L + \theta_в}, \tag{22}$$

т. е. на теле выделяется часть переохлажденной воды порядка стольких процентов (L около 80), на сколько градусов была переохлаждена вода. Такая же часть воды замерзнет при $\theta_т = 0°$ и при сколь угодно большой массе переохлажденной воды.

Уравнения (18)—(22) относятся к окончательному результату обледенения, к которому процесс будет асимптотически приближаться, так как на то, чтобы уводить новые и новые порции выделяющейся теплоты кристаллизации, требуется время.

Если обозначить коэфициент полной теплоотдачи поверхности тела (теплопроводностью, лучеиспусканием и конвекцией) через a, а температуру воды в момент t на достаточно большом расстоянии от тела через θ_t, то

$$-aS\theta_t = L\frac{dx}{dt} \tag{23}$$

или приближенно

$$-aS\theta_t = L\frac{d\dfrac{M_в\theta_t}{L + \theta_t}}{dT} \cong M_в\frac{d\theta_t}{dt}; \tag{24}$$

откуда

$$\theta_t = \theta_в e^{-\frac{aS}{M_в}t}, \tag{25}$$

где S поверхность тела.

Заметим, во-первых, что для более значительных величин $M_в$ будет больше и значение a и что, во-вторых, по мере обледенения тела несколько возрастает и площадь S, так что уравнение (25) может быть лишь указанием на асимптотичность процесса обледенения.

Уравнения (18)—(25) относятся к случаю, когда причиной обледенения является сплошная масса воды, а не вода в виде тумана или облака, т. е. отдельные капельки воды, взвешенные в воздухе и

опускающиеся с некоторой скоростью. В случаях последнего рода часть своего тепла отдает также окружающий капельки воды воздух, масса которого $M_{\text{возд}}$ в сотни и тысячи раз больше массы капелек.

Поэтому при обледенении тел, имеющих первоначальную температуру ниже 0°, почти всегда должны иметь место неравенства типа неравенства (20), а именно

$$c_{\text{т}}\theta_{\text{т}} + M_{\text{возд}}c_{\text{возд}}\theta_{\text{в}} > LM_{\text{в}}, \tag{26}$$

где $c_{\text{возд}}$ — теплоемкость воздуха.

Конечная же температура $-\theta$ системы будет ниже 0° и может быть вычислена из уравнения

$$c_{\text{т}}(\theta_{\text{т}} - \theta) + M_{\text{возд}}c_{\text{возд}}(\theta_{\text{в}} - \theta) = M_{\text{в}}[L + c_{\text{в}}(\theta_{\text{в}} - \theta)]. \tag{27}$$

Если случай тела, имевшего температуру 0° и помещенного в сплошную массу переохлажденной воды, когда лишь часть последней замерзала, а температура остальной части поднималась до 0°, достаточно реален, то не является невозможным, но представляет меньший интерес случай тела, имевшего температуру 0° и окруженного туманом или облаком из капелек переохлажденной воды.

Чтобы не возвращаться к случаям относительного покоя обледеневающего тела и окружающей среды, рассмотрим теперь же обледеневание сублимационным льдом при неподвижности воздуха, заключающего пары воздуха, упругость которых меньше давления в тройной точке (иней, морозные узоры). В этих случаях явление и выражающие его уравнения значительно сложнее, так как при осаждении сублимационного льда понижается упругость остающегося пара и, следовательно, окончательную температуру нельзя вычислять по уравнению (27). В самом деле, эта температура должна находиться в соответствии с упругостью пара, так что за массу в правой части уравнения, аналогичного (27), надо принимать массу избытка пара, определяемую в свою очередь разностью начальной [1]) и конечной упругостей.

Так как случаи объиндевения не представляют существенного практического интереса, ограничимся сказанным и перейдем к гораздо более важным случаям обледенения при относительном движении обледеневающего тела и окружающей среды — случаям, в которых, вообще говоря, должно скоро достигаться стационарное состояние, характеризуемое постоянной скоростью уноса тепла,

---

[1]) Робич [19] обращает внимание на то, что пар в начальном состоянии может быть пересыщенным.

а следовательно, и постоянством скорости dx/dt увеличения количества отложенного льда [1]).

Если тело и среда b покоятся друг относительно друга, то мы различали две категории случаев в зависимости от того, будет ли «запас холода» в теле (и в воздухе, если мы имеем дело с переохлажденным водяным паром или капельками переохлажденной воды) меньше или больше теплоты затвердевания всей воды или всего избытка пара. Аналогично этому при относительном движении обледеневающего тела и окружающей среды надо различать, будет ли коэфициент теплоотдачи со всей поверхности тела αS меньше или больше частного от деления на температуру воды количества тепла, которое выделилось бы при превращении в твердое состояние всей той массы воды (если ограничиться сначала случаем встречи тела с водой в сплошном виде), которую встречает в единицу времени тело при относительном движении тела и воды.

Обозначим массу встречаемой в единицу времени воды через $M'_в$, а температуру, попрежнему, через $-\theta_в$. Если аналогично (19) будем иметь

$$\alpha S < \frac{LM'_в}{\theta_в}, \tag{28}$$

то температура тела и омывающей его воды повысится до 0° и вода будет замерзать частично, именно в единицу времени будет отлагаться количество льда dx/dt, которое определится из следующего уравнения, аналогичного (22):

$$\frac{dx}{dt} = \frac{M'_в c_в \theta_в}{L + c_в \theta_в} \cong \frac{M'_в \theta_в}{L + \theta_в}, \tag{29}$$

так как запас холода в теле $c_т \theta$, входящий в уравнение (18), может иметь значение лишь для начальной стадии обледенения, очень скоро превращающегося в стационарный процесс.

Если бы аналогично (20) мы имели

$$\alpha S > \frac{LM'_в}{\theta_в}, \tag{30}$$

то вода замерзала бы целиком, но температура доходила бы лишь до значения $-\theta$, определяемого из уравнения, аналогичного уравнению (21), в котором левая часть была бы равна нулю, а именно

$$L + c_в (\theta_в - \theta) = 0. \tag{31}$$

---

[1]) С формальной стороны нечто аналогичное должны представлять случаи обледенения тел, в которых мы искусственно создаем отвод тепла с их поверхности по направлениям внутренних нормалей — например, при постройке ледяных плотин, — но мы подобные случаи оставим здесь без рассмотрения.

Если же тело встречается с воздухом, несущим капли переохлажденной воды (рассмотрение случая тела, имевшего предварительно температуру ниже 0°, интереса не представляет), то по тем же соображениям, по каким мы при относительном покое не рассматривали неравенства типа (18), а лишь неравенство (26) типа неравенства (20), мы можем ограничиться неравенством

$$aS + M'_{\text{возд}} c_{\text{возд}} > \frac{LM'_{\text{в}}}{\theta}, \tag{32}$$

в котором через $M'_{\text{возд}}$ обозначена масса воздуха, несущего капельки переохлажденной воды и встречаемого телом в единицу времени. В этом случае вода будет целиком намерзать на поверхности тела, причем температура $-\theta$ сходящего с тела воздуха, несущего далее лишь водяной пар, будет определяться из уравнения, аналогичного уравнению (27), а именно

$$M'_{\text{возд}} c_{\text{возд}} (\theta_{\text{в}} - \theta) = M'_{\text{в}} [L + c_{\text{в}} (\theta_{\text{в}} - \theta)]. \tag{33}$$

Что касается случая относительного движения тела и вздуха, содержащего переохлажденный или пересыщенный пар (характерный пример — изморозь), мы ограничимся указанием, что в этом случае осложнение заключается не только в том, что при осаждении льда уменьшается упругость пара, но еще и в том, что при адиабатическом расширении, имеющем место при относительном движении тела и воздуха, происходят местные охлаждения и притом охлаждения, различные в различных местах. Есть основание считать [20], что, например, изморозь осаждается в местах наибольшего адиабатического расширения; аналогичное влияние, весьма возможно, может иметь место и при обледенении от встречи тела с воздухом, несущим капельки переохлажденной воды.

Интересные соображения о подсчете значений $M'_{\text{в}}$ и $M'_{\text{возд}}$ имеются в работах Хргиана [21], определенно подчеркивающего гораздо бо́льшую опасность обледенения от встречи с облаком, несущим капли переохлажденной воды, чем от встречи с воздухом, заключающим в себе переохлажденный или пересыщенный пар.

§ 14. Превращения фазы воды на поверхности бесконечно простирающейся среды с температурой, отличной от температуры фазы

Этот вопрос достаточно разработан лишь для случая жидкой фазы, соприкасающейся со средой более низкой температуры, и даже лишь для частного случая ледообразования на поверхности водоема или спокойно текущей реки, но нетрудно приложить результаты к любому другому случаю.

В общем виде задача может быть поставлена следующим образом: в начальный момент $t_0 = 0$ на поверхности воды, соприкасающейся с воздухом, который имеет температуру

$$\theta = f(t), \tag{34}$$

имеется слой льда толщиной E_0 (E_0 можно принимать равной 0, т. е. начинать счет времени от момента начала ледообразования). Температура воды на нижней поверхности льда будет равна 0° (точнее, равна температуре плавления льда при давлении на этом горизонте), так как на этой поверхности будет нарастать лед с быстротой dE/dt зависящей от разности потока тепла, уходящего вверх по льду, и потока тепла, приходящего снизу по воде.

Выразим это в виде уравнений, для чего введем следующие обозначения:

$\theta_л$ — температура в некоторой точке льда, $\theta_в$ — температура в некоторой точке воды, $k_л$ — теплопроводность льда, $k_в$ — теплопроводность воды, $\varrho_л$ — плотность льда, $\varrho_в$ — плотность воды, $c_л$ — теплоемкость льда, $c_в$ — теплоемкость воды, $a_л = \sqrt{k_л/c_л\varrho_л}$ — «температуропроводность» льда, $a_в = \sqrt{k_в/c_в\varrho_в}$ — «температуропроводность» воды, x — расстояние от верхней поверхности льда.

Тогда имеют место следующие уравнения [22]:

$$\frac{\partial\theta_л}{\partial t} = a_л^2\frac{\partial^2\theta_л}{\partial x^2} \text{ во льде или для } 0<x<E, \tag{35}$$

$$\frac{\partial\theta_в}{\partial t} = a_в^2\frac{\partial^2\theta_в}{\partial x^2} \text{ в воде или для } E>x. \tag{36}$$

Если E увеличивается на dE за время dt, то количество тепла, освобождающегося при этом, равно $L\,\varrho_л\,dE$, где L представляет собой скрытую теплоту таяния льда. Количество тепла, уходящего наружу через единицу поверхности нижнего слоя льда, равно

$$dQ_л = -k_л\left(\frac{\partial\theta_л}{\partial x}\right)_{x=E}dt, \tag{37}$$

и в то же самое время количество тепла, которое притекает к этой пограничной поверхности вверх из воды, есть

$$dQ_в = +k_в\left(\frac{\partial\theta_в}{\partial x}\right)_{x=E}dt. \tag{38}$$

Из (37) и (38) получаем граничное условие:

$$L\varrho_л\frac{dE}{dt} = \left(k_л\frac{\partial\theta_л}{\partial x} - k_в\frac{\partial\theta_в}{\partial x}\right)_{x=E}; \tag{39}$$

другие граничные условия имеют вид

$$(\theta_л)_0 = \theta_0(t) < 0, \tag{40}$$

$$(\theta_л)_E = (\theta_в)_E = 0, \tag{41}$$

$$(\theta_в)_X = \theta_2(t) > 0, \tag{42}$$

где X — глубина водоема или водотока.

Наконец, при $t = 0$, $\theta_л$ для $0 < x < E$ и $\theta_в$ для $E < x < X$, могут быть рассматриваемы, как некоторые функции от x, являющиеся начальными условиями для искомых величин $\theta_л$ и $\theta_в$.

Задача теплопроводности в таком виде существенно отличается от обычных задач, и это отличие зависит от того обстоятельства, что пограничное условие (39) относится не к неподвижной, а к перемещающейся в пространстве поверхности.

При таком математическом выражении представления о кристаллизации, как о процессе теплопроводности, встречаются двоякого рода затруднения.

Одно затруднение заключается в неопределенности вопроса о том, надо ли считать температуры твердой и жидкой фазы на поверхности раздела одинаковыми и в соответствии с этим пользоваться, как это делает, например, Бюрхер [13], уравнением теплопроводности в виде

$$c\varrho \frac{\partial \theta}{\partial t} = \lambda \Delta \theta = \lambda \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \qquad (43)$$

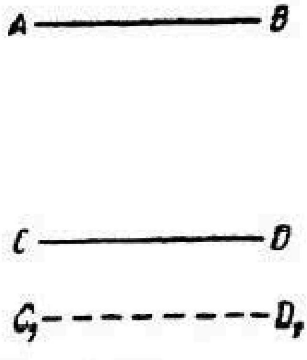


Рис. 20. Передача тепла посредством теплопроводности в случае перемещения поверхности раздела двух фаз.

или же принимать эти температуры, $\theta_{тв}$ и $\theta_{ж}$, различными и прибавлять к правой части уравнения (43) член типа $S(\theta_{тв} - \theta_{ж})$, где S — «коэфициент внешней теплопроводности» (или, в общем случае, коэфициент теплоотдачи),— как это делает, например, Фёрстер [23].

Второе затруднение — в том, применимо ли уравнение такого типа без всякого изменения к разбираемым нами случаям, когда в среде, в которой происходит передача тепла посредством теплопроводности, мы имеем своего рода источник тепла (от изменения агрегатного состояния), перемещающийся в ней с некоторой скоростью v, которая может быть постоянной, но в общем случае является функцией времени t и координат x, y, z.

Обобщенное уравнение теплопроводности, которое, быть может, надлежит применять в таких случаях, должно превращаться в обычное уравнение (43), когда $v = 0$.

В качестве единственной опубликованной попытки этого рода приведу уравнение, которое постулирует Бюрхер [13]:

$$c\varrho \frac{\partial \theta}{\partial t} = k \Delta \theta - c\varrho \operatorname{div}(\theta v), \qquad (44)$$

но которым, однако, он нигде не пользуется в дальнейшем. Я лично считал бы целесообразным ввести у поверхности раздела уравнение

$$c\varrho \frac{\partial \theta}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 \theta}{\partial x \, \partial x_1}, \qquad (45)$$

где x — координата вдоль оси OX, отсчитываемая от неподвижной координатной плоскости OYZ, а x_1 — координата, отсчитываемая от плоскости $O_1Y_1Z_1$, перемещающейся в направлении оси x-ов

со скоростью v. Такая замена была бы возможной в связи с тем, что, если количество тепла, входящее в неподвижную грань $ABCD$ (рис. 20) — в самом твердом теле или внутри переохлажденной жидкости, — выражается через $-kS\frac{\partial\theta}{\partial x}$, то количество тепла, входящее в подвижную грань $A_1B_1C_1D_1$, лежащую на поверхности раздела, должно, мне кажется, выражаться через $-kS\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}+\frac{\partial^2\theta}{\partial x\,\partial x_1}dx_1\right)$, если $dx_1 = AA_1 = BB_1 = \ldots$, откуда и получается уравнение (45).

Но если даже исходить из уравнения (43) в неизмененном виде, что в особенности вполне допустимо ввиду незначительной быстроты роста ледяного покрова, то все же совокупность дифференциальных уравнений (35)—(36) при условиях (39)—(42) не может быть проинтегрирована в общем виде, независимо от того, будет ли x конечным или бесконечно большим. Общий путь решения задачи был указан Нейманом [24] — «так как условие (39), содержащее неизвестную функцию E, нелинейное и неоднородное, и мы не можем рассчитывать получить решение посредством комбинации частных решений» (Ингерсолл и Цобель [25], стр. 51).

Поэтому Стефан [26-27] и Тамура [22] пошли по пути «отыскания частных решений уравнений (35) и (36) и нахождения — после таких изменений их, чтобы они удовлетворяли граничным условиям (40)—(42), — при каких условиях решение будет удовлетворять условию (39)» ([25], стр. 151).

Оказалось, что уравнению (39) можно удовлетворить, если

$$E = \alpha\sqrt{t}, \tag{46}$$

что, в свою очередь, возможно при условиях

$$\theta_1(t) = \text{const} = C_1, \tag{47}$$

$$\theta_2(t) = \text{const} = C_2 \tag{48}$$

(второе ограничение было заранее сделано Стефаном в первой из его двух работ).

Постоянная α может быть определена из трансцендентного уравнения

$$\frac{k_л C_1 e^{-\frac{\alpha^2}{4a_л^2}}}{a_л\int\limits_0^{\frac{\alpha}{2a_л}} e^{-z^2}dz} + \frac{k_в C_2 e^{-\frac{\alpha^2}{4a_в^2}}}{a_в\left[1-\int\limits_0^{\frac{\alpha}{2a_в}} e^{-z^2}dz\right]} = -\frac{\sqrt{\pi}}{2}L\varrho_л\alpha. \tag{49}$$

Тот же метод можно приложить к случаю таянья, если считать $C_1 > 0$ и $C_2 < 0$ и заменить все индексы «л» на «в» и обратно.

При допущении Стефана уравнение (49) сводится к уравнению

$$\frac{a}{2a_л} e^{\frac{a^2}{4a_л^2}} \int_0^{\frac{a}{2a_л}} e^{-z^2} dt = -\frac{C_1 c_л}{2L}. \tag{50}$$

которое, если ограничиться двумя членами разложения, может быть представлено в виде

$$\frac{a^2}{4a_л^2}\left(1 + \frac{a^2}{6a_л^2}\right) = -\frac{C_1 c_л}{2L} \tag{51}$$

и дает в первом приближении

$$a = \sqrt{-\frac{2C_1 c_л a_л^2}{L}} = \sqrt{-\frac{2C_1 k_л}{L\varrho_л}}. \tag{52}$$

Заметим, что последнее уравнение можно вывести элементарным путем при предположении одинаковости градиента температуры по всей толще льда, как это будет иметь место, с одной стороны, при очень малых толщинах льда, а с другой стороны, при очень больших толщинах или, иначе говоря, после значительных промежутков времени, протекшего с начала ледообразования.

Кроме того, Стефан нашел, что для того, чтобы толщина льда возрастала пропорционально первой степени времени t, а не пропорционально $\sqrt{t}$, нужно, чтобы функции θ_1 имела вид

$$\theta_1(t) = \frac{AL}{c_л}\left(e^{\frac{c_л}{L}t} - 1\right) = At - \frac{A^2 c_л}{2L} t^2 + \ldots, \tag{53}$$

где A — некоторая постоянная.

Других доведенных до конца решений хода роста льда при других видах функции $\theta_1(t)$ не было дано до недавней работы Шепелевского, о которой будет итти речь в гл. XIII, § 1.

Заметим, что при практических приложениях «формулы Стефана», как обычно называют формулу (46), можно поступать тройким образом:

1. Принимают температуру $(\theta_л)_0$ верхней поверхности льда равной температуре воздуха $\theta_{возд}$.

2. Учитывают разность $(\theta_л)_0 - \theta_{возд}$ на основании некоторых соображений о тех физических процессах, которыми определяется эта разность, в общем виде приводящая к уравнению

$$\frac{dQ}{dt} = k_л \left(\frac{\partial \theta_л}{\partial x}\right)_{x=0} = \alpha\left[(\theta_л)_0 - \theta_{возд}\right], \tag{54}$$

в котором α есть коэфициент общей теплоотдачи от льда к воздуху и которое выражает равенство потока тепла, идущего снизу вверх, и тепла, уносимого в воздух.

ЭЛЕКТРОННАЯ БИБЛИОТЕКА РГГМУ

3. Определяют этот поток на основании геофизических соображений и находят отсюда температуру $(\theta_л)_0$ верхней поверхности льда.

Заметим, что первое допущение вполне законно для случаев продолжительного практического постоянства температуры воздуха или для случаев, когда поток тепла ко льду снизу вверх настолько мал, что достаточно практически ничтожной разности между температурами верхней поверхности льда и воздуха для того, чтобы это количество тепла успевало уходить с верхней поверхности льда.

Типом второго направления является исследования Кинга, изложенное подробно Барнесом в его книге [28], стр. 41—46.

Кинг принял во внимание:

1) потерю тепла со льда в воздух, приравнивая условно приледный слой воздуха слою льда некоторой подлежащей определению из опыта толщины h;

2) принос некоторого количества тепла к нижней поверхности льда конвекционными токами, вводя «предельную толщину» X, которая соответствовала бы равенству приноса тепла конвекционными токами и уносу его через лед вверх (теплопроводностью);

3) охлаждение на η° от испарения льда, вызываемое тем, что относительная влажность в атмосфере не равна нулю и что воздух над льдом не находится в покое (Кинг считает возможным принимать за η «фактическую разность показаний сухого и влажного термометра, соответствующую температуре $\theta_{возд}$, и наблюдаемой относительной влажности» ([77], стр. 46);

4) излучение с верхней поверхности льда, влияние чего Кинг находит возможным выразить уменьшением величины X, которая, как и h, подлежит определению из опыта.

Формула Кинга после таких допущений имеет следующий вид:

$$\frac{k_л}{L\varrho_л}\int_0^t (\theta_{возд}+\eta)\,dt = \frac{E^2}{2} + h_0(1-\varepsilon)E - h_0^2\varepsilon(1-\varepsilon)\log\left(1+\frac{E}{\varepsilon h}\right) - (X+h)^2\log\left(1-\frac{E}{X}\right) - E(X+h), \tag{55}$$

где

$$\varepsilon = \frac{\eta}{\theta+\eta}. \tag{56}$$

Что касается третьего пути — нахождения потока тепла dQ/dt (а отсюда и dE/dt) на основании геофизических соображений, некоторыми авторами заменяемых чисто феноменологической эмпирикой, — то разбору этих исследований будут посвящены § 3 и 4 гл. XIII.

§ 15. Режеляция или смерзание льда

То, что сказано было выше в § 7—11, относилось к образованию *сублимационного* или *конжеляционного* льда, но в § 11 мы уже встретились со случаем образования льда *режеляционного*, получающегося путем режеляции или смерзания элементов льда конжеляционного.

Ввиду теоретической и практической важности вопроса об этом способе образования льда остановимся на нем более подробно, чем это делается в большинстве работ, посвященных ледообразованию.

Хотя слово «режеляция» (повторное замерзание) более, чем слово «смерзание», соответствует тому процессу, о котором будет дальше речь, а именно процессу, сводящемуся к плавлению части льда, находящейся в местах повышенных давлений и пониженных температур, выдавливанию образовавшейся воды в те места, где давление ниже, а температура выше, и замерзанию ее в этих местах, мы все же будем наравне со словом «режеляция» применять прочно укоренившееся слово «смерзание», но будем помнить, что оно должно выражать по существу столько же, сколько выражает слово «режеляция».

По свойству режеляции — по *смерзаемости* — лед является единственным или, скажем осторожнее, практически единственным телом в природе, так как только он при плавлении уменьшается в объеме и, следовательно, только у него температура плавления понижается при увеличении давления. Величиной этого понижения определяется то местное увеличение давления, при котором в куске льда, имеющем среднюю температуру — θ, может за счет поглощения тепла от соседних частей и вызываемого этим местного понижения температуры — начаться плавление. При замерзании выдавленной в места меньшего давления воды она, попадая под такое давление, при котором она могла бы быть в жидком состоянии лишь при условии переохлаждения, и, соприкасаясь со льдом, замерзает. Выделяющееся при этом тепло, повышая температуру воды, образующегося из нее льда и соприкасающихся с нею частей льда до температуры плавления при этом давлении, должно переходить в места более низкой температуры и более значительного давления, должно там плавить лед; получающаяся вода должна выдавливаться в места меньшего давления, замерзать там, выделять тепло и т. д. Этот процесс смерзания, связанный с перемещением границ плавления льда и замерзания воды, будет продолжаться до тех пор, пока не ликвидируются те местные повышения давления, которые явились причиной его возникновения.

Проявления смерзаемости крайне разнообразны и в природных условиях, и в производственных процессах использования льда и борьбы с ним, а потому нужно с сожалением констатировать отсутствие математической теории смерзания. Поэтому я счи-

таю возможным изложить здесь попытки рассмотреть некоторые частные случаи, могущие иметь прямое или косвенное отношение к теории смерзания.

А. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ГОРИЗОНТАЛЬНОМ (ХОТЯ ВЫ ЛИШЬ ПРАКТИЧЕСКИ) СЛОЕ ЛЬДА, У КОТОРОГО ВЕРХНЯЯ ИЛИ НИЖНЯЯ ПОВЕРХНОСТЬ СОПРИКАСАЕТСЯ СО СЛОЕМ ВЕЩЕСТВА, ИМЕЮЩЕГО ТЕМПЕРАТУРУ ВЫШЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПЛАВЛЕНИЯ ЛЬДА (СЛОЙ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ, ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ НА РЕКЕ ИЛИ ВОДОЕМЕ, АЙСБЕРГ, ЛЕДНИК).

Если согласно § 7 главы II принять плотность льда равной 0,9169, а понижение температуры плавления льда равным $0°,0099—0°,0024 = 0°,0075$ на 1 $кг/см^2$, то отсюда следует, что для того, чтобы горизонтальный слой льда, имеющего на верхней поверхности температуру 0°, был устойчиво твердым, температура в этом слое должна понижаться по мере отхода от верхней поверхности вниз не менее, чем на 0,0075° на $кг/см^2$.

$$\frac{d\theta}{dp} = 0{,}0075° \text{ на } см^2/кг : \frac{1}{0{,}9169}\ см^3/г = 0{,}0000068\ град/см = 0{,}00068\ град/м. \quad (57)$$

Если температурный градиент меньше, т. е. на нижней поверхности слоя при глубине его в h $м$ температура выше, чем $—0°,00068\,h$, то на нижней поверхности лед станет плавиться, причем теплота плавления будет заимствоваться отчасти от прилегающих ко льду снизу материалов, но непременно отчасти и от самого льда. Последний процесс будет итти до тех пор, пока во всей толще льда не установится распределение температуры, которое определяется указанным выше градиентом и при котором в каждой точке льда могут сосуществовать жидкая вода и твердый лед.

Подобного рода определение температур имеет, повидимому, место, например, в слоях ледников альпийского типа в течение летних месяцев, как это видно из следующей таблицы, в которой сопоставлены температуры, наблюденные Блюмке и Хессом [29] на различной глубине в воде буровых скважин ледника Хинтерейс, и температуры, вычисленные ими на основании величины *глящиостатического* давления на этой глубине, т. е. давления столба льда той же высоты, и мною [30] — на основании величины *гидростатического давления*, так как буровые скважины были наполнены водой (и те, и другие данные пересчитаны заново согласно улучшенному значению $d\theta/dp$).

Повидимому, до наибольшей глубины волна тепла еще не успела проникнуть, но до глубины метров 80 числа четвертого столбца настолько хорошо сходятся с числами второго столбца, что можно принять предложенное мною объяснение и на основании его предположить, что в окружающих буровые скважины местах на соот-

Таблица VI

Температура θ на глубине h *м* в леднике Хинтерейс

	$\theta_{\text{набл.}}$	$\theta_{\text{выч.}}$	
h (*м*)		$p_{\text{льда}}$	$p_{\text{воды}}$
18	—0,012	—0,012	—0,014
30	—0,023	—0,020	—0,022
42	—0,038	—0,027	—0,032
54	—0,046	—0,037	—0,044
66	—0,055	—0,045	—0,050
82	—0,062	—0,056	—0,062
78	—0,062	—0,053	—0,058
148	—0,137	—0,101	—0,111

ветствующих глубинах были температуры, близкие к числам этого столбца. А если это так, то лед должен был бы постепенно таять на внутренней поверхности скважины, и потребная для этого теплота переходит от этих окружающих частей.

Для выяснения хотя бы порядка быстроты расширения бурового отверстия предположим, что, например, на глубине 80 метров эта теплота заимствуется от слоев, находящихся на минимальном расстоянии 5 *см* от внутренней поверхности скважины, т. е. поступает к этой поверхности под влиянием среднего градиента в $\frac{0{,}060-0{,}055}{5}=0{,}001$ *град/см*, иначе говоря, с быстротой в $0{,}0053\times$ $\times\ 0{,}001$ *кал/сек·см*^{2}. Такое количество тепла будет плавить в секунду с 1 *см*^{2} поверхности скважины $\frac{0{,}0000053}{79{,}6\cdot 0{,}9169}=0{,}000000074$ *см*^{3}, т. е. радиус скважины будет возрастать самое большее на 0,6 *мм* в сутки на этой глубине. На меньшей же глубине быстрота расширения скважины должна быть меньше примерно в отношении корня квадратного из отношения глубин.

в. условия наличия воды внутри горизонтального слоя льда

Мы указали, что при наличии в горизонтальном слое льда вертикального градиента в 0,00068° — назовем его *критическим* — в этом слое могут сосуществовать вода и лед, но отсюда еще не следует, что они на самом деле будут сосуществовать.

Чтобы вода — в виде включений той или иной формы и того или иного объема — получилась и имелась внутри льда, должно иметь место одно из следующих условий:

1. Наличие общего внешнего давления — ограничимся случаем атмосферного давления — на верхнюю поверхность слоя, превышающего то минимальное давление, при котором установился критический градиент.

2. Наличие внутренних давлений, вызываемых либо включением иного удельного веса, либо внешним механическим воздействием на находящееся внутри льда твердое тело.

Пусть в горизонтальном слое льда толщиной z *м* при некотором минимальном давлении p_0 установилось распределение температуры, выражающееся формулой

$$\theta_z = -0{,}00068\, z \tag{58}$$

и пусть за некоторый достаточно малый отрезок времени давление возрастает на Δp *атм*. Тогда температура во всех точках окажется на

$$\Delta\theta = 0°{,}0075\, \Delta p \tag{59}$$

выше нормы, и для восстановления термического равновесия из каждого грамма льда должны будут расплавляться Δm граммов. Значение Δm, очевидно, равно

$$\Delta m = \frac{0{,}0075 \cdot \Delta p c_{\text{л}}}{L_{\text{пл}}} = \frac{0{,}0075 \cdot 0{,}50}{79{,}6}\Delta p = 0{,}000047\, \Delta p, \tag{60}$$

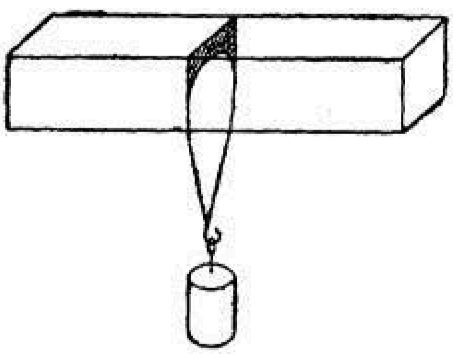


Рис. 21. Опыт Боттомлея.

т. е. величина самое большее порядка от 0,000001 до 0,000005. Это количество воды внутри льда будет то увеличиваться, то уменьшаться в зависимости от колебаний атмосферного давления, но совершенно иное будет с количествами воды, получающимися в результате сравнительно редких случаев в природных условиях за счет работы силы тяжести, действующей на включения иного удельного веса, или еще более редких случаев работы внешних сил, действующих на находящееся внутри льда твердое тело. Такая вода останется внутри льда незамерзшей по крайней мере до тех пор, пока вся толща льда не примет под влиянием внешних воздействий (главным образом под влиянием охлаждения воздухом, соприкасающимся с верхней поверхностью слоя) более низкой температуры.

К рассмотрению работы силы тяжести или других сил, действующих на постороннее включение, удобнее всего подойти со стороны опыта Боттомлея (рис. 21) — лекционного опыта над постепенным прохождением сквозь горизонтальный брусок проволоки, к которой привязан груз, — прохождением, не нарушающим целости бруска вследствие типичного проявления в этом случае свойства смерзаемости.

В. ТЕОРИЯ ОПЫТА БОТТОМЛЕЯ

Замечу, что опыт, произведенный в 1872 г. на лекции Боттомлеем [31], был иным. Он наложил на натянутую на рамку металлическую сетку кусок льда, сверх него — доску, а на нее — грузы,

и лед через некоторое время стал выдавливаться сквозь отверстия сетки, *оставаясь при этом целым*. Боттомлей дал совершенно правильное объяснение этому опыту и для подтверждения произвел тот опыт, который называют с тех пор «опытом Боттомлея»,— опыт с прохождением сквозь кусок льда проволоки с грузом, но при этом сделал ряд таких наблюдений, какие не указываются последующими авторами и отчетливо подчеркивают необходимость выделения тепла над проволокой. Так, он заметил, что в тех случаях, когда воды под проволокой не было (когда она вытекала через боковые отверстия или когда проволока была заменена веревкой), опускание груза останавливалось. Но достаточно было впустить туда воды (например, прикасаясь к одному из отверстий кусочком тающего льда), чтобы эта вода замерзла и движение проволоки возобновилось.

Опыт Боттомлея производится обычно при посредстве проволоки, т. е. цилиндра радиуса r, который накладывается на брусок толщиной A и высотой H (длина безразлична, но должна быть больше A и H) и к которому так или иначе привешен груз P, и представляет собой едва ли не единственный эксперимент, в котором явление режеляции может быть подвергнуто количественному изучению.

Поэтому можно удивляться, что этому опыту посвящено было до сих пор лишь два теоретических исследования — Орнштейна [32] и Сузуки [33] — и два экспериментальных — Меербурга [34] и того же Сузуки [33]. В несколько более общем виде задача рассмотрена мною [49].

В первой из указанных выше работ Орнштейн исходит из определенного предположения (совпадающего, как оказалось впоследствии, с принятым в предложенной мною элементарной теории), что давление в прослойке воды, окружающей цилиндр, одинаково на каждом уровне и изменяется по закону

$$p = p_0 + b\cos\varphi, \tag{61}$$

где φ — угол с вертикальным направлением радиуса-вектора, направленного из центра сечения проволоки к данной точке прослойки, а p_0 — постоянное давление в горизонтальной плоскости, проходящей через ось цилиндра. Соответственно этому и температура изменяется по закону

$$\theta = \theta_0 + b\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_0 \cos\varphi. \tag{62}$$

Отсюда выводится следующая формула для скорости опускания v цилиндра с горизонтальной осью:

$$v = \frac{\left(\frac{d\theta}{dp}\right)_0 \left[k_в \dfrac{k_{пр} - \frac{x}{R}(k_{пр} - k_в)}{k_{пр} + \frac{x}{R}(k_{пр} + k_в)} + k_л \right] \frac{P}{\pi b}}{R L_{пл} \varrho} \tag{63}$$

Здесь $k_{пр}$, $k_в$ и $k_л$ — коэфициенты теплопроводности материала проволоки, воды и льда, x — толщина прослойки воды, R — радиус проволоки, P — нагрузка на проволоку, b — ширина ледяного бруска, $L_{пл}$ — теплота плавления льда и $\varrho_л$ — удельный вес льда.

Входящую в уравнение (63) и сравнительно мало влияющую на значение v величину x/R Орнштейн выводит из гидродинамических соображений, причем рассматривает три случая: 1) ось проволоки прямолинейна и горизонтальна, 2) проволока гибкая и несет по концам равные грузы $P/2$, 3) концы проволоки связаны и к месту скрепления подвешен груз P.

Сузуки, не знавший, как и я, работы Орнштейна, считает, что вид функциональной зависимости p от φ нельзя легко определить, так как в вычисления надо включить «упругую постоянную льда», и допускает, что

$$p = p_0 + C\cos^2\varphi. \tag{64}$$

Другим основным отличием работы Сузуки является то, что он принимал во внимание коэфициент h теплоотдачи от проволоки к воде и считал температуру льда во всех точках равной 0°. Вместе с тем он первоначально в исходные уравнения вводил переход тепла из комнаты в проволоку, но затем, убедившись в малости соответствующих количеств тепла, в дальнейшем пренебрегал ими. Формула Сузуки будет в наших обозначениях такой:

$$v = \frac{k_{пр}P}{5{,}4\cdot 10^7 bR}\left[\frac{1}{\frac{k_{пр}}{h}+R} + \frac{1}{5\left(\frac{3k_{пр}}{h}R\right)}\right]. \tag{65}$$

Величину теплоотдачи с единицы поверхности проволоки при разности температуры между нею и окружающей средой в 1° Сузуки получал из формулы (65), подставляя в нее значения v, b, P и R, полученные из наблюдений, и табличное значение k, а затем сопоставляя наблюденные времена перерезывания брусков льда с вычисленными по усредненным значениям h. Таким образом судить о степени согласия опытов между собой можно по степени совпадения отдельных значений h. Между собой для каждого из четырех исследованных случаев (медные и железные проволоки разного диаметра и медная и железная проволоки при равной нагрузке). Из работы автора получается для этих четырех случаев

$$h = 11{,}4 \mp 1{,}9;\ 10{,}5 \mp 1{,}7;\ 12{,}0 \mp 0{,}2;\ 12{,}0 \mp 0{,}5. \tag{66}$$

Средние погрешности h вычислены мною.

Кроме случая прохождения сквозь кусок льда цилиндрической проволоки, я сделал попытку рассмотреть прохождение тонкой горизонтальной призмы — как бы лезвия ножа или безопасной бритвы — как случая, дающего гораздо больше возможностей

для эксперимента, и случай шара, могущий иметь значение для вопросов о поднятии по льду пузырьков воздуха и опускания по льду шарообразных включений воды или посторонних твердых тел.

Случай призмы проще в отношении распределения давления и температуры внутри окружающей призму прослойки воды, гидродинамических сопротивлений, передачи теплоты по этим прослойкам и передачи тепла по призме, но оказался сложнее в отношении передачи тепла по льду от верхнего основания призмы, где должно происходить замерзание воды, к нижнему, где происходит расплавление льда. Ограничимся для призмы формулами

$$Q_0 = \beta b v \varrho_{\text{пл}} L_{\text{пл}} = k_{\text{пр}} \beta b \frac{d\theta}{dz}, \tag{67}$$

$$v = \frac{k_{\text{пр}}}{\varrho_{\text{л}} L_{\text{пл}}} \frac{d\theta}{dz} = 0{,}0001 \frac{k_{\text{пр}} P}{V}, \tag{68}$$

справедливыми в первом приближении и в которых Q_0 — поток тепла, передаваемого посредством теплопроводности сверху вниз призмой и идущего на плавление льда внизу (β — толщина призмы V — ее объем, остальные буквы имеют прежнее значение), и формулой, дающей во втором приближении скорости v'

$$\frac{v'}{v} = 1 + \frac{P}{A\beta b \varrho_{\text{л}} L_{\text{пл}}} + \frac{\pi k_{\text{л}}}{k_{\text{пр}} \log \frac{2H}{\beta}} + 0{,}0004 \frac{k_{\text{в}} \eta}{\beta b}, \tag{69}$$

где A — механический эквивалент тепла, а H — высота призмы.

Для нахождения решения в случае цилиндрической проволоки сделаем, для того чтобы найти решение, предположение, оправдавшееся a posteriori, что поверхности равных температур внутри цилиндра — горизонтальные равноотстоящие плоскости, и что давление воды в прослойках между нижней и верхней частями цилиндра убывает пропорционально вертикальному расстоянию от данного уровня до уровня верхней части цилиндров, т. е. пропорционально разности температуры в верхней части и температуры на данном уровне. Если обозначить через Δp разность между давлением на уровне z, отсчитываемом от горизонтальной плоскости, проходящей через ось цилиндра, и давлением на уровне $z = 0$, то

$$\Delta p = mz \tag{70}$$

и

$$(\Delta p)_{\max} = mR. \tag{71}$$

Условие (70) удовлетворяется, если давление в вертикальном направлении на поверхность цилиндра будет выражаться формулой

$$p = p_0 + (\Delta p)_{\max} \cos \varphi. \tag{72}$$

Из условий (70) и (72) находим

$$\frac{P}{b \cdot 2R} = 2\int_0^{\frac{\pi}{2}} (p - p_0)\, d\varphi = 2mR, \tag{73}$$

откуда

$$m = \frac{P}{4bR^2} \tag{74}$$

и, следовательно,

$$\Delta\theta = 0{,}0074\,\Delta p = \frac{0{,}0074\,P}{4bR^2}\,z. \tag{75}$$

Разбивая цилиндр вертикальными плоскостями, проходящими через ось и отстоящими друг от друга на равных расстояниях, мы должны получить для потока тепла ΔQ через каждый из таких вертикальных слоев одинаковое для всех них значение. Это и получается из уравнения

$$\Delta Q = b\,\Delta R \cdot v\varrho_л L_{пл} = k_{пр} \cdot b\,\Delta R \cdot \frac{d\theta}{dz}, \tag{76}$$

так как из (75) $\frac{d\theta}{dz}$ оказывается постоянным.

Из (75) и (76) находим для скорости прохождения цилиндра значение в первом приближении

$$v = \frac{k_{пр}}{\varrho_л L_{пл}}\frac{d\theta}{dz} = \frac{k_{пр}}{\varrho_л L_{пл}} \cdot \frac{0{,}0074\,P}{\frac{4}{\pi}\,\pi bR^2} = 0{,}0001\,\frac{\pi k_{пр} P}{4V}, \tag{77}$$

отличающееся от (68) только числовым коэфициентом.

Во втором приближении получается значение

$$\frac{v'}{v} = 1 + \frac{P}{Ab\beta\varrho_в L_{пл}} + \frac{1}{bR}\sqrt{0{,}0003\,\eta k_{пр} P}\,\frac{k_{пр}^2 - k_в^2}{k_{пр}k_в} + \frac{k_л}{k_{пр}}. \tag{78}$$

Что касается скорости прохождения сквозь лед шара с удельным весом $\varrho_ш$ и теплопроводностью $k_ш$, то если обратить внимание, что отношение P к v есть не что иное, как движущая сила, отнесенная к единице объема, формулу для скорости v можно по аналогии с (68) и (77), но несколько уменьшая численный коэфициент, написать в виде

$$v = 0{,}00006\,k_ш(\varrho_ш - \varrho_л). \tag{79}$$

Это дает, например, для стального или железного шарика любого радиуса скорость порядка 0,000006 *см/сек* или 0,5 *см/сутки*. Это во много раз превышает скорость падения железного шара сквозь лед, какая получилась бы по формуле Стокса:

$$v = \frac{2}{9}\,\frac{R^2 g(d - \delta)}{\eta}, \tag{80}$$

выражающей скорость падения шара радиуса R и удельного веса d в среде, имеющей плотность δ и коэфициент внутреннего трения η. В самом деле, если принимать η порядка 10^{12}—10^{13} *г/см·сек*, то для железного шара радиусом в 1 *см*, из формулы (80) получается скорость порядка 10^{-4}—10^{-5} *см/сутки*, а для шара радиусом 10 *см* порядка 10^{-2}—10^{-3} *см/сутки*.

Для шара или тела шарообразной формы из меди, гранита, песчаника получим по формуле (79) скорости падения порядка 4 *см/сутки* = 1,5 *м/год*, 3 *см/год* и 0,5 *см/год*.

Для воды, если не принимать во внимание конвекционных токов, получается 0,2 *см/год*. Порядок этих величин может объяснить очень медленное опускание попадающих на поверхность ледников обломков.

Так как у воздуха коэфициент теплопроводности очень мал, то скорость поднятия пузырьков воздуха, которая могла бы получиться благодаря свойству смерзаемости льда, будет чрезвычайно мала, но все же небезынтересно было бы произвести теоретический подсчет этой скорости, так как весьма возможно, что даже при ничтожных скоростях поднятия пузырьков воздуха внутри льда она может объяснить — если не полностью, то отчасти — постепенное превращение фирна в ледниковый лед.

Заметим, что вторые члены правых частей формул (69) и (78) представляют собой вместе с тем занимаемую водой после прохождения призмы или проволоки в опыте Боттомлея сквозь брусок льда долю того объема льда, сквозь какой прошла призма или проволока. Так как вода занимает лишь $^{11}/_{12}$ объема льда, из какого она образовалась, то приблизительно $^{1}/_{12}$ получившейся прослойки будет состоять из включений водяного пара, а если туда мог проникнуть воздух, то и воздуха.

Меербург произвел ряд опытов с прохождением стальных, нейзильберовых и серебряных проволок трех различных диаметров при 2—6 различных нагрузках и для поверки правильности теории вычислял отношение $C = vb/PR$ и сравнивал его с полученным из опыта. Для стальных проволок различных диаметров получились вычисленные значения $C \cdot 10^{10}$, равные 73; 110 и 192 и наблюденные 29; 49 и 72, для нейзильберовой соответственно 34; 53; 91 и 24; 37 и 59, для серебряной 218; 347; 519 и 46; 66; 70.

Меербург говорит по этому поводу, что «согласие должно быть названо плохим для серебряной проволоки, удовлетворительным — для нейзильберовой. Оно может быть названо удовлетворительным, так как можно указать различные обстоятельства, заставляющие нас ожидать слишком малых значений». Анализ этих обстоятельств — шероховатости поверхности проволоки, переноса части тепла вверх выдавливаемой жидкостью, отличия от 0° температуры внутри льда, вытекания части воды в стороны, кристалличности льда — и отчасти специально поставленные опыты показали, что только выжимание воды в стороны (на что указывал и сам Боттомлей) и отчасти

шероховатость поверхности проволоки могут в некоторой мере объяснить разногласие между теорией и опытом.

Все это дало Меербургу основание высказать в качестве общего результата опытов, что «они указывают на то, что теория режеляции окажется способной объяснить явления не только качественно, но и количественно».

г. ПРИМЕРЗАНИЕ ПЛАСТИНКИ ЛЬДА К ПРОВОДЯЩЕЙ ТЕПЛО ПОДСТАВКЕ, В ЧАСТНОСТИ К ДРУГОЙ ПЛАСТИНКЕ ЛЬДА

Изложенные выше соображения могут послужить базой для построения теории примерзания пластинки льда к проводящей

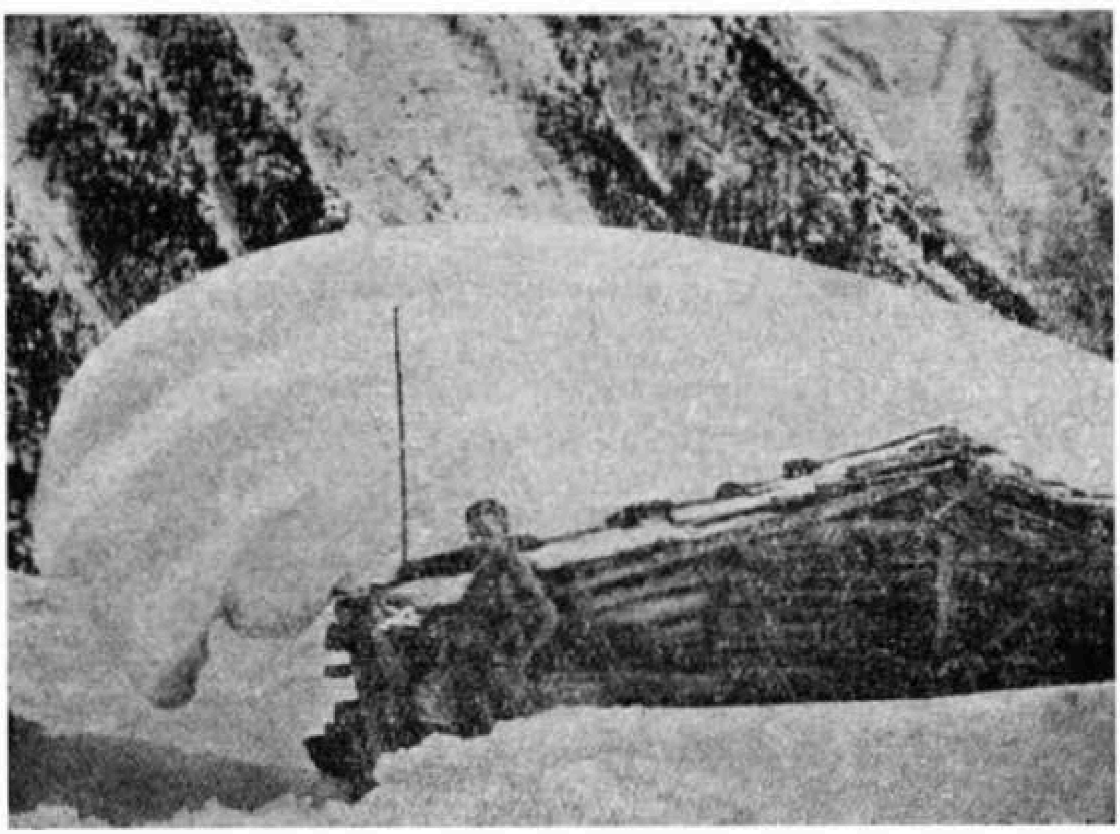


Рис. 22. Снежный навес за краем крыши.

тепло подставке — теории, которая могла бы не только качественно, но, может быть, и количественно (по крайней мере в отношении порядка величин, характеризующих процесс) объяснить многообразнейшие проявления смерзания снега, града и льда (может быть, отчасти и примерзания инея и изморози), с какими мы встречаемся в природе и почти во всех случаях обращения со льдом в широком смысле слова. Слеживание снега, выпавшего на горизонтальных и слегка наклонных поверхностях или наметенного на них ветром; примерзание снега к наклонным поверхностям и к краям слоя снега, который находится на приподнятой над землей поверхности,— в частности на слое снега на крыше, — доводящее эти слои до выступающих над краем и свисающих с него навесов (рис. 22);

образование снежных гирлянд (рис. 23), снежных шаров, цилиндров и конусов [1]) на поверхностях снежного покрова, мало отличающихся от горизонтальных (рис. 24); многочисленные случаи лавин при наклонности этих поверхностей; прилипание выпадающего снега даже к вертикальным поверхностям, на которые его наносит ветер, особенно снега мокрого, где наряду со свойством смерзаемости играет роль поверхностное натяжение, которому, однако, не следует приписывать преувеличенное значение; образование «фирна», наметание на гребнях гор со стороны, противоположной направлению ветра, «козырьков» (рис. 25), при отрыве которых получаются лавины, постройка жилищ из льда, как эскимосское «иглу» (рис. 26 и 27), — вот несколько примеров из проявлений смерзаемости в природе.

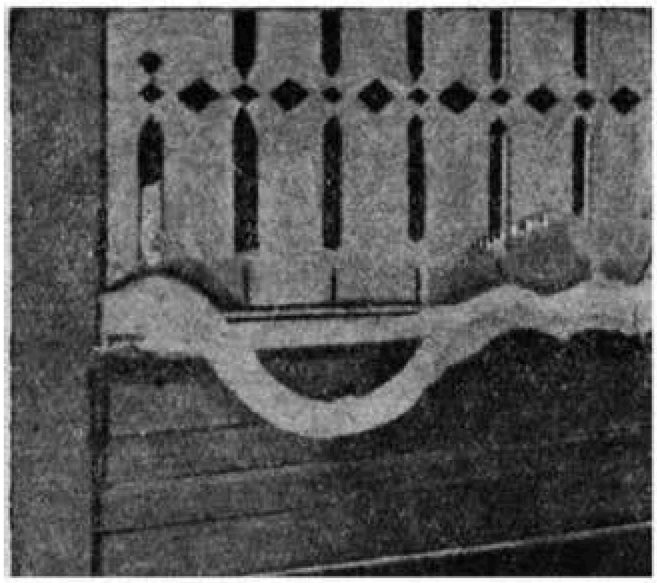


Рис. 23. Снежная гирлянда.

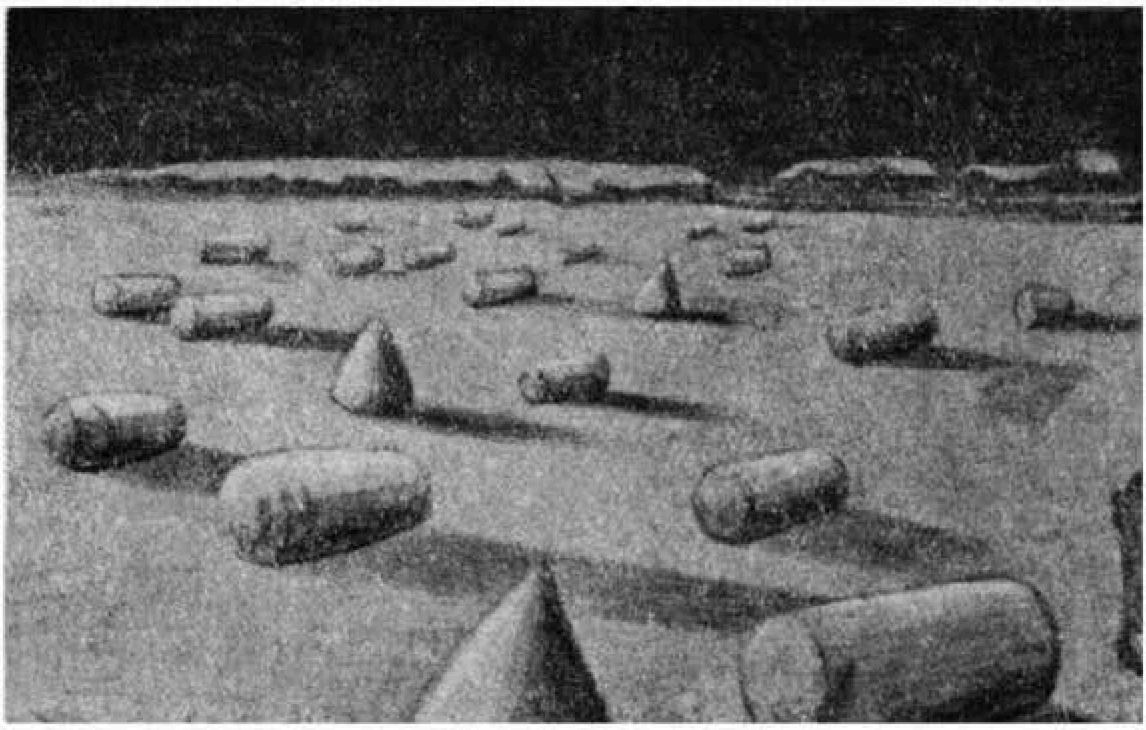


Рис. 24. Снежные валики, накатанные ветром.

В качестве любопытного примера режеляции укажу, что Тиндалль и Гекслэй [40] вызывали смерзание двух кусков льда, придавливая их друг к другу в горячей воде.

[1]) Некоторые выдержки из описаний такого рода снежных образований приведены в моей популярно-научной книжке ([6], стр. 107—108).



Рис. 25. «Козырек» с подветренной стороны горного хребта.

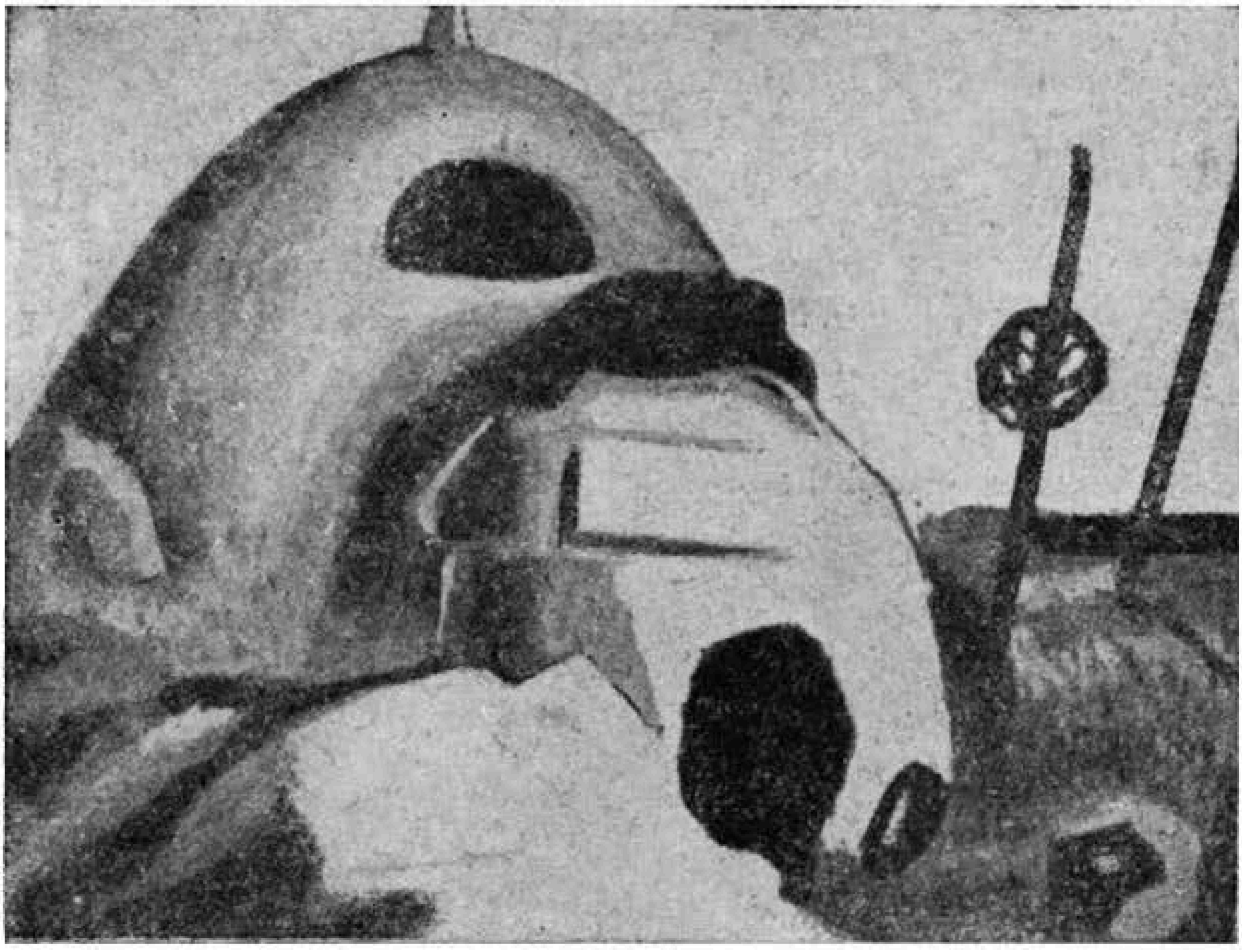


Рис. 26. Общий вид готового «иглу».

В основу рационализации приемов ускорения или замедления слеживания снега и смерзания льда, с одной стороны, должны быть положены наблюдения над этими явлениями в природной обстановке или в несколько преувеличивающих естественные явления условиях [41] [1]).

С другой стороны, должна быть построена теория смерзания, которая позволяла бы, если не подсчитывать точно, то оценивать порядок величины количеств тепла, выделяющихся при замерзании воды, выдавленной из-под нижней поверхности вертикальной пластинки льда, опирающейся на ледяную подставку. Эта теплота должна выделяться на внешней поверхности закраин (рис. 28), которые должны постепенно образовываться (и, как показали опыты, начатые, к сожалению, слишком поздно вследствие запоздания начала морозов в 1936 г. бригадой студентов Псковского педагогического института под руководством А. А. Шепелевского, — действительно образуются) с боков нижней части вертикальной пластинки, и затем переходить благодаря теплопроводности льда к поверхности соприкосновения ее и подставки, где эта теплота должна итти на плавление льда.

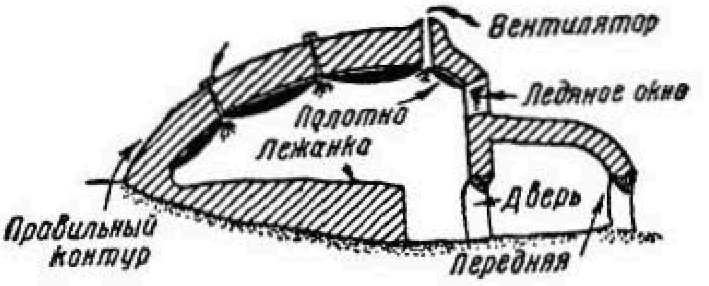


Рис. 27. Вертикальный разрез «шлу».

Тот же процесс должен происходить в миниатюре у нижних частей каждой выпавшей снежинки, так как в местах ее соприкосновения со снежинкой, лежащей ниже ее, получается избыток давления, порядок которого при достаточно больших углах верхней пластинки к горизонту не так уж мал — нескольких десятых $г/см^2$, а в первые моменты, когда звездочка упирается острыми вершинами, может быть порядка нескольких сот и даже тысяч $г/см^2$.

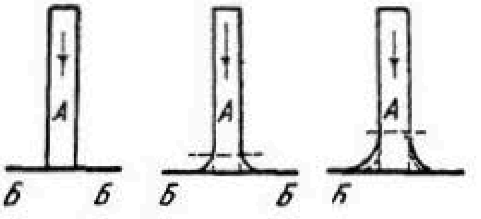


Рис. 28. Схема примерзания ледяной призмы к горизонтальной подставке.

В этом отношении можно только удивляться, что при изучении снежных обвалов до сих пор явлению режеляции отводилось чрезвычайно скромное место. Даже такой вдумчивый исследователь снежного покрова высокогорных районов, как Зелигман, один из немногих обративший внимание на миграцию паров от меньших снежинок к бо́льшим, как на одно из обстоятельств, вызывающих «фирнизацию», и тот ограничился в своем обширном труде о снеге относительно режеляции немногими строками ([41], стр. 157).

---

[1]) В этом отношении интересны указания опытов Саатчяна [43], давших ясное увеличение сцепления снега даже после кратковременного действия давления на снежный покров (см. также стр. 499 и стр. 511).

В качестве первого приближения к определению быстроты смерзания, я сделал попытку [42] рассмотреть случай вертикальной ледяной призмы ширины B, высоты H и длины, весьма большой по сравнению с B и H, причем эта призма предполагалась стоящей на горизонтальном слое льда достаточно больших размеров, а температура призмы, льда, на котором она стоит, и окружающего воздуха равной 0°. Если бы эта температура была ниже 0° и притом ниже температуры $\theta_н$, определяемой формулой (58), если принять в ней $z = H$, то никакого смерзания произойти не могло бы.

В рассматриваемом случае высота H, значение которой в момент t_0 ее установки на лед было H_0, будет постепенно уменьшаться, а из воды, выдавленной из-под нижнего основания призмы, будут образовываться две боковые ледяные кромки. Эти кромки можно принять, опять-таки в первом приближении, имеющими в сечении форму равнобедренных прямоугольных треугольников со сторонами a, a и $a\sqrt{2}$, где a является функцией отрезка времени $t-t_0$.

Быстрота уменьшения высоты H определяется быстротой переноса теплоты затвердевания с внешней поверхности ледяных кромок, площадь которой на единицу длины призмы будет равна $2a\sqrt{2}$, к поверхности соприкосновения призмы со льдом. Быстрота же этого переноса тепла в свою очередь зависит от распределения температуры между внешней поверхностью кромок и серединой основания призмы, где температура будет наиболее низкой и равной указанному выше значению $\theta_к$. Ввиду трудности полного математического решения этой задачи я ограничился допущением, что поток тепла пропорционален среднему градиенту температуры.

$$\frac{d\theta}{dN} = \frac{\theta'}{\frac{B}{2} + a} = \frac{2\theta'}{B+2a}, \tag{81}$$

где θ' — температура плавления льда под средним давлением ледяной призмы, а N — направление потока.

Учитывая, что этот поток пропорционален нарастающему в единицу времени количеству льда, и принимая во внимание связь уменьшения высоты призмы и роста кромок, я получил соответствующее диференциальное уравнение, интегрирование которого при малом a привело к формуле

$$\frac{a}{B} = K\sqrt{t}, \tag{82}$$

где K — коэфициент, зависящий от физических характеристик льда [1]).

Так как из этой формулы получается

$$\frac{da}{dt} = \frac{KB}{2\sqrt{t}}, \tag{83}$$

[1]) Более полное рассмотрение вопроса дано недавно Образцовым [51].

то очевидно, что, как и следовало ожидать, быстрота нарастания кромок в рассматриваемом случае убывает с течением времени — сначала быстро, затем медленнее и медленнее. Можно думать, что тот же закон будет справедлив и для других случаев смерзания.

§ 16. Рекристаллизация льда

Во всяком поликристаллическом теле, а следовательно, и во льде, непрерывно происходит рекристаллизация, основным результатом которой является уменьшение общего числа отдельных кристаллических зерен благодаря росту более крупных из них за счет уменьшения объема и даже полного исчезновения более мелких; кроме того, рекристаллизация приводит к появлению в поликристаллическом агрегате предпочтительной ориентации.



Рис. 29. Изменения структуры льда после долговременного действия большого давления по опыту Энгельна (стрелки — направление осей).

Несмотря на чрезвычайно большое практическое значение вопроса о рекристаллизации для всех тех материалов, при получении которых имеет место затвердевание жидкостей, в частности различных металлов и металлических соединений, получаемых из растворов и расплавов, и несмотря на весьма большое количество работ, посвященных исследованию явлений рекристаллизации, нельзя считать, что в настоящее время имеется единое и вполне удовлетворительное объяснение этого явления [1]).

Что касается льда, то в нем явления рекристаллизации, надо думать, в большинстве случаев должны играть меньшую роль, чем явления режеляции, о которых была речь в предыдущем параграфе, а кроме того результаты рекристаллизации и режеляции сказываются в природных условиях весьма медленно. Так, например, есть указания, что зерна ледникового льда имеют несколько более значительные размеры в частях льда, близких к языку, чем в частях, удаленных от языка, откуда они приходят к языку через промежутки времени, измеряемые сотнями лет.

Отметим, однако, что в лабораторных условиях изменения структуры льда получаются быстрее, как видно, например, из работы Энгельна [52], выдерживавшего по несколько суток при темпера-

[1]) Интересные работы по выяснению сути процесса рекристаллизации ведутся в Уральском физико-техническом институте (см. работы Корнфельда в *Physik. Zeits. d. Sowjetunion*).

турах ниже 0° цилиндрические куски прудового льда (pond ice) в металлическом сосуде под давлением в 35—60 *атм*. Рис. 29 представляет копию с одной из иллюстраций к его работе.

§ 17. Миграция включений соляных растворов во льде

Если температура куска льда ниже 0°, но выше температуры замерзания включений соляных растворов, эти включения будут жидкими и в смысле положения их внутри льда — неустойчивыми, но эта неустойчивость будет различной для случая, когда температура одинакова во всех точках куска, и для случая, когда температура куска неодинакова. В первом случае включение соляного раствора будет опускаться вниз вследствие своего более значительного удельного веса, причем, как можно думать, это включение будет иметь шарообразную форму, и скорость такого опускания, которое будет представлять собой типичное явление режеляции, будет выражаться формулой типа (82) § 15.

Если же это включение будет иметь с момента своего возникновения форму тонкой прослойки и притом прослойки, доходящей как до верхней, так и до нижней поверхности куска льда, то будет происходить вытекание этой прослойки, если удельный вес ее окажется больше удельного веса находящейся под льдом воды, а тем более, если кусок льда находится в воздухе. На место вытекшего соленого раствора будет поступать либо воздух, либо пресная или более пресная вода, получившаяся от плавления слоя снега над льдом или самого льда. При этом возможно замерзание притекающей воды при ее поступлении в слои льда, где температура ниже нуля (образование «старого» или «годовалого» льда,—см. § 8 главы XI).

Мы перешли уже, в сущности говоря, к случаю не вполне одинаковой температуры, правда, в особых геофизических условиях.

Уитман [53] обратил внимание на неизбежность миграции рассола, которая должна иметь место вследствие самой наличности градиента температуры в куске льда, — миграции в сторону менее низких температур.

Если температура куска льда со включением рассола повысится, то равновесие между рассолом и льдом может восстановиться только, если некоторое количество льда растворится и раствор получит ту меньшую концентрацию, которая соответствует этой новой температуре. К этому новому состоянию система придет асимптотически, так как для растворения льда требуется определенное количество тепла; температура льда вокруг соленого включения понизится и к нему будет постепенно переходить нужная для плавления льда теплота от окружающих менее холодных мест.

Уитман рассматривает «каплю рассола, заключенную в цилиндре чистого льда, более теплом с одного конца, чем с другого. Концентрация капли рассола во всякой точке будет определяться темпе-

ратурой в этой точке. На более теплой стороне капли рассол будет слишком концентрированным, чтобы быть в равновесии со льдом при этой теплой температуре, и он поэтому расплавит немного льда в этой точке, разбавляя этим самым раствор. Однако на холодной части капли тот же самый рассол слишком разбавлен, чтобы быть в равновесии с холодным льдом, и поэтому некоторое количество чистого льда замерзнет на этой стороне. Окончательным результатом этих двух одновременных процессов [1]) — растворения на теплой стороне и замерзания на холодной — будет приближение капли к более теплому концу цилиндра» — приближение, сопровождаемое разбавлением ее.

Автор правильно сопоставляет такое движение капли с опусканием проволоки в опыте Боттомлея, неверно утверждая, однако, что «лед непосредственно под проволокой расплавляется давлением льда» (вообще калорическая сторона явления автору, повидимому, не была вполне ясна).

В правильности своих заключений автор удостоверился непосредственным опытом. Он приготовлял (намораживанием на пробирке со смесью ацетона и твердой углекислоты) цилиндры соленого льда и затем помещал такие цилиндры нижним концом и в дьюаровский сосуд, на дне которого находилась холодящая смесь, так что получался направленный вверх положительный градиент температуры. После 5,5 часов получилось распределение содержания NaCl в 5 слоях цилиндра льда, указываемое первым столбцом табл. VII и представляющее среднее из 5 опытов. Если же верхний конец цилиндра поддерживался при более низкой температуре, а нижний — при менее низкой, то получилось через 6,5 часов распределение содержания NaCl, данное во втором столбце той же таблицы. Первоначальное содержание было во всех слоях 3,31%.

Таблица VII

Распределение содержания NaCl в цилиндре соленого льда

	t = 5,5 час. $\theta_{верхн} = -2°$ $\theta_{нижн} = -20°$	t = 6,5 час. $\theta_{верхн} = -25°$ $\theta_{нижн} = -4°$
верхний слой	3,88 %	1,86%
2-й »	3,19 %	1,92 %
3-й »	3,19 %	2,69 %
4-й »	3,08 %	2,77 %
нижний слой	2,92 %	2,51 %

Так как обеднение солью должно сопровождаться ростом зерен пресного льда, можно думать, что в ряде случаев, рекристаллизация в чистом виде отступает на задний план по сравнению с миграцией соляных включений или даже совсем отсутствует [58].

[1]) Уменьшающих существовавший градиент температуры (*Б. В.*).

Литература к главе I

1. Н. И. Толстихин, *Проблемы Советской Геологии*, **6**, 628—636 (1936).
2. Н. А. Цытович и М. И. Сумгин, *Основания механики мерзлых грунтов*, стр. 432, М.—Л., 1937.
3. A. B. Dobrowolski, *Historja naturalna lodu*, Warszawa, 1923.
4. A. B. Dobrowolski, *Bull. soc. franc. de mineralogie*, **54**, 5—19 (1931).
5. В. И. Вернадский, *История природных вод*, ч. 1, в. I, стр. 201, Л., 1933.
6. Б. П. Вейнберг, *Снег, иней, град, лед и ледники*, стр. 231, М.—Л., 1936.
7. A. B. Dobrowolski, *Biuletyn Towavrystwa Geofizykow w Warszawie*; *Bull. Soc. Géophys. de Varsovie* (1934), No. 9—10, 11—27 и 54—64.
8. Ауэрбах, *Семь аномалий воды*, стр. 93, Пгд. 1919.
9. Х. Фрицман, *Природа воды; тяжелая вода*, стр. 314, Л., 1935.
10. B. P. Weinberg, *Rapp. présenté au congrès intern. de phys.*, **1**, 449—463 (1900).
11. Б. П. Вейнберг, *Вестн. опытн. физ.*, **24**, 97—100, 121—130 (1900).
12. A. Frumkin u. N. Fuchs. *Acta Physicochimica URSS*, **2**, 783—790 (1935).
13. H. C. Burger, *Proc. Sect. Sci. Acad. Amsterdam*, **23**, 616—627 (1921).
14. J. Dogiel, *Mélanges phys.-chim. acad. St.-Pét.*, **9**, 266—276 (1878).
15*. H.T. Barnes, *Ice Formation*, New-York, 1906.
16. В. Я. Альтберг, *Геофиз. Сборн.*, **3**, № 1, 77—90; № 2, 1—39 (1917).
17. А. Н. Зильберман и Я. М. Жемчугов, *Журн. геоф.*, **2**, № 2 (4), 181—198 (1932).
18. Б. П. Вейнберг, *Сборник работ по исследованию условий борьбы с обледенением*, **1**, 50—69 (1937).
19. R. Robitsch, *Beiträge z. Phys. d. freien Atmosphäre*, **18**, 237—241 (1935).
20. Б. П. Вейнберг, *Метеор. вестн.*, **35**, 116—117 (1925).
21. А. Хргиан, *Метеорология и гидрология*, **3**, № 3, 85—88 (1937).
22. S. Tetsu Tamura, *Monthly Weather Rev.*, **33**, 55—59 (1905).
23. Förster, *Z. physik. Chem.*, A, **175**, № 3, 177—186 (1935).
24. Riemann-Weber, *Partielle Differentialgleichungen*, т. II, § 49, стр. 117.
25. L. R. Ingersoll a. O. J. Zobel, *An Introduction to the Mathematical Theory of Heat Conduction with Engineering and Geological Applications* стр. 172, London, 1913.
26. J. Stefan, *Sitzber. Wien. Akad., math.-naturw. Cl.*, **98**, 11a, 473—484 (1890).
27. J. Stefan, *Sitzber. Wien. Akad., math.-naturw. Cl.*, **98**, 11a, 965—982 (1890); *Ann. d. Phys.*, **42**, 769—786 (1891).
28. Х. Барнес, *Ледотехника*, перев. под редакцией проф. В. Е. Тимонова, стр. 200, Л.—М., 1934.
29. A. Blümcke u. H. Hess, *Wiss. Ergänzungshefte z. Zeits d. D. u. Ö. Alpenvereins*, **1**, № 2, 1—87 (1899).
30. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **38**, 186—225, 250—282, 289—364 (1906).
31. J. T. Bottomley, *Nature*, **114**, 185 (1872).
32. L. S. Ornstein, *Proc. Sect. of Sci. Acad. Amsterdam*, **8**, 635—659 (1906).
33. S. Suzuki, *Sci. Reports Tôkohu Univ.*, **1**, 219—227 (1911—1912).
34. J. H. Meerburg, *Proc. Sect. of Sci. of Acad. Amsterdam*, **9**, 718—726 (1907).
35. Б. П. Вейнберг, *Труды Псковск. пед. инст.*, **1** (1937).
36. И. Боргман, *Метеор. вестн.*, **1**, 181—186 (1891).
37. П. Броунов, *Метеор. вестн.*, **1**, 244—248 (1891).
38. «Снеговые катушки в Канаде», *Метеор. вестн.*, **7**, 363 (1897).
39. Н. Протопопов, *Климат и погода*, 1928, № 3—4, стр. 18—19.
40. J. Tyndall a. T. H. Huxley, *Proc. Roy. Soc.*, **8**, 331—336 (1857).
41. G. Seligman, *Snow Structure and Ski Fields; being an Account of Snow and Ice Forms Met with in Natúre and a Study on Avalanches and Snowcraft*, London, 1936.

42. Б. П. Вейнберг, *Вестн. знания*, **2**, № 3, 209—213 (1926), почти полностью воспроизведено в [6], стр. 96—99.
43. Инж. Г. Г. Саатчян, *Тбилисский н.-и. ичст. сооружений*, вып. **27**, 1—50 (1936).
44. E. H. Riesefeld & T. L. Chang, *Phys. Zeits.* **37**, 690—692 (1936).
45. В. М. Маккавеев, *Зап. Гос. гидр. инст.*, **5**, 75—116 (1931).
46. Б. П. Вейнберг, *К вопросу об осуществимости равновесия фаз в неизолировнной системе, в частности фаз пресной и морской воды в природных условиях*, ч. I. *Равновесие фаз в однокомпонентной неизолированной системе*, ч. II, *Равновесие фаз в двухкомпонентной неизолированной системе* (направлено в редакцию Известий Акад. наук СССР).
47. В. Д. Кузнецов и Д. Д. Саратовкин, *Доклады Акад. наук*, № 5, 1934.
48. В. Д. Кузнецов, *Физика твердого тела*, 2-е изд., т. I, стр. 554, Томск, 1937.
49. Б. П. Вейнберг, *К теории опыта Боттомлея* (печатается в *Журн. эксп. и техн. физики*).
50. B. P. Weinberg, *Bull. Intern. Assoc. of Scientific Hydrology*, **23**, 499—514 (1938) и *Труды Аркт. инст.*, **110**, 5—14 (1938).
51. А. Н. Образцов, *К теории режеляции* (рукопись находится в ред.-изд. отделе Аркт. института).
52. O. D. Engeln, *Amer. Journ. of Sci.*, **40**, 449—473 (1915).
53. W. J. Whitman, *Amer. Journ. of Sci.*, **11**, 126—132 (1926).
54. Б. П. Вейнберг, *Метеорология и Гидрология*, **5**, (1939).
55. B. P. Weinberg, *Bull. assoc. intern. d'hydrol. scient.* **23**, 537 (1938)
56. Б. П. Вейнберг, «О степени соответствия взглядов проф. Альберга на процессы кристаллизации переохлажденной воды опытным данным». В редакции журн. *Метеорология и гидрология*.
57. Я. И. Беленкин, А. П. Темпов, Н. П. Фомин и А. Х. Хргиан. *Оледенение воздушных судов*, М., 1938, стр. 250.
58. Б. П. Вейнберг, «Температурный коэфициент физической характеристики двухфазной двухкомпонентной системы», (приг. к печ. 1939).

Глава II

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ УСЛОВИЙ ПРЕВРАЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА И ЖИДКОЙ ВОДЫ В ТВЕРДОЕ СОСТОЯНИЕ

Б. П. ВЕЙНБЕРГ

§ 1. Постановка вопроса

Как мы уже говорили в предыдущей главе, данные, относящиеся к химически чистой воде, могут иметь лишь общее руководящее значение для основного объекта настоящей книги — льда, который мы условились рассматривать как воду в твердом состоянии в природе. Поэтому, переходя к числовым характеристикам условий превращения водяного пара и жидкой воды в твердое состояние, мы не будем стремиться к исчерпывающему перечню и анализу данных, касающихся образования химически чистого льда в лабораторной обстановке, и будем в этом отношении иной раз следовать примеру «International Critical Tables» (имеются в русском переводе [1]), в которых во многих случаях приводятся только результаты тех определений, какие составители соответствующих разделов считали наиболее точными. Списки соответствующих работ составлены по книге Добровольского ([2], стр. 49—53) по «Ледотехнике» Барнеса [3], и по «Справочнику» [1], а для работ, опубликованных после 1930 г. — по различным реферативным и справочным изданиям.

Если взглянуть на рис. 9 (стр. 38), то мы увидим, что из четырех кривых, сходящихся в тройной точке A, — кривой AB кипения воды при более высоких температурах, кривой AC плавления льда, кривой AD возгонки льда и кривой AE кипения переохлажденной воды — только вторая и третья относятся к превращениям воды или водяного пара в твердый лед или, обратно, перехода льда в жидкое или парообразное состояние. Однако для полноты картины мы несколько остановимся (хотя и значительно менее подробно) и на остальных двух кривых, тем более, что положение тройной точки, весьма важной и в теоретическом, и в практическом отношениях, определяется взаимным схождением всех четырех кривых или, точнее, схождением кривых AD и AC возгонки и плавления льда и пересечением их с единой кривой EB кипения воды.

Основными числовыми характеристиками каждой из этих кри-

вых должны быть значения *давления превращения*, при котором происходит интересующее нас превращение при данной абсолютной температуре T (или температуре θ по стоградусной шкале), т. е. другими словами форма и положение кривой

$$p = f(T). \tag{1}$$

Вид функции (1) мы будем для удобства задавать таблицами значений p_i для некоторых раздельных, как общее правило, равноотстоящих температур T_i, так как получение из таких таблиц значения p для некоторой промежуточной температуры T может быть осуществлено с достаточной точностью путем алгебраического или графического интерполирования.

Не менее существенной характеристикой условий превращения является *теплота превращения* L, так как ее величиной определяется в значительной мере скорость соответствующего превращения.

Самым естественным было бы сопоставление результатов непосредственных определений значений p и L при различных температурах, но ограничиться таким сопоставлением значило бы заранее отказаться от пользования теми соотношениями между этими величинами и другими характеристиками воды в одном из ее агрегатных состояний, на которые указывает термодинамика, а именно основными соотношениями:

$$\frac{dp_{\text{пл}}}{dT} = \frac{L_{\text{пл}}}{A(v_{\text{в}} - v_{\text{л}})\,T_{\text{пл}}}. \tag{2}$$

$$\frac{dp_{\text{возг}}}{dT} = \frac{L_{\text{возг}}}{A(v_{\text{п}} - v_{\text{л}})\,T_{\text{возг}}}, \tag{3}$$

$$\frac{dp_{\text{кип}}}{dT} = \frac{L_{\text{кип}}}{A(v_{\text{п}} - v_{\text{в}})\,T_{\text{кип}}} \tag{4}$$

[ср. гл. I, формулы (2)—(4)].

Эти соотношения определяют тангенс угла наклона соответствующих кривых к оси абсцисс (оси температур на наших рис. 1—5 и 8) и связывают значения p, L и T со значениями плотностей воды в различных состояниях, определяемыми в функции от температур независимо от определений давлений и теплот превращения.

В формулы (2)—(4) входят значения L при различных температурах T и, что весьма существенно, при соответствующих этим температурам T давлениях превращения. Для изменяемости L с T термодинамика дает еще три соотношения:

$$\frac{dL_{\text{пл}}}{dT} = c_{\text{в}} - c_{\text{л}} + \frac{L_{\text{пл}}}{T_{\text{пл}}}; \tag{5}$$

$$\frac{dL_{\text{возг}}}{dT} = c_{\text{п}} - c_{\text{л}} + \frac{L_{\text{возг}}}{T_{\text{возг}}}, \tag{6}$$

$$\frac{dL_{\text{кип}}}{dT} = c_{\text{п}} - c_{\text{в}} + \frac{L_{\text{кип}}}{T_{\text{кип}}}. \tag{7}$$

ЭЛЕКТРОННАЯ БИБЛИОТЕКА РОССИИ

Для расширения базы экспериментальных данных, на которой можно было бы основываться для уточнения значений числовых характеристик p, L и T условий превращения, может, однако, служить только уравнение (5) и то с некоторыми оговорками, так как в уравнения (6) и (7) входит величина $c_п$ — *теплоемкость пара, насыщающего пространство*, — которую если не невозможно, то весьма трудно определить на опыте и которую поэтому вычисляют на основании уравнений (6) и (7).

Укажу кстати, что для водяного пара, по крайней мере при низких температурах, $c_п$ является величиной отрицательной. Это показывает, что при нагревании водяного пара на 1° при условии такого увеличения его плотности, чтобы он оставался насыщенным, увеличение внутренней энергии от этого увеличения плотности превышает количество энергии, которое нужно было бы затратить на повышение температуры без увеличения плотности и которое определяется на опыте при измерении теплоемкости пара $(c_п)_{p=\text{const}}$ при постоянном давлении. Вследствие этого обстоятельства водяной пар при адиабатическом расширении частично обращается в твердое или жидкое состояние (в зависимости от того, была ли начальная температура его ниже или выше температуры тройной точки), тогда как для паров с положительными значениями теплоемкости насыщающего пространство пара превращение в твердое или жидкое состояние происходит при адиабатическом сжатии.

Оговорка относительно возможности пользования уравнением (5) относится также к тому, что в него входят теплоемкости воды и льда, относящиеся к их кривой плавления, т. е. выражающие количество тепла, нужные для изменения температуры 1 грамма воды на 1° при соответствующем кривой плавления изменении давления, тогда как на опыте определяются теплоемкости $(c_в)_{p=\text{const}}$ и $(c_л)_{p=\text{const}}$ воды и льда при постоянном давлении — обычно атмосферном. Теплоемкости $c_в$ и $c_л$, входящие в формулу (5), связаны с теплоемкостями $(c_в)_p$ и $(c_л)_p$ термодинамическим уравнением

$$c_в - c_л = (c_в)_p - (c_л)_p - \frac{L_{пл}}{v_в - v_л}\left(\frac{dv_в}{dT} - \frac{dv_л}{dT}\right). \qquad (8)$$

Таким образом, если даже ограничиться кривой плавления, то мы видим, что для выяснения формы этой кривой можно воспользоватся рядами наблюдений над следующими характеристиками льда и воды:

1) температура плавления льда в зависимости от давления, 2) теплота плавления льда в зависимости от температуры и давления, 3) удельные объемы (или, что равносильно, плотности) льда и воды при различных температурах и давлениях, 4) теплоемкости льда и воды при различных температурах и давлениях.

Однако величины $T_{пл}$, $L_{пл}$, $v_л$, $v_в$, $(c_л)_p$ и $(c_в)_p$ для точки кривой плавления, определяемой давлением p, связаны между собой

уравнениями (2), (5) и (8), так что выявление наиболее вероятных значений этих величин — назовем их x, y, z, u, v и w — потребовало бы решения системы из 8 уравнений с этими 6 неизвестными, а именно (E — механический эквивалент теплоты)

$$\left.\begin{aligned} &x = T_{\text{пл}},\ y = L_{\text{пл}},\ z = v_{\text{л}},\ u = v_{\text{в}},\ v = (c_{\text{л}})_p,\ w = (c_{\text{в}})_p \\ &\frac{dx}{dp} = \frac{u-z}{Ey}\,x,\quad \frac{dy}{ax} = w - v + \frac{y}{u-z}\left(\frac{du}{dx} - \frac{dz}{dx}\right) + \frac{y}{x}. \end{aligned}\right\} \tag{9}$$

Такое решение дало бы единую систему характеристик условий перехода жидкой воды в твердое состояние (без переохлаждения или с практически ничтожным переохлаждением), но потребовало бы специального исчерпывающего исследования, которое далеко выходит за рамки настоящей работы, в особенности, в связи с тем, что для этого нужна тщательная сравнительная оценка как определений отдельных авторов, так и относительных весов уравнений системы (9). Поэтому мы ограничимся далее сводками определений $T_{\text{пл}}$, $L_{\text{пл}}$, $v_{\text{л}}$, $v_{\text{в}}$, $(c_{\text{л}})_p$ и $(c_{\text{в}})_p$ и некоторыми проверками соотношений (5) и (8).

Еще полнее было бы решение задачи об установлении единой системы характеристик условий превращения воды вблизи тройной точки, если бы мы к системе уравнений (9) присоединили аналогичные системы, относящиеся к возгонке и кипению, а именно

$$\left.\begin{aligned} &x' = T_{\text{возг}},\ y' = L_{\text{возг}},\ z = v_{\text{л}},\ u' = v_{\text{п}},\ v = (c_{\text{л}})_p,\ w' = (c_{\text{п}})_p, \\ &\frac{dx'}{dp} = \frac{u'-z}{Ey'}\,x',\quad \frac{dy'}{dx'} = w' - v + \frac{y'}{u'-z}\left(\frac{du'}{dx'} - \frac{dz}{dx'}\right) + \frac{y'}{x'}, \end{aligned}\right\} \tag{10}$$

$$\left.\begin{aligned} &x'' = T_{\text{кип}},\ y'' = L_{\text{кип}},\ u = v_{\text{в}},\ u' = v_{\text{п}},\ w = (c_{\text{в}})_p,\ w' = (c_{\text{п}})_p, \\ &\frac{dx'}{dp} = \frac{u'-u}{Ey''}\,x'',\quad \frac{dy''}{dx''} = w' - w + \frac{y''}{u'-u}\left(\frac{du'}{dx''} - \frac{du}{dx''}\right) + \frac{y''}{x''} \end{aligned}\right\} \tag{11}$$

и приняли во внимание, что в тройной точке значения x, x' и x'' должны быть равны между собой. Таким образом мы вовлекли бы в сопоставление еще ряды наблюдений над следующими характеристиками льда, воды и водяного пара.

5) Упругости насыщающего пространства пара над льдом и над водой (переохлажденной — ниже T_{A} — и непереохлажденной — выше T_{A}), 6) теплоты возгонки и кипения, 7) удельные объемы (или, что равносильно, плотности) насыщающего пространства пара. Тогда получилась бы система из 18 уравнений, которым должны удовлетворять для давления p 12 характеристик:

$$T_{\text{пл}},\ T_{\text{возг}},\ T_{\text{кип}},\ L_{\text{пл}},\ L_{\text{возг}},\ L_{\text{кип}},$$
$$v_{\text{л}},\ v_{\text{в}},\ v_{\text{п}},\ (c_{\text{л}})_p,\ (c_{\text{в}})_p,\ (c_{\text{п}})_p.$$

Ввиду малой исследованности процесса возгонки и второстепенного значения процесса превращения воды в пар для наших

целей мы с еще большим правом сузим задачу сводки относящихся сюда числовых характеристик и обзора соотношений между ними, не придерживаясь также указанного выше порядка интересующих нас постоянных.

Кроме того, мы дадим обзор тех весьма скудных сведений, какие имеются по вопросу о способности кристаллизации, переохлажденной воды и о скорости кристаллизации кристаллов льда, внесенных в переохлажденную воду, а также сводку определений коэфициента теплопроводности льда.

§ 2. Упругости пара, насыщающего пространство над льдом и над переохлажденной водой

Наиболее обстоятельный критический обзор относящихся сюда данных [1]) принадлежит Уошбэрну [6], которому мы и будем следовать в дальнейшем изложении.

«Давление пара льда. При составлении таблицы давлений пара над льдом нельзя принимать во внимание более старые исследования по этому вопросу, хотя бы ввиду отсутствия у исследователей точного определения применявшихся температурных шкал. Поэтому при вычислении приводимой ниже таблицы я основывался на наблюдениях Вебера (Лейден) [8] и Шееля и Хейзе (Берлин) [9]. Эти исследования покрывают интервал температур от —100° до 0°.

Интерполяционное уравнение для этого интервала температур было получено интегрированием уравнения Клаузиуса-Клапейрона [2]):

$$\frac{dp}{dT} = \frac{EL}{(v_п - v_т)\,T}, \tag{12}$$

причем, как указано ниже, были использованы наилучшие из известных термических данных. При интегрировании этого уравнения для пара был принят сначала закон совершенных газов. Однако, как оказалось, членами, которые получаются от этого в интеграле, можно пренебречь. Окончательно интеграл был получен в следующем виде:

$$\log p = \frac{A}{T} + B \log T + CT + DT^2 + I, \tag{13}$$

где T — абсолютные температуры A, B, C, D, и I — постоянные.

Постоянная A основывалась на значении теплоты испарения льда при 0° С, вычисленной из значения Дитеричи для теплоты

---

[1]) Хорошие сводки более ранних определений есть у Юлина [4] и Марвина [5].

[2]) Обозначения автора в этой и дальнейших формулах заменены теми, какие применялись нами в предыдущей главе. (*Б. В.*)

испарения воды при 0° С (а именно 2493 *дж/г*) и значения Диккинсона и Осборна [7] для теплоты плавления льда при 0° (а именно 79,76 ∓ 0,02 $кал_{20°}$ на грамм).

Постоянная B основывалась на значении теплоемкости льда 0,5057 $кал_{20°}/г \cdot град$ [7] при 0° С и значении теплоемкости водяного пара 0,457 $кал_{20°}/г \cdot град$ при 0° С.

Постоянная интегрирования I была получена путем принятия хорошо установленного значения $p = 4{,}579$ *мм* при 0°, а постоянные C и D были получены из двух экспериментальных данных для p, одного в соседстве с —100°, основанного на измерениях Вебера, а другого — в соседстве с —50°, основанного на измерениях Вебера и Шееля и Хейзе.

Полученное таким образом уравнение имеет вид

$$\log p = \frac{2445{,}5646}{T} + 8{,}2312 \log T - 0{,}01677006\, T + 1{,}20514 \cdot 10^{-5} T^2 - 6{,}757169. \qquad (14)$$

Пользуясь этим уравнением для получения $p_{выч}$, мы получили график разностей значений $p_{выч} - p_{набл}$.

Рассмотрение этого графика[1]) показывает, что уравнение (14) удовлетворительно выражает экспериментальные данные в пределах от —100° до —20° [2]). Между —20° и 0° единственными подробными данными являются данные Шееля и Хейзе, отклоняющиеся довольно сильно от значений, вычисленных для этого интервала. В позднейшей работе тех же авторов [13] обращается внимание на то, что наши сведения о соотношении между платиновой шкалой (электрический термометр с платиновым сопротивлением) и шкалой по газовому термометру в этом интервале находятся еще в весьма неудовлетворительном состоянии и что, следовательно, измерения в этой области требуют пересмотра. Некоторый пересмотр этого рода был, повидимому, сделан в Physikalisch-Technisches Reichsanstalt, потому что в недавно появившейся книге Хольборна, Шееля и Хеннинга [10] даны совершенно иные значения для давлений пара льда между —50° и 0°. Основы пересмотра, сделанного ими, не указаны, но судя по упомянутой выше дискуссии, возможно, что этот пересмотр основывался на изменении каллендеровского интер-

[1]) График этот, на котором даны разности значений p, вычисленных по формуле (14) и наблюденных разными авторами [8-12], мы не приводим.

[2]) Это указание Уошбэрна справедливо лишь в том случае, если обратить внимание на абсолютные величины отклонений $p_{выч}$ от $p_{набл}$. Если же брать отношения этих отклонений к самим значениям p, то особенно большого различия между наблюдениями в интервале —100° и —20° и в интервале между —20° и 0° не наблюдается (будет скорее в обратном направлении). Так, например, наибольшая разность $p_{выч} - p_{набл}$ в первом интервале будет — 0,0021 (белый кружок для — 75°), а во втором — 0,0198 (черный кружок для —7°), но эти разности составляют $\frac{0{,}0021}{0{,}0090} = 23\%$ и $\frac{0{,}0198}{2{,}537} = 0{,}8\%$ соответственно. (*Б. В.*)

поляционного уравнения для термометра с платиновым сопротивлением. Хотя перевычисленные значения сходятся несколько лучше с уравнением (14), но теперь отклонения — в противоположном направлении и все они значительно больше, чем можно ожидать на основании каких-либо очевидных ошибок в измерении давления.

Поэтому представляется необходимым откинуть экспериментальные данные в этой области ввиду неуверенности в измерениях температуры и допустить, что правильными являются вычисленные значения. Такой образ действий тем более оправдываем, что это уравнение имеет здравую термодинамическую основу, а постоянные C и D — единственные, которые определяются из опыта [1]), — не имеют практического влияния на результаты вычислений в этой области, т. е. получается уравнение, дающее существенно те же значения p, если опустить члены, содержащие C и D, и перевычислить I для этой области.

Давление пара жидкой воды ниже точки замерзания. Когда составлена таблица давлений пара льда, то наиболее достоверный способ получения значений давления пара воды, это — через термодинамическое соотношение, соединяющее эти два рода давлений пара. Такое соотношение, являющееся непосредственным следствием второго закона термодинамики, имеет следующий вид:

$$d_{\ln}\frac{p_в}{p_л} = -\frac{L_{пл}dT}{RT^2}, \tag{15}$$

где $p_в$ и $p_л$, соответственно, давления пара воды и льда при абсолютной температуре T, $L_{пл}$ — теплота плавления на моль льда при температуре T, а R — газовая постоянная. Для интегрирования этого уравнения надо выразить $L_{пл}$ в функции температуры».

Для этого Уошбэрн пользуется уравнением (5) без последнего члена, основываясь в качестве исходных экспериментальных данных на эмпирических соотношениях

$$c_в = 1{,}0092 - 0{,}001080\,\theta + 0{,}000036\,\theta^2, \tag{16}$$

$$c_л = 0{,}5052 + 0{,}001861\,\theta, \tag{17}$$

первое из которых он получает из данных Барнеса и Кука [14] при +5°, 0° и —5° С, а второе — пригодное между —40° и 0° С, — из работы Диккинсона и Осборна (см. ниже, § 4), $L_{пл}$ он принимает по последним авторам равным $L = 1435{,}5$ *кал*$_{15°}$/*молъ* $R = 1{,}9869$ *кал*/*град*·*молъ*, $T_0 = -273°{,}1$ C.

В результате автор получает

$$\log p_в - \log p_л = \frac{1{,}1489\,\theta}{273{,}1+\theta} - 1{,}330\cdot 10^{-5}\,\theta^2 + 9{,}084\cdot 10^{-8}\theta^3 - 1{,}08\cdot 10^{-9}\,\theta^4 \tag{18}$$

и говорит далее:

[1]) Измерением давления пара льда (*Б. В.*).

«Надо заметить, что при выводе этого уравнения не требуется никаких данных относительно давления пара.

Для точности в 0,001 *мм* рт. ст в значениях $p_в$ членом θ^4 можно пренебречь до —40°, членом θ^3 до —11°, а членом θ^2 до —2°. Все численные постоянные в этом уравнении известны с двумя значащими цифрами сверх тех, какие нужны для точности 0,001 *мм* рт. ст.»

Если мы сравним значения $(p_л—p_в)$, вычисленные при помощи уравнений (7) и (3), с соответствующими непосредственно измеренными разностями, полученными в Physikalisch-Technisches Reichsanstalt, то наибольшая разность между $(p_л—p_в)_{выч}$ и $(p_л—p_в)_{набл}$ равна только 0,004 *мм* при —16° [1]) и уменьшается при приближении к 0°.

Другими словами, измерения давления в Physikalisch-Technisches Reichsanstalt согласны между собой, хотя, как выяснено выше, соответствующие температуры недостоверны, но недостоверность в температурной шкале имеет значительно меньшее влияние на $(p_в—p_л)$, чем на $p_в$ и на $p_л$ в отдельности [2]).

Давление пара льда при атмосферном давлении. Измеренные значения давления пара льда в приводимых ниже таблицах относятся ко льду под давлением его собственного пара. При соприкосновении с атмосферой лед имеет слегка более высокое давление пара, чем тогда, когда он находится в соприкосновении только с собственным паром. Поэтому для вычисления давления пара льда в атмосферных условиях необходимо прибавить небольшую поправку к значениям табл. VIII. Поправка эта, выраженная в процентах, дается уравнением

$$100\frac{\Delta p}{p} = \frac{100V}{RT}(B—p), \tag{19}$$

где V есть молярный объем льда при абс. температуре T, а B — барометрическое давление. V, вообще говоря, есть функция T, но для всех практических целей можно пользоваться средним значением V и написать уравнение (19) в виде

$$100\frac{\Delta p}{p} = \frac{20}{T}. \tag{20}$$

Так, например, для нахождения давления пара льда при —5° под атмосферным давлением, имеем $100\frac{\Delta p}{p} = \frac{20}{268} = 0{,}075\%$; из таблицы (22) имеем $p = 3{,}013$ при —5°, откуда, увеличивая на 0,075%, находим для давления пара льда при —5° при контакте с атмосферой значение 3,015.

---

[1]) Что составляет все же 2% этой разности. (*Б. В.*)

[2]) Опять-таки, если обратить внимание только на абсолютные погрешности, достигающие для $p_л$ даже по исправленным данным Шееля и Хейзе 0,006 *мм* при —30°; 0,003 *мм* при —15° и 0,005 *мм* при —6°, что в процентах составляет соответственно 2,1, 0,2 и 0,2%. (*Б. В.*)

Давление пара воды, находящегося в равновесии с атмосферой. Совершенно так же, как в случае льда, давление пара воды, соприкасающегося с атмосферой, отличается от давления ее паров в случае, если она соприкасается только с ее собственным паром. Для воды ниже 0° поправку, для всех практических целей, можно вычислить из уравнения (20).

Если «принять во внимание внешнее давление и влияние растворенного воздуха», то «при высоких температурах (70—80°) эта поправка достигает более чем 0,1 *мм*».

Таблица VIII

Давление пара льда $p_л$ от —90° до 0° и воды от —15° до +10°

θ	—90°	—80°	—70°	—60°	—50°	—40°	—30°
$p_л \cdot 10^3$	0,070	0,40	1,94	8,08	29,5	96,6	286
θ	—29	—28	—27	—26	—25	—24	—23
$p_л \cdot 10^3$	0,317	0,351	0,389	0,430	0,476	0,526	0,580
θ	—22	—21	—20	—19	—18	—17	—16
$p_л$	0,640	0,705	0,776	0,854	0,939	1,031	1,132

θ	—15	—14	—13	—12	—11	—10	—9	—8
$p_л \cdot 10^3$	1,241	1,361	1,490	1,632	1,785	1,950	2,131	2,326
$p_в$	1,436	1,560	1,691	1,834	1,987	2,147	2,326	2,514
θ	—7	—6	—5	—4	—3	—2	—1	—0
$p_л \cdot 10^3$	2,537	2,765	3,013	3,280	3,568	3,880	4,217	4,579
$p_в$	2,715	2,931	3,163	3,410	3,673	3,956	4,258	4,579
θ	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+8	+10
$p_в$	4,926	5,294	5,685	6,101	6,543	7,013	8,045	9,209

В этой таблице для сравнения добавлены значения (из «Справочника») упругости пара, насыщающего пространство над водой при температурах от 0 до +10°.

В более недавней работе Смиса, Рейеса и Джерри [15] значения $p_в$ несколько больше приведенных выше, а именно

$$p_{-15°} = 1{,}4400, \quad p_{-10°} = 2{,}1541, \quad p_{5°} = 3{,}1690,$$
$$p_{0°} = 4{,}5893, \quad p_{+5°} = 6{,}5479, \quad p_{+10°} = 9{,}2121, \tag{21}$$

причем авторы определенно указывают, что значение $p_{0°}$ относится к переохлажденной воде, так как тройная точка ее +0,°01. В этом отношении значение $p_в$, данное Уошбэрном и относимое им не только к воде, но и ко льду, надо считать недостаточно точным.

Из позднейших определений и сводок упругости пара укажу, что Осборн и Мейерс [16] дают для переохлажденной воды

$$\begin{array}{lccccccc} \theta = & -5 & -4 & -3 & -2 & -1 & 0 \\ p_B = & 3{,}163 & 3{,}405 & 3{,}675 & 3{,}957 & 4{,}259 & 4{,}581, \end{array} \qquad (22)$$

а что Деи [17] по оригинальному методу (определение искрового потенциала при разных температурах после градуировки прибора при ненасыщенном водяном паре при комнатной температуре) получил для льда

$$p_{-22{,}3} = 0{,}58 \mp 0{,}023\,(0{,}62); \quad p_{-55} = 0{,}0166 \mp 0{,}0008\,(0{,}0155);$$
$$p_{-76} = 0{,}0037 \mp 0{,}0002\,(0{,}0092). \qquad (23)$$

В скобках даны упругости пара по таблице Уошбэрна, значительно отличающиеся от данных Деи при наиболее низких температурах.

§ 3. Температуры плавления льда при различных давлениях

Данные, приведенные в предыдущем параграфе, дают возможность вычертить ход кривых AD (возгонки льда) и AE (кипения переохлажденной воды) (рис. 1), но недостаточно определяют координаты тройной точки, которые точнее всего можно получить, зная, кроме того, ход кривой плавления AC.

Оставляя в стороне более старинные работы по влиянию давления на температуру плавления льда, обзор которых можно найти в курсах физики [1]) и которые производились при не особенно высоких давлениях, мы остановимся лишь на работах Таммана, доходившего до давлений порядка 4 тыс. атмосфер, и Бриджмена, доходившего до давлений порядка 20 тыс. атмосфер, так как в природных условиях давление порядка 1—2 тыс. атмосфер могут иметь место в нижних слоях ледникового покрова в полярных странах.

В этих пределах давления результаты работ Таммана и Бриджмена можно считать в достаточной степени сходящимися между собой [2]), как можно видеть из следующей таблицы.

Таблица IX

Давления плавления льда в *кг/см²* при различных температурах

θ	Тамманн					Бриджмен	
	1900 [18]	формула (24)	1900 [19]	1910 [19,20]	формула (25)	[21]	Формула (26)
0	1	0	1	1	1	1	1
— 5	615	647	600	600	599	610	609
—10	1155	1189	1140	1120	1121	1130	1140
—15	1625	1625	1620	1560	1567	1590	1595
—20	2042	1956	2040	1950	1937	1970	1974
—22	2200	2059	2175	—	—	2115	2103

[1]) Например, в 3-м издании курса физики О. Д. Хвольсона, § 7 гл. X, т. III (Учение о теплоте) СПБ, 1912.

[2]) Интересующихся вероятными причинами этих различий отсылаем к возникшей между этими двумя авторами полемике — см. [22-26].

Для полноты картины укажу, что при давлениях, превышающих 2000 *атм*, могут существовать несколько аллотропических форм льда, которым указанные авторы дали названия «лед II», «лед III», «лед IV», «лед V» и «лед VI» и которые все имеют плотность, превышающую плотность воды при температурах плавления этих льдов и соответствующих давлениях. Не останавливаясь на этом вопросе, как не имеющем прямого отношения к теме настоящей книги, приведем лишь диаграмму Бриджмена (рис. 30) из его наиболее полного мемуара [21]; см. также [22,26,27].

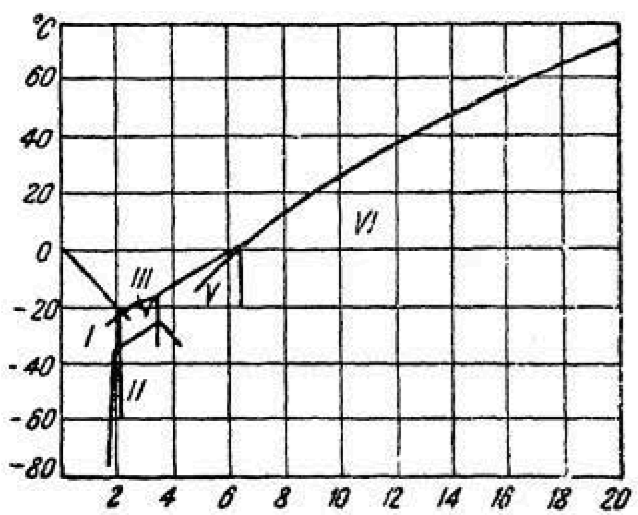


Рис. 30. Диаграмма состояний воды — жидкая вода и льды *I*, *II*, *III*, *IV*, *V* и *VI* — по Бриджмену.

Для нахождения тройной точки удобнее всего выразить зависимость температуры плавления льда от давления эмпирической формулой. Такую формулу дал, например, Таммани:

$$p = -140\theta - 2{,}11\,\theta^2, \qquad (24)$$

но эта формула плохо, как видно из третьего столбца табл. IX, выражает даже его первые опыты. Подсчет (по способу наименьших квадратов) результатов опытов Таммана 1910 г. и опытов Бриджмена дает соответственно эмпирические формулы

$$p = 1 - 127{,}2\,\theta - 1{,}519\,\theta^2, \qquad (25)$$

$$p = 1 - 129{,}0\,\theta - 1{,}521\,\theta^2, \qquad (26)$$

сходящиеся с результатами опытных определений, как видно из столбцов 6-го и 8-го табл. IX, в пределах ошибок наблюдений. Из этих формул понижение температуры плавления льда при увеличении давления на 1 *кг/см²* при 0°, выражаемое начальным угловым коэфициентом кривой плавления, получается равным соответственно —0°,00786 и —0°,00775.

Заметим, что Дьюар [28], явившийся одним из первых исследователей влияния давления на температуру плавления льда и доходивший до давлений в 700 *атм*, но опубликовавший результаты опытов только до 250 *атм*, дает понижение на 1 *атм*, равное —0°,0072, причем указывает, что «до 700 *атм* наблюдалась совершенно такая же средняя разность и гальванометр двигался с такою же правильностью». Между тем Бриджмен находит, что в этих пределах «отклонение от линейности составляет около 6%».

Приведем еще результаты измерений Тиммермана и Деффэ [29], произведенных ими как над «тяжелой», так и над обыкновенной

водой. Последний столбец табл. IX дает температуры, вычисленные по полученной мною эмпирической формуле:

$$p = 1 - 131\theta - 1{,}8\,\theta^2. \qquad (27)$$

Таблица X

Температуры затвердевания тяжелой и обыкновенной воды при различных давлениях по Тиммерману и Деффэ

$p_{набл.}$	$\theta_{набл}$		$p_{выч}$ по [27]
	D_2O	H_2O	
1	+3,82	0,00	1
250	+1,93	−1,93	247
500	−0,11	−4,05	502
750	−2,25	−6,31	744
1000	−4,50	−8,72	1000

Формула (27) соответствует начальному понижению температуры плавления на 0°,00763 на 1 *атм* или 0°,00738 на 1 *кг/см²*.

Аналогичные сравнительные опыты произведены были недавно Бриджменом, давшим в своей работе [30] подробные результаты относительно превращений тяжелой воды D_2O и весьма краткие — относительно обыкновенной воды H_2O. Тиммерман, Энно-Ролан и Розенталь в своей работе [31], представляющей продолжение указанной выше работы Тиммермана и Деффэ [29], сопоставляя вычисленное на основании полученной ими величины удельного веса льда значение

$$\frac{d\theta}{dp} = -0{,}0075 \ \textit{град/атм} \qquad (28)$$

со значениями того же коэфициента по другим авторам, выводят из опытов Бриджмена значение, помещенное в первой строке табл. XI. Второе значение $d\theta/dp$ в той же таблице получено авторами на основании работы Бартоломе и Клузиуса [32], а источник третьего в работе не указан.

Таблица XI

Значения $\frac{d\theta}{dp}$ = согласно различным авторам

Бриджмен $\frac{d\theta}{dp} = -0{,}0072$

Мего $\frac{d\theta}{dp} = -0{,}0076$

Деффэ $\frac{d\theta}{dp} = -0{,}0077$

Тот же коэфициент можно, однако, определить не только из непосредственных опытов, а на основании термодинамических соотношений, определяющих ход кривой превращения фаз в связи с другими характеристиками вещества, определяемыми, конечно, также из опыта. Такого рода путь представляет интерес в том отношении, что он может указать на присутствие неувязок в наших сведениях о физических постоянных изучаемого материала и либо натолкнуть на желательность новых определений той или другой постоянной, либо указать на то, что на данном этапе экспериментального изучения этих постоянных можно удовлетвориться достигнутой точностью.

В качестве примера такого подхода к определению влияния давления на температуру плавления льда приведем в изложении Добровольского попытку Хесса [33], пользуясь при этом принятыми выше обозначениями и изменив нумерацию формул.

«За исходную точку Хесс взял известную формулу (5), вытекающую из второго начала термодинамики:

$$\frac{dL}{dT} = c_в - c_л + \frac{L}{T}.$$

В эту формулу он подставил вместо $c_в - c_л$ значение, вытекающее из термодинамического уравнения (8), в котором $(c_в)_p$, $(c_л)_p$ обозначают теплоемкости воды и льда при постоянном давлении, $v_в$ и $v_л$ — удельные объемы этих фаз. Так как последние величины являются функциями температуры, то можно написать короче

$$c_в - c_л = (c_в)_p - (c_л)_p - Lf(T). \tag{29}$$

Для величины L, являющейся также функцией температуры, имеем формулу

$$L = L_0 + \theta \frac{dL}{dT}. \tag{30}$$

Сопоставляя формулы (5), (8), (29) и (30), получаем

$$\frac{dL}{dT} = \frac{(c_в)_p - (c_л)_p - L_0 \left\{ f(T) - \frac{1}{T} \right\}}{1 + \theta \left\{ f(T) - \frac{1}{T} \right\}}. \tag{31}$$

Теперь необходимо подставить вместо L_0, $(c_в)_p$, $(c_л)_p$, $v_в$ и $v_л$ соответствующие действительные значения, полученные на основании измерений, возможно более точных и надежных, причем $(c_в)_p$ и $v_в$ следует определить для воды в предположении, что она остается жидкой при температурах ниже нуля, т. е. для переохлажденной воды.

За значение L_0 — теплоты плавления льда при нуле — Хесс принял число, данное Ренью, 79,25 *кал*, которому, согласно с Ледюком, и сейчас еще следует отдать предпочтение.

Теплоемкость воды при постоянном давлении c_p измеряли при разных температурах и выражали результаты в виде эмпирических формул Маринелли, Бартоли, Страччиати и Барнес; Хесс выбирает уравнение Барнеса:

$$(c_в)_p = 0{,}99733 + 0{,}0000035\,(37{,}5 - \theta)^2 + 0{,}0000001\,(37{,}5 - \theta)^3, \quad (32)$$

которое, как это проверили Барнес и Кук, оказалось пригодным и для переохлажденной воды.

Теплоемкость льда при постоянном давлении $(c_л)_в$ в зависимости от температуры исследовали Реньо и Персон. Так как, однако, эти исследования не шли далеко за нуль, то, желая довести свою кривую по крайней мере до —20°, Хесс был вынужден прибегнуть к экстраполяции [предельные значения $(c_л)_p$: при нуле $(c_л)_p = 0{,}538$, при —20° $(c_л)_p = 0{,}499$].

Удельный объем воды (переохлажденной) Хесс определил на основании измерений коэфициента расширения Вейднера, результаты которых он привел к формуле

$$v_в = 1{,}000136 - 0{,}000062\,\theta + 0{,}000011\,\theta^2. \quad (33)$$

Наконец для определения удельного объема льда в функции от температуры Хесс воспользовался измерениями коэфициента расширения льда, произведенными Плюкером, Петтерсоном и Дьюаром, на основании которых получил эмпирическое выражение:

$$v_л = 1{,}091147 + 0{,}000187\,\theta + 0{,}000001\,\theta^2. \quad (34)$$

Определив вышеуказанным способом величины для разных температур в пределах от 0° до —20°, Хесс получил ряд значений для dL/dt из уравнения (31) и для L — из уравнения (30). Для получения кривой плавления оставалось еще найти изменение давления p, требуемое для понижения точки плавления на 1°: основание для этого подсчета дает известная формула Томсона (стр. 26), которая, после подстановки соответствующих действительных значений, принимает вид

$$\frac{dp}{dT} = \frac{426p}{10\,000T\,(v_в - v_л)}. \quad (35)$$

Таким способом, шаг за шагом, Хесс подсчитал, в пределах от 0° до —20°, постепенные изменения давления, соответствующие последовательным изменениям температуры равновесия между льдом и водой. Опытные данные, на которые он опирался, правда, еще далеки от полной точности.

В результате автор полагает, что вычисленная им кривая в пределах от 0° до —5° изобразится достаточно точно в виде прямой, выражаемой уравнением

$$p = -136\theta\,^{1}), \quad (36)$$

---

[1]) Отсюда получается понижение температуры плавления льда при увеличении давления на 1 *кг/см*², равное —0,°00735. (*Б. В.*)

а между —5° и —20° — в виде кривой, которая слабо загнута к оси давлений и приближенно выражается формулой

$$p = -136\theta + 0{,}04\theta^2, \tag{37}$$

причем эту кривую он считает более близкой к действительности, чем кривую Таммана» ([2], стр. 27—29).

Если слишком большая точность не требуется, обычно принимают, что изменению давления на 1 $кг/см^2$ соответствует понижение точки плавления на 0°,0075 ([2], стр. 29). (Бриджмен, опираясь на данные Ледюка, Дьюара и Муссона, дает несколько меньшее число: 0,°00722).

Отличие значений понижения температуры плавления, полученных непосредственно путем эксперимента, от значений, получаемых на основании сопоставления значений ряда других постоянных жидкой и твердой воды, побудило меня сделать сводку результатов их экспериментального изучения. Подробнее см. § 12 этой главы.

В заключение приведем по Добровольскому соображения Рикке [34] относительно понижения точки плавления в случае одностороннего давления.

«Во всех расчетах предполагается, что давление действует одинаково со всех сторон на всю поверхность куска льда. В случае одностороннего давления лед приходит в равновесие с водой при других температурах: точка плавления еще более понижается. Простейшим случаем одностороннего давления будет столб льда, погруженный в сосуд с водой, опирающийся основанием на дно сосуда, а у верхушки своей несущий тяжесть в виде своего геометрического продолжения того же сечения и формы; ради простоты можно положить, что лед есть тело изотропное. Столб, с одной стороны сжатый, будет таять, когда соседний столб с всесторонним давлением будет только теперь в равновесии с водой; растаявшая вода будет замерзать на этом втором столбе, и процесс этот не прекратится до тех пор, пока первый столб не растает совершенно. Понижение точки плавления при одностороннем сжатии выражается равенством

$$\theta = \alpha p_t^2, \tag{38}$$

где $\alpha = 0{,}00036$, если p_t (давление одностороннее, действующее в продолжение t единиц времени) дано в $кг/см^2$; давление это всегда больше начального, так как вместе с плавлением столба уменьшается его поперечник, следовательно, возрастает давление на единицу поверхности; однако расчетом (достаточно приближенным, основанным на вероятных упрощениях) удается доказать, что, поскольку давление не слишком велико, разность между p_t и p_0 ничтожна. Таким образом понижение точки плавления за счет одностороннего давления может быть выражено теоретической формулой

$$\theta = 0{,}00036\, p^2, \tag{39}$$

экспериментально до настоящего времени не подтвержденной, но могущей в испытанных пределах давления соответствовать действительности» ([2], 29—30).

§ 4. Теплоемкости льда и переохлажденной воды в зависимости от температуры

По отношению к теплоемкости льда приведем (изменив нумерацию таблиц и обозначения) из работы Диккинсона и Осборна [7], которым принадлежат едва ли не лучшие определения теплоемкости льда, сводку результатов предшествующих определений.

Таблица XII

Теплоемкость льда (по определениям до 1910 г.)

Год	Обозначение на рис. 31	Наблюдатель	Пределы температур	Средняя температура	Теплоемкость льда
1792	Квадратик с вогнутыми сторонами	Гадолин [35]	от 0 до —18	—8,9	0,5241)
1847	Кружок с прямым крестиком	Персон [36]		—10	0,502
				—15	0,505
1849	Прямой крестик	Реньо [37]	от 0 до —78	—39	0,4532)
1904	Треугольник	Богоявленский [38]		—15	0,501
				—29,2	0,442
				—48,3	0,398
1905	Косой крестик	Дьюар [39]	от —18 до —78	— 48	0,463
			» —78 » —188	—133	0,288
			» —188 » —252,5	—220,2	0,146
1907	Кружок с косым крестиком	Нордмейер [40] и Бернулли	от 0 до —185	— 92,5	0,345
1910	Кружок	Нернст [41]		— 7,0	0,57
				— 9,5	0,550
				— 73	0,376
				— 83	0,355
				—189,3	0,186
1910	Квадратик	Корф [42]	от —2,9 до —76,9	— 39,9	0,435
			» —15,3 » —75,9	— 45,6	0,417
			» —81,7 » —189,5	—135,6	0,266

«Нернст и его сотрудники вывели эмпирическое уравнение, выражающее их результаты относительно зависимости теплоемкости льда от температуры. Графическое изображение этого уравнения, вместе с наблюденными значениями результатов различных экспериментаторов дано на рис. 31; средние температуры — все ниже —7°. Общий ход этих результатов в верхней части интервала

1) Гадолин приводит также три числа (0,375, 0,441 и 0,509), полученные им и Кроуфордом. *(Б. В)*

2) Значение, данное Нернстом [41] и пересчитанное по оригиналу на основании теплоемкости свинца.

температур указывает на весьма знаменательное повышение теплоемкости при приближении к точке плавления. Это не было бы замечательным, если бы не замеченный Смисом [43] факт, что, хотя у нечистого льда наблюдается кажущееся увеличение теплоемкости при приближении к точке плавления, лед высокой степени чистоты не обнаруживает таких аномальных изменений теплоемкости вплоть до температуры, весьма близкой к нулю.

«Присутствие некоторых растворенных примесей понижает точку замерзания воды. При всякой заданной температуре, лежащей

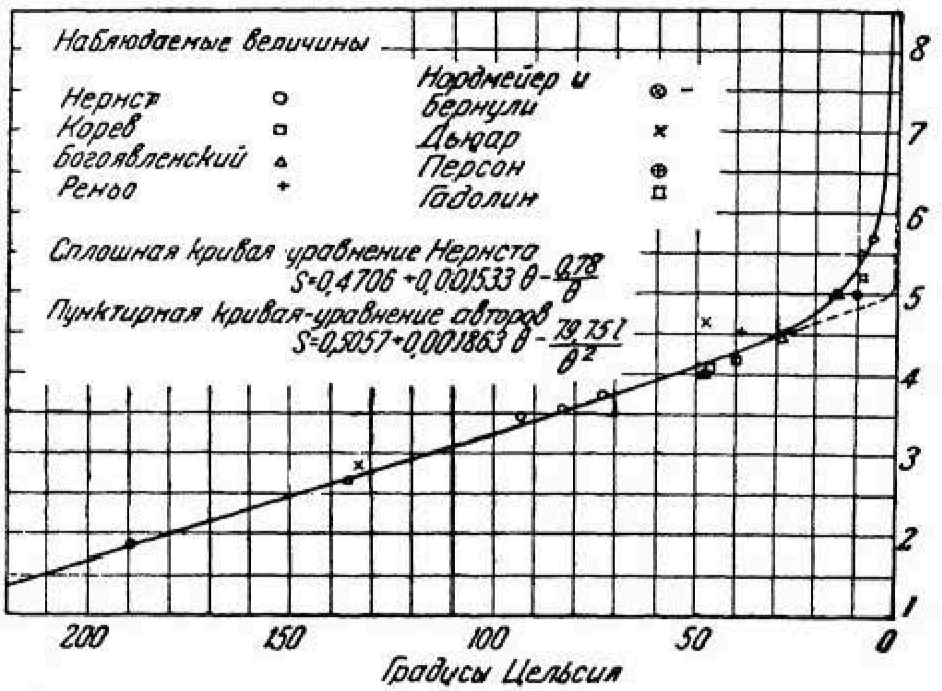


Рис. 31. Зависимость теплоемкости льда от температуры в интервале от —100° до —7°.

не слишком далеко ниже нуля, некоторая доля образца льда, содержащего примеси, остается вследствие такого понижения, незамерзшей. Вследствие этого часть теплоты плавления проявляется в качестве заметной теплоты и наблюдаемая кажущаяся теплоемкость такого льда — в особенности вблизи нуля — больше, чем у льда, не содержащего такой примеси. Поэтому заключение Смиса, что теплоемкость чистого льда не изменяется заметно при приближении к нулю, допустимо, несмотря на то, что оно, повидимому, стоит в противоречии с результатами других исследователей.

«Авторы работали над четырьмя образцами льда. Три из них получены были из воды, перегнанной несколько раз, налитой в специальный вылуженный изнутри металлический сосуд, прокипяченной в нем для удаления растворенных газов и затем в нем же замороженной; четвертый — из особенно чистой воды, прямо перегнанной (после предшествующих перегонок) в этом же сосуде, причем первые порции этой воды сливались из него. Электропроводность всех четырех образцов была $3 \cdot 10^{-6}$ $ом^{-1} \cdot см^{-1}$.

«Опыты производились в пределах от —40° до —0°,045 и дали в пределах —40° до —10° результаты, настолько близкие (макси-

мум — 0,002) к пунктирной кривой рис. 31, что мы ограничимся приведением рис. 32, дающего результаты для температур выше —10°. Из рис. 32 видно, что особо чистый образец № 4 дал значительно большее постоянство теплоемкости, чем остальные, так как у него отклонения от прямой

$$(c_л)_р = 0{,}5057 + 0{,}001863\,\theta \qquad (40)$$

оказались сколько-нибудь заметными лишь при температурах выше —0°,6 тогда как для образца № 1 такие отклонения стали получаться уже при —3°,2 для образца № 2 при —2°,1, а для об-

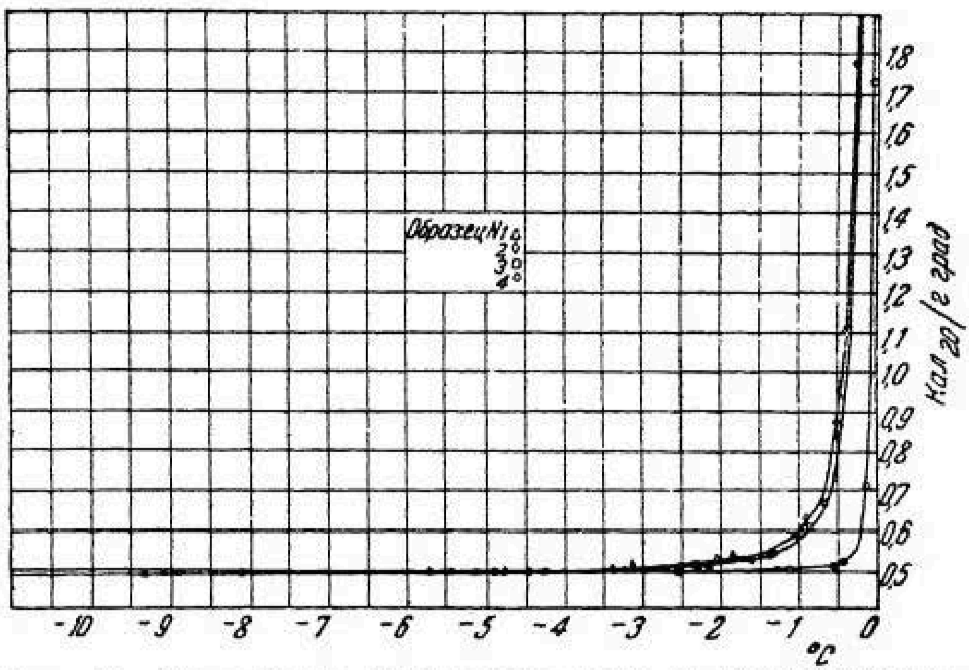


Рис. 32. Зависимость теплоемкости льда от температуры от —10° до 0° по Диккинсону и Осборну.

разца № 3 при —2°,3. Поэтому авторы, в связи с гипотезой Смиса и исходя из некоторых теоретических соображений, ввели в формулу (40) члены al/θ и bLl/θ^2 (l — температура замерзания данной воды), причем первым оказалось возможным пренебречь, а второй дал при $b = 1$ для образцов № 1, 2, 3 и 4 значения l, равные —0°,00125, —0°,00120, —0°,00095 и —0°,00005. Для практических целей авторы считают достаточной — для «чистого» льда — пользоваться формулой (40) с ошибкой, не превышающей $0{,}004/\theta^2$.

«Хотя последняя поправка и относится к «грязным» льдам со степенью загрязненности, не превышающей доли процента, но можно считать, что и в случае более значительных количеств примесей член вида $-80l/\theta^2$ позволит вычислять по формуле (24), если не точную поправку на кажущееся повышение теплоемкости от наличности примесей, то по крайней мере ее порядок».

Диккинсон и Осборн не привели в своей сводке данных Джаксона [44], получившего для температур от —78° до 0° $c = 0{,}424 \mp$ $\mp 0{,}002$, а для температур от —180° до 0° $c = 0{,}337 \mp 0{,}001$, что хорошо сходится с данными, приведенными в табл. XII и изображенными на рис. 31.

После исследования Диккинсона и Осборна появились еще работы по теплоемкости льда Маасса и Вальдбауера [45], Барнеса и Маасса [46] и Джиока и Стаута [47], причем результаты этих исследований, сравнительно мало отличающиеся от данных Диккинсона и Осборна в пределах между —40° и —20°, дают значительно меньшие значения теплоемкости для более высоких температур, как видно, например, из табл. XIII, заимствованной (кроме последнего столбца) из работы Барнеса и Маасса. Джиок и Стаут дали результаты для целых десятков K, и приведенные в таблице значения интерполированы, а значение для 0° экстраполировано.

Таблица XIII

Теплоемкость льда по позднейшим определениям

θ	Маасс и Барнес	Маасс и Вальдбауер	Нернст	Диккинсон и Осборн	Джиок и Стаут
0	0,4873	0,485	—	0,5057	(0,5028)
—10	0,4770	0,475	0,533	0,4871	0,4852
—20	0,4647	0,465	0,478	0,4684	0,4677
—30	0,4504	0,453	0,451	0,4498	0,4502
—40	0,4340	0,440	—	0,4312	0,4328
—50	0,4160	0,426	0,410	—	0,4156
—60	0,3958	0,411	—	—	0,3982
—70	0,3737	0,394	0,374	—	0,3799
—80	0,3490	0,377	0,367	—	0,3625

Выяснение причины таких разногласий между числами первых двух столбцов и числами последнего столбца, доходящих до 4,1% при 0° (тогда как, например, Барнес и Маасс считают свои данные точными для 0,05%), потребовало бы специального исследования, выходящего за пределы настоящей книги. Поэтому мы ограничимся констатацией этого противоречия, заставляющего считать из осторожности теплоемкость льда при 0° равной

$$(c_л)_p = 0{,}50 \mp 0{,}01, \tag{41}$$

и добавим лишь формулу, при помощи которой Диккинсон и Осборн выражают свои результаты в зависимости от температуры [1]).

$$(c_л)_p = 0{,}5057 + 0{,}001863\,\theta. \tag{42}$$

Что касается до теплоемкости льда при более высоких давлениях, то непосредственных определений я не нашел, так что влияние давления на эту характеристику можно было бы установить лишь на основании теоретических соображений.

[1]) Хесс (стр. 164) считает результатом тех же авторов несколько иную формулу.

Теплоемкость переохлажденной воды при различных температурах была предметом определений Барнеса и Кука [48]; результаты которых могут быть выражены табл. XIV.

Таблица XIV

Теплоемкость воды при различных температурах

θ	c_θ
— 5	1,0158
0	1,0094
+ 5	1,0053
+10	1,0023

§ 5. Теплота плавления чистого льда

Приведу отрывки из основной в данное время работы Диккинсона, Харпера и Осборна [49] по этому вопросу — как всегда с изменением нумерации и обозначений; добавления, сделанные мною — в квадратных скобках.

1. Определения, сделанные до 1870 г.

«Определения теплоты плавления льда, сделанные до 1870 г., были рассмотрены А. В. Смисом [43], который составил таблицу XV, дающую сводку результатов».

«Между результатами этих более ранних опытов есть значительные различия; многие из них основаны лишь на небольшом числе опытов, и мало сомнения в том, что эти опыты были сделаны в условиях, значительно менее благоприятных, чем опыты, сделанные более недавно».

Таблица XV [1])

Теплота плавления льда по определениям до 1870 г.

Автор	Год	Число опытов	Температурный интервал воды в °C	Теплота плавления
Блэкк [50]	1762	2	80— 0	79,7
Вильке [51]	1772	71	98— 0	72
Лавуазье и Лаплас [52] . . .	1780	2	100— 0	75
[Гадолин[35]	1792	187	51—20	81,4]
Провостэ и Десен [53]	1843	17	24—10	[79,01∓[0,29]
Реньо [54]	1842	4	16— 7	79,24∓[0,08]
Реньо [54]	1843	13	22—11	79,06
Хесс [55]	1848	40	19— 7	80,34
Персон [56]	1850	6	16— 5	80,0
Бунзен [57]	1870	2	100— 0	80,02

[1]) Результаты Гадолина и средние погрешности добавлены мною.

2. Определения, сделанные после 1870 г.

Артур В. Смис [43] (1903).

«Как результат восьми опытов с самым чистым льдом, Смис нашел для теплоты плавления значение 334,21 *дж/г* (взвешивание в воздухе латунными гирями), основываясь на значении 1,434 вольт для электродвижущей силы элемента Клэрка при 15°. Если выразить этот результат на основе современных электрических единиц [1]) и на массе-грамм (т. е. относя взвешивания к пустоте), то это значение превращается в 333,24 *дж/г*. Если 4,187 джоуля эквивалентны одной калории при 15°, то приведенный выше результат приводится к 79,59 *кал/г*».

Богоявленский [38] (1904).

«Этот экспериментатор применял в качестве калориметрической среды ртуть и пользовался методом смешения. Результаты шести опытов над теплотой плавления льда находятся в пределах от 79,41 до 79,91 *кал* со средним значением, равным 79,61».

«Он определил также теплоемкость льда в пределах температур от —85° до —5°,5. Для приведения теплоты плавления из определений, в которых пределы температуры льда были от —10° до 0°, он брал за теплоемкость льда [величину] 0,52.

В. А. Рот [58] (1908).

«Рот собрал результат большого числа определений плотности льда и вывел [из них] значение для применения [его] при вычислении теплоты плавления льда из данных Бэна [59] и Дитеричи [60], которые пользовались ледяным калориметром Бунзена.

Рассмотренные им значения плотности следующие:

Таблица XVI

Значения плотности льда при 0°

Бунзен [61], исправленное значение 0,9168	Николь [64] от 0,91603 до 0,91795
Закржевский [62] 0,91658	Барнес [65] 0,91649
Ледюк [63] 0,9176	Винсент [66] 0,9160

[1]) Примененный здесь джоуль определяется, как отношение e^2t/R, где e выражено в международных вольтах и R в международных омах. Вольт основан на отношении: э. д. с. элемента Вестона при 20° С = 1,083 вольта. Международный ом есть сопротивление, представляемое неизменяющемуся электрическому току столбом ртути при температуре тающего льда, массой в 14,4521 грамм, постоянного поперечного сечения и длиной в 106,300 сантиметра.

«Рот устанавливает (исключая значения Никольса), что среднее равно 0,9167, но принимает исправленное значение Бунзена при допущении, что условия получения льда, применявшиеся в этих определениях плотности, были почти теми же, что условия, при которых вообще пользуются ледяным калориметром».

Считаем не лишним указать, что в другой своей работе [67] Закржевский дает несколько иное значение для d_0, именно 0,916660, а также значение $\beta = 0{,}000077$ для коэфициента кубического расширения и, пересчитывая при помощи этих величин значения теплоты плавления и «калориметрического эквивалента μ среднего грамм-градуса, выраженного в граммах ртути» дает следующую таблицу без какого-либо указания источников.

Таблица XVII

Сводка значений теплоты плавления льда по Закржевскому

	L	μ		L	μ
Штауб	80,89	0,01526	Фельтен	79,89	0,01545
Бунзен	80,10	0,01541		79,63	0,01550
Тан	80,05	0,01542	Закржевский	78,26	0,01557
Шуллер и Варта	79,94	0,01544			

«Применяя это значение к опытам Бэна, Рот получает для теплоты плавления льда 79,69 $кал_{15°}$ и аналогичным образом для данных Дитеричи 79,60 $кал_{15°}$.

«Сводка предыдущих значений, являющихся результатами наиболее существенных определений после 1870 г., дана в табл. XVIII».

Таблица XVIII

Теплота плавления льда по определениям после 1870 г.

Автор	Год	Число опытов	Теплота плавления в $кал_{15°}$ на грамм
Смис	1903	8	79,59[1])
Богоявленский	1904	6	79,61
Бэн (вычисление Рота)	1905		79,69
Дитеричи (вычисление Рота)	1905		79,60
	Среднее:		79,62

[1]) Определения Смиса были пересчитаны на основе 15-градусной калории и массы в один грамм. Остальные значения взяты из цитированных статей.

К табл. XVII и XVIII следует добавить, что авторы упустили из виду наличие определений Петтерсона и Ларссона [68] (1878) и Нойеса и Саммета [69] (1903). Для полноты картины укажем, что, приводя результаты пяти определений первых двух авторов к 0°, мы получили $L = 78{,}8 \mp 0{,}2$, и что вторые авторы, считая теплоемкость льда равной 0,53, получили из 15 опытов также значение 78,8. Если принять $c = 0{,}50$, то за результат этой работы можно считать значение $L = 78{,}9$. Диккинсон, Харпер и Осборн отбросили результаты Нойеса и Самета как менее надежные.

Результаты указанной работы Диккинсона, Харпера и Осборна будут даны далее, а здесь мы добавим лишь, что авторы работали над «пластинчатым» и «баночным» (имеющим форму полых цилиндров) продажным льдом, который, насколько можно было судить по электропроводности, был столь же чист, как и лед из дважды перегнанной воды, а также над естественным льдом из реки Мэн.

«Четыре наблюдения над образцами льда, искусственно загрязненного смесью из одинаковых частей нашатыря, хлористого натрия и хлористого кальция в количестве около 1 части на 1000, дали результаты примерно на 1,4% меньше, чем для чистого льда» [49].

В следующей таблице сопоставлены как результаты этой работы (определения 1913 г.), так и результаты из последующей работы Диккинсона и Осборна [7] (определения 1914 г.), причем в столбце «исправленные значения» указаны значения, полученные на основании зависимости теплоемкости льда от температуры, выведенной из данных последней работы (в предыдущей таблице теплоемкость принималась равной 0,52 во всех случаях).

Авторы справедливо указывают, что «разногласия результатов, полученных значительно различающимися способами (добавим: и над образцами льда весьма различного происхождения — *Б. В.*), лежат в пределах ошибок опыта» — ошибок, которые не имеют практического значения.

Появившиеся после исследования Диккинсона, Харпера и Осборна работы Маасса и Вальдбауэра [45] и Барнеса и Маасса [46] дают для теплоты плавления льда, как и для его теплоемкости, меньшие числа, чем результаты других авторов, а именно 79,42 и 79,40. Хотя расхождения между значениями, перечисленными в табл. XVIII и XIX, очень малы, но ввиду того, что последние два результата отличаются от них примерно на 0,4%, то из осторожности мы будем принимать

$$L = 79{,}6 \mp 0{,}1. \qquad (43а)$$

Приведем для сравнения значение

$$L = 79{,}69, \qquad (43б)$$

принимаемое Джиоком и Стаутом [47], а также (см. табл. XX) наблюденные Бриджменом [30] разности удельных объемов льда и воды в различных точках кривой плавления и вычисленные отсюда

теплоты плавления, а также наблюденные и сглаженные угловые коэфициенты кривой плавления.

Таблица XIX

Теплота плавления льда по Диккинсону и Осборну

Метод и год определений	Число образцов	Сорт льда	Начальная температура льда в °С	Теплота плавления в кал $_{15°}$	Тоже — исправленные значения в кал $_{20°}$
Электрический — 1913	13	Пластинчатый и баночный	—0,72	79,65	79,74
Электрический — 1913	12	Природный	—3,78	79,65	79,78
Смешения — 1913	8	Баночный	—0,72	79,61	79,70
Электрический — 1914	1	Специально приготовленный	—3,62	—	79,68
Электрический — 1914	1	То же	—1,64	—	79,75
Электрический — 1914	1	То же	—0,24	—	79,85
				Общее среднее:	79,75

Таблица XX

Теплота плавления льда при различных давлениях по Бриджмену

θ	$(v_л - v_в)$ см³/г	$L_{тл}$ кал/г	$\frac{dp}{d\theta}$ набл.	$\frac{dp}{d\theta}$ сглаж.
0	0,0900	79,8	138,5	138,5
— 5	0,1016	73,7	116,0	115,5
—10	0,1122	68,0	99,0	98,4
—15	0,1218	62,5	86,0	84 8
—20	0,1313	57,7	74,6	74,0

§ 6. Теплоемкость и теплота плавления соленого льда

Выше было приведено указание Смиса, объясняющее влияние незначительных солевых примесей на кажущуюся теплоемкость льда. Распространим эти соображения на лед, который охлажден ниже наиболее низкой из эвтектических температур этих примесей,

имеющихся в сравнительно значительных количествах, и в котором оказались закапсюлированными включения эвтектик — в виде ли системы соединенных прослоек, идущих от верхней поверхности, с которой лед теряет тепло, и до нижней, на которой произошло замерзание последнего слоя льда, или же в виде отдельных замкнутых со всех сторон чистым льдом внутренних полостей.

Заметим заранее (подробнее об этом будет речь в § 8 главы XI), что говорить об определенной солености льда можно в природных условиях лишь для некоторого определенного слоя и для некоторого данного момента и соответствующего ему распределения температуры по вертикали.

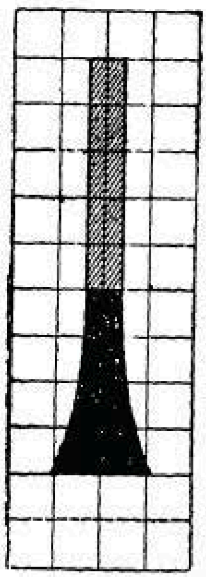


Рис. 33. Вероятная толщина солянных прослоек в слое льда, образовавшегося при —40°.

В самом деле, как следует из рис. 7 (если говорить о растворе в воде хлористого натрия как главной составной части солей в морской воде), состав маточного раствора в прослойке должен быть в каждом горизонте таков, что этот раствор будет в *термодинамическом* равновесии со льдом. Если принять во внимание, что морской лед значительную долю времени своего существования растет, а это возможно лишь при условии, если температура внутри него падает по направлению от нижней поверхности, где она около —2°, вверх, то отсюда следует, что в случае вертикальных прослоек, пронизывающих всю толщу льда снизу доверху, толщина их должна быть наименьшей наверху, а концентрация рассола в них — наибольшей наверху; если же в верхних слоях температура ниже —22°, то прослойки должны замерзать, образуя эвтектику. А при таком расположении слоев в прослойке они будут в неустойчивом *гидростатическом* равновесии, и более плотные слои, находящиеся сверху, должны опускаться вниз и смешиваться по пути с поднимающимися вверх менее концентрированными и потому менее плотными слоями. При быстром образовании ледяного покрова различия в толщине прослоек и в их солености могут быть весьма значительны, как это видно, например, из рис. 33.

Рисунок этот изображает толщины прослоек в части верхних 18 *см* льда в 20 *см* толщиной, образовавшегося при температуре воздуха в —40° и имевшего соленость $10{,}2^0/_{00}$ (данные из табл. 1 на стр. 13 русского перевода [71] книги Мальмгрена). Толщины эти вычислены в предположении призматических зерен поперечных размеров в 4 *мм* и изображены увеличенными в 750 раз (штриховка—эвтектика), а вертикальные размеры уменьшенными в 4 раза.

В случаях менее быстрого роста льда различия будут меньше, но все же в связи с изменениями температуры и гидростатическим неравновесием слоев должны в каждом слое непрерывно итти и изменения толщины прослоек, и изменения солености.

Не будем забывать этого и вернемся к морской воде.

Приведем эвтектические температуры (в скобках — содержание соли в эвтектике) важнейших солей, входящих в ее состав:

$$\left.\begin{aligned} \theta_{NaCl\cdot H_2O} &= -21{,}2\,(22{,}4\%); \\ \theta_{MgCl_2\cdot 12H_2O} &= -33{,}6\,(20{,}6\%); \\ \theta_{KCl} &= -11{,}1\,(19{,}8\%); \\ \theta_{MgSO_4} &= -6{,}9\,(19{,}0\%). \end{aligned}\right\} \qquad (44)$$

Для того чтобы наши рассуждения были близки к действительности, разберем сначала случай образования льда из океанской воды, причем будем вести расчет на ту воду, процесс замерзания которой был исследован Рингером [71] и которая при солености 35‰ начинала замерзать при —1°,9. При этой температуре выпадает углекислая известь ($CaCO_3$); до —8°,2 выделяется лишь чистый лед; при —8°,2 начинает выпадать глауберова соль ($NaSO_4 \cdot 10H_2O$) и при —20° остается $^1/_{10}$ начального количества этой последней; при —23° начинает выпадать $NaCl \cdot H_2O$; при —36° — $MgCl_2 \cdot 12H_2O$; при —55° начинает выпадать $CaCl_2$, а при более низких температурах застывает вся масса.

Вычислим теплоемкость льда в двух интервалах: от —23° до —8°,2 и от —8°,2 до —5° и допустим, что соленость льда была при —23° равна 10‰, из которых на NaCl приходилось 6‰, в растворенном в жидких включениях виде 4‰. Так как по данным Рингера при —23° на 861,7 *г* льда приходится 134,6 *г* рассола, в которых заключается 20,23 *г* NaCl, то легко рассчитать, что на 1000 *г* льда при этой температуре приходится 40 *г* рассола, 4 *г* $NaSO_4 \cdot 10H_2O$ и 956 *г* чистого льда.

Такой же расчет дает при —8°,2 83 *г* рассола и 917 *г* льда, а при —5°, соответственно, 128 *г* и 872 *г*.

В таком случае на то, чтобы повысить температуру 1000 *г* такого льда от —23° до —8°,2 потребуется

для нагревания 917 *г* льда на 14°,8 ($c_{-15,6}=0{,}477$)	6470 *кал*
для расплавления 39 *г* льда ($L_{-15,6°}=71{,}4$)	2780 »
для нагревания 40 *г* рассола 14,8 *г* ($c_{-15,6}=0{,}84$)	500 »
для растворения 4*г* $NaSO_4\cdot 10H_2O$ ($Q=63$)	250 »

откуда c соленого льда в этом интервале температур будет 0,608.

Для интервала от —8°,2 до —5° потребуется

для нагревания 872 *г* льда на 3°,2 ($c_{-6,8}=0{,}493$)	1375 *кал*
для нагревания 83 *г* рассола 3°,2 ($c_{-6,8}=0{,}89$)	236 »
для расплавления 4 *г* льда ($L=76$)	342 »

откуда получаем $c = 0{,}629$.

Подобные вычисления «теплоемкости» являются весьма условными, как и соответствующие вычисления «теплот плавления». Поэтому можно вполне присоединиться к мнению, что понятие о теплоте плавления не подходит к морскому льду, в солевых ячейках которого плавление льда при повышении температуры проис-

ходит при повышении температуры непрерывно вплоть до того момента, когда весь лед растает окончательно. Это обстоятельство отмечено впервые Мальмгреном. Можно говорить здесь лишь о числе малых калорий, необходимых для расплавления одного грамма морского льда, температура которого равна θ.

В общей форме зависимость кажущейся теплоемкости соленого льда c от температуры θ и солености S нашел Мальмгрен [70], получивший (выводы — см. [68, 70, 71]) формулу

$$c_\theta = c_л + S_\theta (L_л)_\theta f'(\theta) = c_л + \frac{(L_л)_\theta S}{S_\theta^2} \frac{dS_\theta}{d\theta}, \qquad (45)$$

где $f(\theta)$ — доля чистого льда в 1 $г$ соленого льда, с соленостью в 1% при температуре θ, а S_θ — соленость рассола, присутствующего в виде включений во льду.

Для «теплоты плавления» соленого льда, т. е. для количества тепла $Q_{S,\theta}$, которое нужно для расплавления 1 $г$ льда солености S и температуры θ, иначе говоря, для доведения льда до температуры θ_S замерзания воды солености S, Мальмгрен получил формулу

$$Q_{S,\theta} = (L_л)_\theta \left(1 - \frac{S}{S_\theta}\right) + c_л (\theta_S - \theta). \qquad (46)$$

Таблица XXI

Количества тепла, нужные для расплавления 1 $г$ льда температуры θ и солености S, по Мальмгрену-Зубову

θ	S ‰			
	0	5	10	15
— 1	80	60	38	17
— 2	81	70	59	47
— 5	83	77	72	67
—10	85	83	79	76
—20	90	88	86	84

Вычисления по этой формуле, распространенные Зубовым до более низких температур, могут быть выражены таблицей XXI.

Непосредственные определения теплоты плавления соленого льда были произведены Петтерсоном [75], получившим следующие результаты:

Таблица XXII

Теплота плавления соленого льда по Петтерсону

S ‰	3,02	0,25	4,9	12	34
L	76,6	77,4	73,7	69,2	55,7
$Q_{S,\theta}$	72	82	78	70	(54)

В последней строке помечены значения $Q_{S,\theta}$, найденные по табл. XXI.

§ 7. Плотность чистого льда при 0°

Для вопроса об условиях превращения водяного пара и жидкой воды в твердое состояние, значение плотности льда при различных температурах имеет второстепенное значение. Плотность льда является одной из переменных, определяющих собой разность теплоемкостей воды и льда [см. формулу (16)], от которой [см. формулу (15)] зависит изменяемость теплоты плавления с температурой, в свою очередь влияющая на вид кривой температур плавления льда при различных температурах [см. формулу (2) гл. I].

Но для ряда других теоретических вопросов, относящихся ко льду, и особенно для практики величина плотности льда является одной из наиболее важных характеристик льда, в особенности, льда природного.

Рассмотрение имеющихся в настоящее время сведений о плотности льда мы начнем с данных, относящихся к чистому льду при 0°. Под чистым льдом мы будем в этом случае понимать как лед, полученный из перегнанной воды, так и лед, получившийся в природе из достаточно мало минерализованной воды водоемов и водотоков; но существенным условием чистоты льда — по отношению к плотности будем считать его прозрачность, т. е. отсутствие видимых глазом пузырьков воздуха.

В § 6 мы привели уже сводку Рота, по отношению к которой заметим, что все приведенные в ней данные, кроме части результатов, полученных Никольсом, относятся к искусственному льду.

Ввиду того что возможные причины различий плотности льда представляются весьма интересными, приведем некоторые относящиеся сюда указания из обзора Барнеса [76,3], а также данные, относящиеся к определениям Барнеса и Кука [77].

«Лед, приготовленный при помощи [твердой] CO_2 и эфира, дал среднее значение 0,91615, между тем как природный лед — сосульки — дал 0,91807. Природный лед из пруда, только что вырезанный, дал 0,91804, тогда как тот же лед, годовалый, дал только 0,91644. Еще иное значение, найденное Никольсом — по другому способу — для льда, вырезанного из резервуара, было 0,91772».

«Они [Барнес и Кук] получили большие кабаны прозрачного льда, образующего нижнюю сторону ледового покрова на р. Св. Лаврентия. Такой лед был получен свеже образованным и сравнен с образцами, находившимися в холодильниках Городской ледяной компании в течение одного и двух лет»... «свежий лед имел плотность 0,91674, годовалый 0,91660 и двухлетний 0,91649. Эти значения, повидимому, показывают, как замечает Хесс, расслабление кристаллических связей с течением времени [1]). Среднее из различных определений дало 0,916611 для льда р. Св. Лаврентия».

Прежде чем перейти к сводке результатов различных исследований, укажу, что наблюдаемая плотность d_0 практически чистого — в указанном выше понимании — образца льда при температуре его таянья может быть и несколько больше, и несколько меньше плотности $(d_л)_0$ идеально чистого кристалла химического соединения H_2O при температуре его таяния.

Величина d_0 может быть больше $(d_{ид})_0$, во-первых, вследствие недостижимости абсолютной чистоты воды, так как все примеси к воде, сосредотачиваясь в прослойках между отдельными кристаллами, не могут при росте отдельных кристаллов быть полностью выдавлены из этих прослоек — тем более, что, чем тоньше выдавли-

[1]) Возможно и другое объяснение, основанное на вытекании соленого раствора из прослоек; см. стр. 88. (*Б. В.*)

ваемый слой, тем больше будут возникающие при этом силы внутреннего трения [78]. Во-вторых, если бы даже мы имели химически чистую воду, то при росте отдельных кристаллов навстречу друг другу возможны случаи замыкания по всей периферии отдельных участков остающихся в данный момент прослоек химически чистой воды, которые при их замерзании вызовут появление участков льда, находящихся под повышенным давлением. В-третьих, судить о том, что достигнута температура плавления, можно почти исключительно по началу этого плавления, т. е. по появлению на поверхности сухого образца хотя бы весьма тонкого слоя обволакивающей его жидкой воды. В-четвертых, всякая химически чистая вода представляет собой, если даже не говорить о возможном существовании в ней не вполне устойчивых полимеризованных молекул, смесь молекул «легкой» воды, $H_2^1O^{16}$, с молекулами, в которых один или более атомов заменены более тяжелыми изотопами водорода или кислорода, в частности так называемой «тяжелой» воды, $H_2^2O^{16}$, процент которой даже в химически чистой воде различного происхождения может быть различен в зависимости от ее происхождения.

Для конкретности укажу [1]), что наибольшие наблюдавшиеся колебания в плотностях природной воды различного происхождения — порядка от —0,000003 и +0,000013 (по сравнению с обычной водой).

Что же касается до плотности льда $H_2{}^2O^{16}$ (температура плавления которого равна +3°,8), то, если даже она отличается в ту или другую сторону (мне не удалось найти непосредственных определений) от d_0 на 0,1 $г/см^3$, то указанные выше изменения процентного содержания $H_2^2O^{16}$ в природном или искусственном (полученным тем или иным способом из какой-нибудь природной воды) льде могут влиять максимум на пятый знак плотности. Это подтверждается исследованиями Бриско и его сотрудников [80], результаты которых приведены в таблице XXIII.

Укажем еще на возможность влияния на плотности льда аномалий в коэфициенте расширения льда при температурах, близких к 0°, так как при определении плотности льда на опыте возможно допустить отличия температуры образца от 0° порядка, если не одной десятой, то нескольких сотых градуса, а это могло влиять на пятый и даже на четвертый знак плотности.

С другой стороны, наблюдаемая плотность может быть меньше $(d_{вд})_0$, вследствие неизбежности наличия в испытуемом образце растворенного воздуха. Вопрос о растворимости воздуха в самом льде, т. е. о возможности размещения молекул составных частей воздуха в некоторых местах кристаллической решетки химически чистого льда, надо считать открытым, так как можно утверждать, хотя, может быть, и с неодинаковой степенью вероятности, что такое размещение возможно, или утверждать, что оно невозможно. Но что в неизбежно существующих внутри как искусственно при-

[1]) Пользуясь данными, приводимыми Фрицманом [79].

Таблица XXIII

Плотность различных сортов льда по Бриско

Метод	Сорт льда	Плотность	
1. Взвешивание в жидкости	Природный	—	0,9179
2. Дилатометрический	Искусственный	0,91567	—
3. Флотация в смеси хлороформа и керосина	»	0,9177	—
4. Дилатометрический	»	0,91674	—
5. Дилатометрический	»	0,91619	—
Взвешивание в жидкости	»	0,91603	—
	Природный (сосульки)	—	0,91795
	и из пруда (свеже образованный)	—	0,91792
	Такой же годовалый	—	0,91623
	Природный из пруда (свеже образованный)	—	0,91760
6. Взвешивание в воде	Природный, молодой и старый	—	0,91661
7. Прямое взвешивание поплавка в ртути	Искусственный	0,9160	—
	В среднем:	0,9165	0,9174

готовленного, так и получившегося естественным путем льда прослойках воды должен быть воздух — и притом в процентном отношении, превышающем процентное отношение его в исходной воде,— несомненно. А так как даже самая тщательная дегазация или анаэрация исходной воды [1]) может уменьшить это процентное отношение лишь до минимума, равного растворимости воздуха в воде при температуре ее кипения, то количество воздуха, оставшегося в упомянутых выше водяных прослойках, может быть в изучаемых образцах заметным и, что еще важнее,—переменным, в зависимости от того, находилась ли и сколько времени анаэрированная вода в соприкосновении с воздухом или нет, насколько быстро происходило замораживание воды (при медленном замерзании прослойки должны быть тоньше) и т. д.

Возможное влияние всех указанных обстоятельств не могло быть учтено при определениях плотности льда и могло быть лишь принимаемо во внимание при постановке измерений; самая же методика большинства измерений давала возможность ручаться за 1—3 единицы четвертого десятичного знака в плотности (лишь

[1]) Ледюк [81] указывает, что даже прокипяченная вода содержит около 1 $см^3$ воздуха на литр и что для удаления этого воздуха требуются особые приемы. На этом основании он считает, что плотность льда, свободного от воздуха, должна быть 0,9176, тогда как он сам получил 0,9172.

в некоторых случаях точность была больше). Так как результаты определений, как видно из табл. XVI и XXIII, расходятся больше возможных погрешностей самих измерений, то вполне законно принимать за плотность чистого льда среднее из результатов отдельных определений, отдавая при этом преимущество более тщательным измерениям.

Весьма полная сводка определений плотности льда как пресного, так и соленого, а также обзор методов определения плотности льда есть в работе В. И. Арнольда-Алябьева [82].

Приведем из нее, а также по первоисточникам некоторые дополнительные данные к сводке Рота (табл. XVI) и к табл. XXIII, а именно значения плотности льда, полученные:

Мэраном [83] 0,94 ∓ 0,01,
Бойлем [185] 0,903,
Гейнрихом [84] 0,90 ∓ 0,01,
Плюккером и Гейсслером [85] 0,9195,
Коппом 0,9078 ∓ 0,0007 (по сводке Никольса см. ссылку в таблице Рота),
Дюфуром 0,9175 ∓ 0,00007 и 0,9178 ∓ 0,00005 (по той же сводке),
Петтерсоном [75] 0,91686.
Мною в 1911 0,9152 ∓ 0,0021 и в 1912 0,9147 ∓ 0,0021 [86].
Кохом и Вегенером в 1912 [87] (ледниковый лед без пузырей воздуха) 0,917,
Бессоповым в 1913 [88] 0,9160 ± 0,0005,
Сарапкиным в 1927 [89] 0,91,
В. К. Маклашин [90] получил для плотности (при 0°) льда, образовавшегося во время ледостава, в среднем 0,9123 ∓ ∓ 0,0009 (из 5 определений) для чистого льда и 0,9068 ∓ ∓ 0,0029 (из 10 определений) для мутного льда; для зимнего кристаллического льда, взятого из лунок по середине рек, 0,9125 ∓ 0,0031 (из 13 определений); для того же льда, подвергшегося действию солнца, 0,883 ∓ 0,020 (из 3 средний), а для льда во время ледохода 0,86 ∓ 0,01 (из 5 определений).

Тиммерман, Энно-Ролан и Розенталь из своих опытов [31], в которых особенно тщательное внимание обращено было на устранение пузырьков воздуха, дают значения

$$d_{-5} = 0{,}9159, \tag{47}$$

откуда для 0° получилось бы значение 0,9152. Из опытов Бриджмена [30] и Мего авторы получают значения разностей удельных объемов воды и льда 0,0900 и 0,0910, откуда плотность льда 0,9173 и 0,9165.

В качестве общего вывода из всех указанных данных можно принять

$$d_0 = 0{,}9169 \pm 0{,}0005. \tag{48}$$

Для полноты обзора укажу, что в двух случаях, — вероятно, на сотни тысяч и миллионов случаев получения льда более легкого, чем вода, — был при давлении в несколько миллиметров ртутного столба получен лед, более тяжелый, чем вода. Первый случай этого рода описан проф. Коксом [91]. Он получил такой лед [1]), показывая на лекции обычный опыт с «криофором» или с «водяным молотком» (стеклянным U-образным сосудом с коленами разной длины, заканчивающимся двумя шарами — см. рис. 34), в котором находилась только вода и пары ее, благодаря чему при интенсивном охлаждении верхнего шара испарение воды из нижнего (с сублимацией льда в верхнем) происходит настолько быстро, что вода в нижнем шаре замерзает.

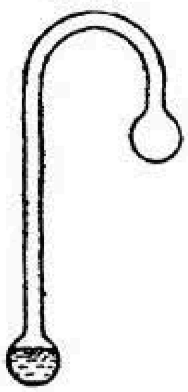


Рис. 34. Схема «водяного молотка».

В отличие от обычного замерзания воды сверху ровным слоем на этот раз сначала долгое время не получалось ничего, а затем «образовалась перепутанная масса длинных игл и быстро стала расти, распространяясь во всех направлениях, причем многие из них выросли вертикально вниз». Пока Кокс переносил криофор по аудитории, чтобы показать его студентам, «эта масса игл, отделившись от стенок вследствие движения, медленно погрузилась на дно и оставалась там, имея над собой слой чистой воды, может быть, в треть дюйма». Кокс добавляет: «До такой степени трудно понять, как лед мог быть тяжелее переохлажденной воды, что я скорее склонен искать ключ в каком-нибудь действии поверхностного натяжения или в капиллярном притяжении воды, поднявшейся по промежуткам между компактной массой игл».

Через 20 лет такой же случай получения «тяжелого льда» [2]) имел место при аналогичных обстоятельствах на лекции проф. Шоу [92], и точно так же как Кокс, Шоу, много раз повторяя тот же опыт при тех же условиях или варьируя их, ни разу больше не получал тяжелого льда.

Как и в случайном опыте Кокса, так и здесь образование льда произошло с большой задержкой, и только в конце второго часа лекций «было замечено, что вода в верхнем шаре имела облакообразный вид, и после легкого толчка по сосуду мы подумали, что произошло изменение». Когда подогреванием руки отделили лед от

[1]) Кокс говорит о «фрэзиле», так как в то время многие думали, что донный лед тяжелее воды. Хотя такое допущение стоит в противоречии хотя бы с подниманием донным льдом со дна реки тел большего удельного веса, чем вода, но оно в качестве одного из возможных объяснений для якобы таинственного явления осаждения льда под более тяжелой, чем он, водой все же высказывается и до сих пор, например: «Вполне возможно, что это же явление ляжет в основу учения об образовании донного льда, которое до сих пор не удалось воспроизвести искусственно» — стр. 247 книги Фрицмана [79].

[2]) Не в том смысле, какой придают этим словам после открытия дейтерия.

стенок, то он не поднялся вверх, а остался по середине шара, как тело внутри жидкости близкой плотности.

Аналогичное явление обнаружено было и в нижнем шаре, где после подогрева стенок лед отстал от них, но всплыл так, что «только ничтожная доля, которую можно было оценить, как несомненно меньшую одного процента, была выше воды. По мере того как оставшийся кусок продолжал плавиться, все бóльшая и бóльшая — абсолютно и относительно — часть льда выдавалась вверх над поверхностью воды. Через несколько минут часть находившегося над поверхностью небольшого куска льда казалась нормальной по величине, но так как это последнее наблюдение было сделано как раз перед окончательным исчезновением льда, оно не вполне достоверно. Повидимому, во время таяния лед изменял свою плотность примерно от единицы до ее нормальной величины».

§ 8. Плотность соленого льда

Плотность льда, образовавшегося в результате замерзания соленой воды — морской или соленоозерной, — зависит, кроме температуры, еще от содержания солей в прослойках между кристаллами льда и от количества в этих прослойках пузырьков воздуха и воды. И то, и другое зависит от условий замерзания, в частности от быстроты замерзания.

Мальмгрен [70] указывает, что при процессе замерзания морского льда, «сначала образуется сетка тонких удлиненных кристаллических призм, простирающихся вниз в воду с нижней поверхности льда. Затем начинается также замерзание морской воды между этими кристаллами. При замерзании морская вода разделяется на чистый лед и на насыщенный раствор, который вследствие своего более высокого удельного веса пытается просочиться вниз сквозь пористую массу ледяных кристаллов. Но по мере того как эти последние становятся все толще и толще, стекание вниз рассола приостанавливается и часть соли удерживается во льду.

Из сказанного видно, что, чем быстрее происходит замерзание, тем соленее становится образующийся лед, потому что рассол имеет меньше времени стечь».

Интересным подтверждением правильности такого рода рассуждений являются наблюдения Листова [93] над замерзанием соленого озера близ г. Илецка. Соленость воды этого озера превышает 160‰, а образовавшийся на нем ледяной покров содержал в виде механической примеси 30% соли, причем нижняя треть этого покрова, образовавшаяся при недостаточно низких температурах (тем менее низких, чем дальше слой от верхней поверхности, соприкасающейся с холодным воздухом) «представляла как бы щетку из тонких, вертикально расположенных пластинок льда» (рис. 35).

В качестве иллюстрации приведенных выше слов Мальмгрен сообщает следующие данные относительно солености льда (в промилле) в зависимости от температуры образования льда.

Таблица XXIV

Соленость морского льда в ‰ в зависимости от температуры образования θ по Мальмгрену

θ	Соленость, определенная титрованием	Соленость, определенная по удельному весу воды таянья [1])
—16	5,64	—
—28	8,01	7,97
—30	8,77	8,67
—40	10,16	10,22

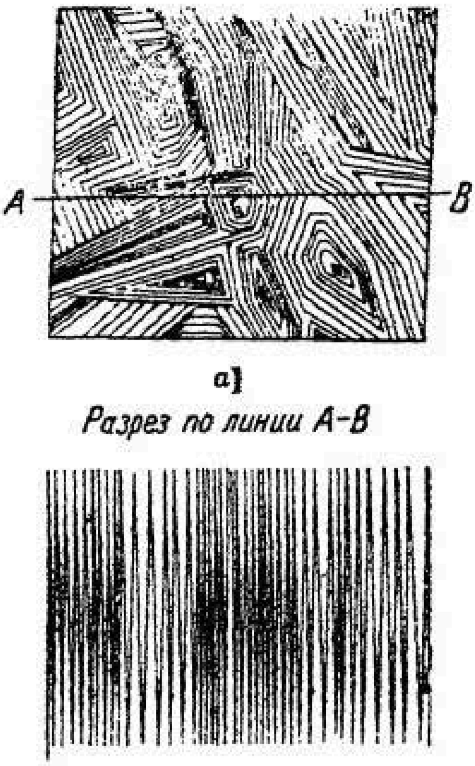


Рис. 35. Строение льда из соленого озера по Листову: а — горизонтальное; б — вертикальное сечение.

В частности, так как скорость роста льда при той же температуре воздуха уменьшается при увеличении его толщины, то соленость S должна убывать по мере возрастания расстояния z от верхней поверхности льда, как это автор иллюстрирует следующими данными.

Таблица XXV

Соленость S морского льда на различном расстоянии z от поверхности

z (см)	0	6	13	25	45	82	95
S (‰)	6,74	5,28	5,31	3,84	4,37	3,48	3,17

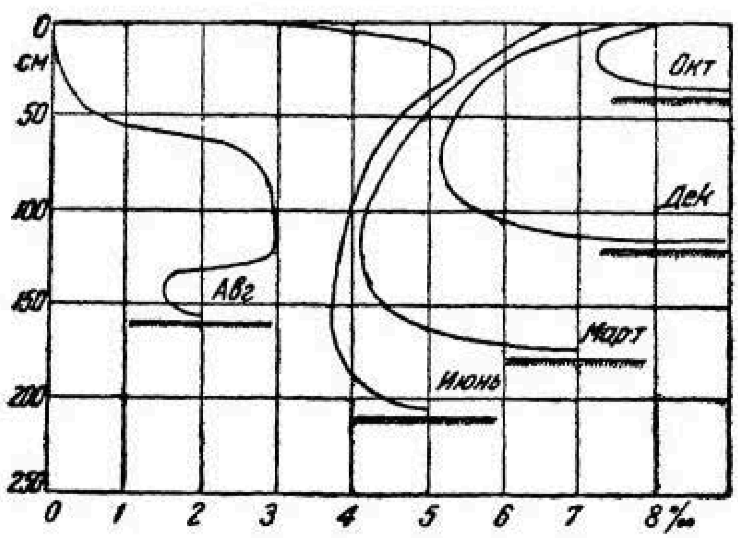


Рис. 36. Соленость льда на различных расстояниях от поверхности в различные месяцы.

При очень малых и более значительных толщинах зависимости обратные, как это видно, например, из рис. 36.

Из всего этого видно, что сказать a priori, какова будет плотность соленого льда, невозможно; единственное правильное суждение о ней может быть основано на ее непосредственном определении. В этом отношении можно говорить лишь о том, измерять ли ее непосредственно тем или иным способом или же вычислять ее на основании определения солености S, получив-

[1]) Интересующихся вопросом о различиях солености, определяемой титрованием хлором и по удельному весу, отсылаем к подлиннику, а также к работе А. Ф. Лактионова [94].

шейся от плавления льда воды, и количества в ней воздуха. Для этого может служить, например, следующая таблица, заимствованная из содержательной работы Зубова [73].

Таблица XXVI

Плотность морского льда при различных соленостях S в ‰ и различных содержаниях воздуха n в процентах объема

S /	0	5	10	15	20	25
0	0,918	0,922	0,925	0,930	0,934	0,938
3	0,890	0,894	0,898	0,902	0,906	0,910
6	0,863	0,867	0,871	0,875	0,879	0,883
9	0,835	0,839	0,843	0,847	0,851	0,855

Замечу, что при пользовании табл. XXVI нельзя даже по известным S и n гарантированно сказать, какова будет плотность льда не только в третьем, но иногда, пожалуй, и во втором знаке, так как включения в прослойках соленой воды в жидком состоянии (всегда присутствующие при не особенно низких температурах) могут заметно влиять на плотность.

Приведем, не претендуя на полноту данных, результаты некоторых определений плотности соленого льда.

Таблица XXVII

Плотность морского льда по различным определениям

Макаров и Остащенко-Кудрявцев[95]	0,846—0,936	Мальмгрен[71]	0,857—0,924
Бреннеке[96]	0,886—0,900	Сарапкин (соленого озера)[89]	0,85
Крюммель[97]	0,950	Розен[99]	0,827—0,912
Дригальский[98]	0,844—0,928	Лактионов[94]	0,858—0,924

§ 9. Зависимость плотности льда от температуры и давления

Внимание к вопросу об изменяемости плотности льда с температурой стало особенно большим после опубликования опытов Петцольда [100], из которых следовало, что лед, подобно воде, при охлаждении увеличивается в объеме, и которые вызвали между прочим критические замечания со стороны Форта [101]. Результаты Петцольда стояли в противоречии с тщательно проведенными опытами Гейнриха [84], но работа последнего (в которой есть подробный обзор высказываний по этому вопросу других физиков, начиная с Мушенброка) не обратила на себя в свое время внимания и была настолько хорошо забыта, что сведения об опытах Петцольда вызвали исследования Бруннера [102] по определению плотности льда при низких температурах и Маршанда [103] по определениям коэфициента кубического расширения льда. Ряд работ пулковских астрономов под общим руководством Струве над определением

Таблица XXVIII

Коэфициенты расширения льда

Автор	Пределы температуры		Коэфициент линейного расширения ($\times 10^5$)		Коэфициент кубического расширения ($\times 10^5$)
	нижний	верхний	параллельно к поверхности замерзания	перпендикулярно к поверхности замерзания	
Гейнрих [84]	−17°	0°	2,45[1]	—	—
Бруннер [102]	−20	−1	—	—	11,25
Маршанд [103]	−12	0	—	—	10,50
Шумахер [104]	−27	−3	6,424	—	
Борт [104]	−27	−1	6,387	—	15,93
Мориц [104]	−29	−2	—	6,469	
Плюккер и Гейслер [85]	−24	−7	—	—	15,85
Эндрюс [105]	− 9	0	7,36	3,70	
»	−18	−9	5,05		16,33[1]
»	−29	−18	3,69	—	
»	−36	−21	3,55	—	
Петтерсон и Ларссон [106]	−12	−1	—	—	15,16
Петтерсон [75]	− 0,15		—	—	9,0
»	− 1	−0,2	—	—	15,5
»	− 4	−3	—	—	17,2
»	−17	−10	—	—	16,5
Закржевский [67]	− 5	−1	—	—	7,7[1]
Никольс [64]	−12	−8	—	—	16,20
Винсент [66]	−10	−1	—	—	15,2
Дьюар [107]	−189	0	—	—	8,1[2]
»	−20	0	—	—	15,5[2]
Сойер [107]	−11	0	2,84	—	8,5[3]
Маклашин [102]	−13	0	3,3	4,4	

[1]) Из одного опыта.

[2]) Из сопоставления плотности льда при −188°,7 и при −20° с плотностью по Винсенту.

[3]) По Барнесу [2].

коэфициента линейного расширения больших кусков льда (повидимому, полученного путем специального замораживания воды в длинных желобах) также явился следствием этих работ.

Отметим, что Струве обратил внимание на практическое значение коэфициента линейного расширения льда и даже вычислил, какое сокращение должен был бы претерпеть при внезапном наступлении морозов ледяной покров Финского залива между устьем Невы и Кронштадтом и какие трещины должны были бы в нем образоваться, если бы было верно значение этого коэфициента 0,00317, приводившееся в современных учебниках как результат определений Гейнриха. В виде иллюстрации мнения Струве приведем рис. 37 (Из журн. «Nature» за 1936 г.), изображающий трещину на озере[1]).



Рис. 37. Волнообразная трещина на ледяном покрове озера.

Результаты Бруннера, Маршанда и сотрудников Струве приведены в табл. XXVIII вместе с результатами других определений.

Как видно из чисел этой таблицы, коэфициент расширения льда уменьшается по мере повышения температуры. Это показывает, например, рис. 38, заимствованный из «Справочника» (к сожалению, ни в русском переводе, ни в подлиннике нет ссылок на источники), и особенно рис. 39, представляющий результаты определений Петтерсона, проведенных с образцами I и II чрезвычайно чистого льда — две верхние кривые — и над образцом III, в котором автор мог обнаружить следы хлора. По этим наблюдениям при температурах от —0°,2 до 0° коэфициент кубического расширения с повышением температуры не только быстро уменьшается, но даже становится отрицательным.[2]) Для чрезвычайно чистого льда можно принять на основании данных табл. XXVIII в среднем

$$\beta = (15{,}8 \mp 0{,}2)\, 10^{-5}, \tag{49}$$

откуда и на основании значения (48) для плотности льда имеем

$$d_\theta = 0{,}9169\,(1 - 0{,}000158\,\theta), \tag{50}$$

$$v_\theta = 1{,}0907\,(1 + 0{,}000158\,\theta). \tag{51}$$

---

[1]) Любопытно, что в XVIII в. и в начале XIX в. треск при образовании трещин приписывался разломам льда от *сжатия* при больших морозах.

[2]) Температура, при которой начинается заметное уменьшение β, тем выше, чем лед чище (см. Доб. III, стр. 510).

Что касается вопроса о том, расширяется ли лед при повышении температуры больше в направлении, параллельном поверхности замерзания (я умышленно избегаю в этом случае говорить «перпендикулярном оптической оси»), или же в направлении, перпендикулярном к этой поверхности, то имеющийся опытный материал настолько недостаточен, что сказать с определенностью нельзя ничего. Скорее всего можно думать, что расширяемость льда, по крайней мере в первом приближении, одинакова по различным направлениям.

Сжимаемость льда от приложения всестороннего давления при постоянной температуре была предметом экспериментальных исследований Ричардса и Спейерса [108], получивших между 100 и 500 мегабарами и при —7° значение коэфициента сжимаемости $1{,}2 \cdot 10^{-5}$.

По данным Бриджмена [30] от давления в 1 атмосферу до давления плавления получаются значения $3{,}3 \cdot 10^{-5}$ при 0°; $2{,}3 \cdot 10^{-5}$ при —5°; $2{,}1 \cdot 10^{-5}$ при —7°; $1{,}9 \cdot 10^{-5}$ при —10° и $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ при —15°.

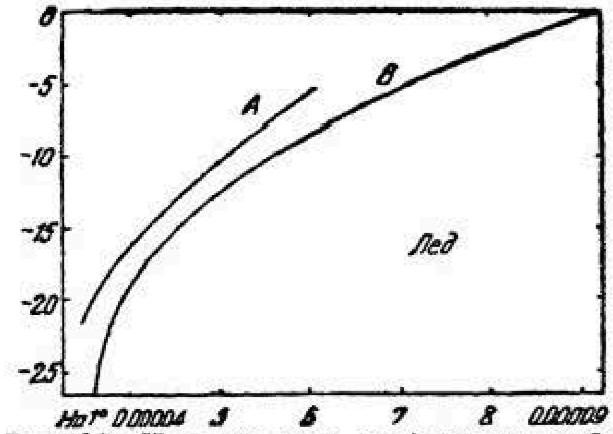


Рис. 38. Изменяемость коэфициента кубического расширения льда с температурой по Эндрюсу и Сойеру.

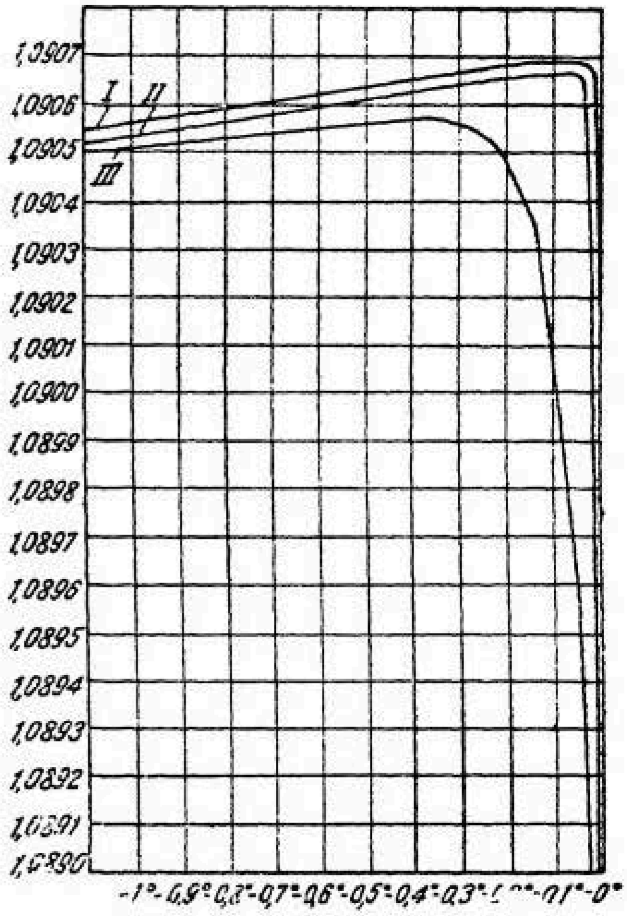


Рис. 39. Изменяемость удельного объема льда с температурой по Петтерсону.

Маклашин сделал интересную попытку определить коэфициент сжатия льда, погружая в керосин своего рода «ледяной ареометр», из куска изучаемого льда с прикрепленным к нему баллоном электрической лампочки и вставленной в него проволочкой или стерженьком с делениями, и производя на керосин давление, вызывавшее опускание такой системы на некоторую величину. В большинстве случаев при первых приложениях давления система не возвращалась к прежнему положению, что служило признаком выхождения части пузырьков и прослоек воздуха. После нескольких повторных приложений давлений это явление прекращалось. Из результатов предварительных опытов автора [198] получаются для коэфициента сжимаемости величины порядка $3{,}3—5{,}3 \cdot 10^{-5}$.

§ 10. Плотность и другие свойства переохлажденной воды

В табл. XXIX приведены значения плотности переохлажденной воды из определений Депрэ [109], Пьерра [110], Вейднера [111] и Россетти [112], а также из сводок, помещенных в таблицах Ландольта и Бернштейна и в «Справочнике» [1]. Замечу, что автором последней сводки является Молер [113].

Табл

Значения плотности воды от −12°

θ	Депрэ	Пьерр	Вейднер	Россетти
0	0,999862	0,999882	0,999863	0,999864
— 2	0,999692	0,999683	0,999698	0,999704
— 4	0,999441	0,999444	0,999460	0,999484
— 6	0,999098	0,999134	0,999107	0,999190
— 8	0,998644	0,998727	0,998652	—
—10	—	0,99833	0,998091	—
—12	—	0,99754	—	—

Между строками в последних столбцах помещены разности в стотысячных.

Для сравнения в последнем столбце той же таблицы приведены полученные Шаппюи и Тизеном плотности воды от 0° до +10°, сопоставление которых с данными шестого и седьмого столбцов показывает, что в ходе изменения плотности воды с понижением ее температуры при переходе через 0° не обнаруживается перелома в пределах точности сделанных измерений. То же относится, повидимому, и к другим свойствам переохлажденной воды,

Таблица XXX

Значения коэфициента внутреннего трения воды η в миллипуазах от −10° до +10° по Уайту и Твинингу [116] и по Справочнику [1]

θ	Уайт и Твининг	Справочник	θ	Уайт и Твининг	Справочник
−10	(26,20)	26,0	0	*17,98*	17,94
	203	200		117	120
— 8	24,12	24.0	+2	16.81	16,74
	180	180		107	106
— 6	23,32	22,2	+4	15,74	15,68
	167	170		98	95
— 4	20.65	20,5	+6	14,76	14,73
	142	140		89	86
— 2	19,23	19,1	+8	13,87	13,87
	125	116		80	77
0	*17,98*	17,94	+10	*13,07*	13,10

как, например, упругости пара (см. стр. 100), теплоемкости (см. стр. 111), коэфициенту поверхностного натяжения, коэфициенту внутреннего трения и показателю преломления, как это видно из приводимых ниже таблиц.

Я привел данные табл. XXX из работы Уайта и Твининга, так как они произвели определения η и для температур ниже 0°, и для температур выше 0° с одним и тем же вискозиметром; значения, на-

ца XXIX

до +10° по разным источникам

θ	Ландольт и Бернштейн	Молер	θ	Шаппюи[114], Тизен[115]
0	0,99987	0,9999	0	0,999868
	15	20		10
— 2	0,99972	0,9997	+ 2	0,999968
	27	30		3
— 4	0,99945	0,9994	+ 4	1,000000
	33	40		3
— 6	0,99912	0,9990	+ 6	0,999968
	43	50		0
— 8	0,99869	0,9985	+ 8	0,999876
	54	60		15
—10	0,99815	0,9979	+10	0,999728
		60		
—12	—	0,9973	+12	—

печатанные курсивом, даны авторами, а остальные интерполированы (при —10° — экстраполяция).

В табл. XXXI приведены значения коэфициента поверхностного натяжения воды α по Справочнику (значение для —10° экстраполировано: $\Delta\alpha$ соответствует разности на 5°).

Таблица XXXI

Значение коэфициента поверхностного натяжения воды α в *дин/см* от —10° до +10° по Справочнику

θ	α	$\Delta\alpha$
—10	(77,37 ∓ 0,4)	0,95 ∓ 0,45
— 8	76,96 ∓ 0,3	
— 5	76,42 ∓ 0,2	0,78 ∓ 0,18
0	75,64 ∓ 0,1	0,82 ∓ 0,14
+ 5	74,82 ∓ 0,1	0,60 ∓ 0,11
+10	74,22 ∓ 0,05	

Значения показателя преломления воды (n_D, n_α, n_γ) для различных температур определялись Пульфрихом, а также Дамиеном [117]. Результаты определений следующие:

$\theta =$	—19	—5	—2	0	+5	+10
$n_D =$	1,33384	1,33407	1,33412	1,33411	1,33400	1,33380
$n_\alpha =$		1,33231	1,33228	1,33225	(1,33216)	
$n_\gamma =$		1,34160	1,34158	1,34155	(1,34146)	

Все это дает основание в случае отсутствия непосредственных определений экстраполировать данные, полученные для воды при температурах от $+\theta°$ до 0°, если θ невелико — и для температур

ниже 0°. В частности теплоту кипения переохлажденной воды можно было бы рассчитывать по формуле

$$L_{\text{кип}}=595{,}0-0{,}00537\,\theta, \qquad (52)$$

хорошо выражающей зависимость $L_{\text{кип}}$ от температуры в пределах от 0° до +40° с погрешностью 0,1 *кал/г*.

§ 11. Теплота возгонки льда

По отношению к превращению воды из твердого состояния в газообразное и обратно укажу, кроме приведенных в § 2 значений упругостей пара над льдом, еще результаты определения теплоты возгонки льда — вопроса, который был предметом экспериментальных работ только Барнеса и Вайпонда [1] [118]. Эти авторы получили при быстрой возгонке значения теплоты возгонки твердого льда: 615; 608; 597; 607; 612 *кал/г*, близкие к теплоте испарения жидкой воды, а при медленной возгонке — значения: 702; 706; 698; 689; 706, близкие (как должно быть по закону сохранения энергии) к сумме теплоты плавления льда и теплоты испарения воды. Это указывает, по мнению Барнеса, на то, что «молекулы, освобожденные из твердого тела, столь же сложны, как твердая молекула, и в течение короткого промежутка времени, вероятно лишь доли секунды, существуют, как твердая газообразная фаза», и что «опыт показал, что этот полимерный ледяной пар неустойчив даже при температурах ниже 0°, разрушаясь [и превращаясь при этом] в обыкновенный водяной пар с поглощением 80 *кал* тепла на 1 *г*».

§ 12. Температура и давление в тройной точке воды

Определение основной точки температурной шкалы, какой является температура таяния льда, с точностью в десятитысячную долю градуса, если не всегда требуемой, то во многих случаях желательной, наталкивается на большие экспериментальные трудности. Достаточно указать на постепенное поглощение получающегося от таяния льда водой воздуха (если даже не говорить об углекислоте)— поглощение, которое в пределе вызывает понижение температуры таяния примерно на 0°, 0023 [120]. Поэтому за последние годы возникла мысль [121,122] в качестве основной точки применять температуру тройной точки, при наблюдении которой мы имеем дело с одним веществом в замкнутом пространстве и при постоянных, точнее, саморегулирующихся условиях температуры и давления [2].

Первым, точно определившим температуру и давление тройной точки воды, был, повидимому, Притц [123], получивший значение

$$\theta_A=+0{,}0099^\circ\, p_A=4{,}5867. \qquad (53)$$

[1] См. обзор Барнеса [76]. Замечу кстати, что указанная в разделе «Теплота возгонки» библиографии к этому обзору работа Шреттера [119], хотя и содержит первые наблюдения над поглощением тепла при возгонке льда, но не может быть рассматриваема как определение теплоты возгонки.

[2] Сказанное в § 12 гл. I о теоретической неосуществимости тройной точки заставляет несколько критически отнестись к этому предложению.

Микельс и Цетерье [121] получили позднее

$$\theta_A = +0{,}007^\circ. \tag{54}$$

Мозер [122] для «разности температур между тройной точкой воды и температурой таяния льда при нормальном атмосферном давлении и свободной от воздуха воды плавления» получил $0{,}00743^\circ \mp 0{,}00005$. Отсюда, считая, что воздух, лишенный углекислоты, растворяется в воде в количестве 14,6 *мг* O_2 и 23,9 *мг* N_2 на 1 *см*^{3} и что это вызывает понижение температуры таяния приблизительно на $0{,}0024^\circ$, Мозер принимает как результат своих опытов

$$\theta_A = +0{,}0098^\circ. \tag{55}$$

Укажу еще позднейшее определение Томаса [124], получившего

$$\theta_A = +0{,}0097^\circ, \tag{56}$$

причем для средней ошибки одного из 12 определений я получил значение $\mp 0{,}00006$, тогда как возможная погрешность самого метода порядка $\mp 0{,}0001$.

При таком совпадении результатов экспериментальных исследований можно было бы, казалось, удовлетвориться имеющимся материалом. Однако ввиду того что тройная точка является по существу точкой пересечения кривой кипения воды (*AE* на рис. 1), кривой плавления льда (*AC* на том же рисунке) и кривой *AD* возгонки льда, будет нелишним попытаться определить эту точку, именно как точку пересечения этих кривых, так как сопоставление полученных результатов должно дать понятие о степени точности, с какой нам известны числовые характеристики, определяющие превращения воды вблизи тройной точки.

Кривая кипения воды, а именно данные, касающиеся упругости паров воды в пределах от -6° до $+6^\circ$ (табл. VIII), может быть в пределах ошибок исходных данных выражена следующей эмпирической формулой:

$$p_в = \underset{\mp 5}{4{,}5808} - \underset{\mp 22}{0{,}33315}\,\theta + \underset{\mp 4}{0{,}01087}\,\theta^2 + \underset{\mp 16}{0{,}000199}\,\theta^3. \tag{57}$$

Кривая возгонки льда, а именно данные относительно упругости паров льда в пределах от -8° до 0° (табл. VIII), может быть выражена формулой

$$p_л = \underset{\mp 1}{4{,}5790} + \underset{\mp 9}{0{,}37598}\,\theta + \underset{\mp 1}{0{,}01371}\,\theta^2 + \underset{\mp 7}{0{,}000239}\,\theta^3. \tag{58}$$

Что же касается кривой плавления, которую от тройной точки и до точки плавления льда при атмосферном давлении (температура 0° стоградусной шкалы) можно считать прямолинейной, то мы уже привели опытные данные, из которых за угловой коэфициент

этой прямой можно по данным Дьюара, Таммана (1910), Бриджмена, Мозера и Тиммермана и Деффэ принять соответственно значения: —0,0072; —0,00786; —0,00775; —0,00729 и —0,00778 на *кг/см²*.

Прежде чем переходить к вычислению этого углового коэфициента на основании совокупности данных, рассмотренных в предыдущих параграфах, укажем, что при помощи формулы Томсона исследователи [гл. I (2)] получали в зависимости от исходных данных для $d\theta/dp$ значения 0,00735 на 1 *кг/см²* или 0,00760 на 1 *атм* (Хесс), 0,00722 или 0,00740 на 1 *атм* (Бриджмен) и 0,00752 на 1 *атм* (Мозер). Мозер считает эту величину весьма близкой к получающемуся из его опытов значению $0{,}00743 \cdot \frac{760}{760-4{,}58} = 0{,}00748$.

Поскольку нас в данный момент интересует ход кривой плавления вблизи тройной точки, нам достаточно в формуле взять за значения $v_л$, $v_в$ и $L_{пл}$ те значения, которые относятся к атмосферному давлению, а именно значения, выражаемые уравнением (50), таблицей XXIX и уравнением (43) для $\theta = 0$. Получаем

$$\frac{d\theta}{dp} = \frac{273{,}1\,(1{,}0907 - 1{,}00013)\,1{,}01325}{79{,}6 \cdot 4{,}186 \cdot 10} = 0{,}00752 \mp 0{,}00007, \qquad (59)$$

т. е. столько же, сколько получил Мозер.

Пользуясь этим значением, получаем уравнение кривой плавления в виде

$$\theta = -0{,}00752\ \frac{p-760}{760}\ . \qquad (60)$$

Решая совместно уравнения (57) и (58), находим для пересечения кривых кипения и возгонки

$$\theta_A = +0{,}042 \mp 0{,}012,$$

$$p_A = 4{,}5948 \mp 0{,}0016 \mp 0{,}0011, \qquad (61)$$

причем величина первой погрешности значения p_A получается из кривой кипения, второй — из кривой возгонки.

Совместное решение уравнений (57) и (60), а затем уравнений (58) и (60) дает точки пересечения кривой кипения с кривой плавления и пересечения кривой возгонки с кривой плавления, а именно

$$\theta_A = +0{,}00747 \mp 0{,}00007, \quad p_A = 4{,}5834 \mp 0{,}0005, \qquad (62)$$

$$\theta_A = +0{,}00747 \mp 0{,}00007, \quad p_A = 4{,}5818 \mp 0{,}0001. \qquad (63)$$

Первое определение тройной точки весьма ненадежно, так как кривые кипения и возгонки очень круто поднимаются вверх, составляя между собой весьма малый угол, а положение точки пересечения определяется разностью упругостей пара, льда и воды при 0°, каждую из которых можно считать известной с погрешностью, которая может достигать порядка 0,001 *мм*. Нельзя считать хорошо

известными и постоянные формул (54) и (55), так как кривая кипения не соответствует определениям, сделанным одним и тем же исследователем с одной и той же самой аппаратурой, как при температурах ниже 0°, так и при температурах выше 0°.

Если добавим к этому, что Уошбэрн дает (см. табл. VIII) одинаковые значения для упругости пара воды и пара льда, что для получения θ_A порядка $+0{,}0074°$ разность упругостей $p_л$ и $p_в$ при 0° должна быть порядка 0,003, что Тизен и Шеель в 1900 г. из трех окончательных опытов получили $p_л = 4{,}5785$ [125], а Шеель и Гейзе [126] получили $p_в = 4{,}5788 \mp 0{,}0006$, то единственный правильный вывод отсюда будет совершенно откинуть значения (61) для θ_A и p_A.

Сопоставление всех прочих данных показывает, что, если из пересечения кривых мы получаем значение $\theta_A \cdot 10^5$ порядка 747, теоретические подсчеты других авторов дают величину порядка 746, довольно разноречивые опытные данные хода кривой плавления — порядка 768, а непосредственные определения — порядка 745, то все это позволяет считать

$$\theta_A = +0{,}0099° \mp 0{,}0001,$$
$$p_A = \quad 4{,}585 \quad \mp 0{,}002, \qquad (64)$$

если считать температуру от температуры плавления льда в воде, насыщенной воздухом.

Приведенный выше анализ указывает на необходимость проведения новых более тщательных исследований упругостей пара льда и пара воды, как переохлажденной, так и при температурах, превышающих на 10—15° температуру плавления льда. Точно также желательно уточнение вида кривой плавления льда (ср. [187]).

§ 13. Способность к самопроизвольной кристаллизации у переохлажденной воды

Как совершенно правильно отмечает Добровольский: «способность жидкости к переохлаждению находится, очевидно, в обратном отношении к ее способности к самопроизвольной кристаллизации». Отсюда вопрос о переохлаждении сводится к исследованию условий, от которых зависит способность затвердевания.

Вопрос о наличии у жидкостей такого свойства, как способность к самопроизвольной кристаллизации, мерой которой является число зародышей кристаллизации, появляющихся в единицу времени в единице объема переохлажденной жидкости, подвергается в настоящее время большому сомнению и решается определенно отрицательно рядом авторов, как это видно из обзора Фукса[127], причем главным доводом является резкое снижение этой способности — практически до 0° — при удалении твердых примесей из переохлажденной жидкости или ослаблении влияния твердых стенок сосуда. Но так как опыты, приводившие к таким заключе-

ниям, производились исключительно с жидкостями, температура замерзания которых выше комнатной и для которых вполне приемлемой является теория трещин, как мест, где даже при самой тщательной очистке сосуда остаются мельчайшие кристаллики, то для целей настоящей монографии необходимо подробно осветить вопрос о переохлаждении — в лабораторных условиях — именно воды.

Один из наиболее обстоятельных обзоров по этому вопросу — и притом без предвзятой точки зрения — принадлежит Добровольскому [2], которому мы и предоставим слово.

«Опыты над переохлаждением воды. Применяя вышеприведенные общие выводы к процессу замерзания воды, мы можем наперед предвидеть, что в принципе и здесь не существует границы переохлаждения, что в малых количествах, например, в капельках, переохлаждение возможно значительное и устойчивое.

Уже в XVIII в. было замечено, что при медленном охлаждении и при вполне спокойном состоянии вода замерзает лишь при нескольких градусах ниже нуля [1]).

Переохлажденная жидкость никогда не затвердевает во всей своей массе сразу, но лишь в определенных точках; точки эти, видимым признаком которых являются либо обычные кристаллики, либо шаровидные соединения, так называемые сферокристаллы, растут с большей или меньшей скоростью, а по истечении большего или меньшего промежутка времени срастаются воедино; таким путем данный объем жидкости затвердевает целиком.

Эти *центры кристаллизации* рождаются в жидкости совершенно случайно, однако их вероятность и число их появлений — как во всяком случайном явлении — возрастает пропорционально массе и времени. Следовательно, можно освободиться от этой случайности, беря большую массу жидкости или же предоставляя жидкость самой себе на достаточно продолжительный срок. Тогда лишь можно уже *измерять* способность к самостоятельной кристаллизации, т. е. количество центров, образующихся в единице массы жидкости в единицу времени, и исследовать ее в зависимости от различных условий: от скорости кристаллизации, от температуры, от разных примесей и, наконец, от природы самого вещества.

Казалось бы, что как скорость кристаллизации, так и способность к самостоятельной кристаллизации должны возрастать вместе с переохлаждением. Однако, с другой стороны, известно, что всякий молекулярный процесс, например химические реакции, ослабевает при более низких температурах. По опытам Таммана скорость кристаллизации, незначительная при слабом переохлажде-

---

[1]) Впервые переохлаждение воды доказал, повидимому, Фаренгейт [128] в 1724 г. Он заметил, что вода, заключенная в стеклянную колбу, может остаться в жидком состоянии ниже точки замерзания; однако после того как колбу разбивали, вода немедленно замерзала во всей своей массе.

ции, постепенно возрастает по мере увеличения переохлаждения; при переохлаждении порядка 15° ниже точки плавления достигает своего наибольшего значения, сохраняя его далее до определенной точки, в которой теплоемкость кристаллов становится равной теплоте кристаллизации, после чего начинает быстро уменьшаться с температурой. Совершенно аналогичную зависимость от температуры обнаруживает способность к самопроизвольной кристаллизации, только максимум ее лежит при более низкой температуре, чем наибольшее значение скорости затвердевания: обе кривые взаимно пересекаются, а область около этого пересечения, между двумя максимумами, показывает степень переохлаждения, при которой затвердевание жидкости достигает своего *оптимума*: значительная способность к самопроизвольной кристаллизации, совпадающая со значительной скоростью роста кристаллов. Отсюда вытекает, что жидкость можно переохладить произвольно до температур, неопределенно низких, если только счастливо удастся миновать точку наибольшей легкости кристаллизации. Так как вероятность образования зародышей отвердевания уменьшается вместе с массой и промежутком времени, достаточно взять малую массу жидкости, например в пределах волосной трубки или распыленную на мелкие капельки, и затем быстро охладить ее ниже этого максимума; тогда можно удержать ее в жидком состоянии тем дольше, чем ниже температура.

Из 153 исследованных жидкостей, Таммануу удалось переохладить 59 до стекловидного состояния; удачный результат зависит исключительно от быстроты охлаждения, следовательно, от технических усовершенствований. Стало быть, в принципе удается переохладить все жидкости и переохлаждению нет границы» ([2], стр. 8—10).

«Такое заключение, однако, вообще говоря, является гипотетическим, ибо выходит за пределы осуществлявшихся до сих пор измерений и представляет собой таким образом экстраполяцию.

Легкость или трудность переохлаждения зависит прежде всего от рода жидкости.

Углеводороды чаще всего либо совершенно не поддаются переохлаждению, либо переохлаждаются в очень слабой степени; трудно также переохладить алкоголи или органические кислоты, если они содержат не более одной гидроксиловой группы, соответственно карбоксиловой. Наоборот, более многовалентные алкоголи легко переохлаждаются целиком; равным образом трудно и медленно кристаллизуются алкалоиды и глюкозиды, еще труднее — тела протеиновые и аналогичные им. Из производных бензола легче всего переохлаждаются мета-соединения, труднее всего пара-соединения. Что же касается тел неорганических, то подвергнуть их исследованию нелегко, ибо они имеют высокую точку плавления; поэтому трубки, содержащие их в расплавленном состоянии, лопаются при охлаждении. Известно, что двойные соли кремниевой

кислоты, столь распространенные в неорганической природе, легко могут быть получены в виде стекловидных жидкостей.

Иногда переохлаждение удается с обыкновенной водой на открытом воздухе. Однако это — случайность. Лучше устранить соприкосновение с воздухом, затем прокипятить воду и соединить сосуд с воздушным насосом; тогда переохладить воду можно до —12°, иногда даже до —15°. Такой же результат получается другим способом, испытанным уже Гэй-Люссаком [129] — отделением приготовленной воды от атмосферы слоем масла; таким способом устраняется равным образом возможное влияние испарения.

Опыты в замкнутых трубках, заполненных водой, как их производил, например, Буссиньо [130], не являются убедительными, потому что здесь, кроме того, имеет место влияние давления. Также и в трубках, не заполненных однако целиком, Марвин [131] в своих тщательных и интересных опытах, обеспечивая воду от влияния частичек воздуха и пара, удерживал таким способом жидкую воду иногда при —20°.

Чем меньшая масса жидкости подвергается переохлаждению, тем менее вероятным является образование, по той или иной причине, центра затвердевания. В миниатюрном дилатометре Депрэ [132] вода сохраняла жидкое состояние даже до —20°. Муссон [133] и Сорби [134] удерживали жидкую воду в волосных трубках в течение долгого промежутка времени при низких температурах, причем Муссон показал, что в трубках, внутренний диаметр которых превышал 0,9 *мм*, вода замерзала; в трубках же более узких оставалась жидкой в течение целой недели, несмотря на то, что мороз днем не бывал меньше —2°, а ночью доходил всегда до —5° и до —7°. Также между двумя зеркальными стеклами слой воды не замерзает на морозе если обе пластинки прижать друг к другу винтами, но заледеневает, если одно стекло попросту лежит на другом» ([2], стр. 11—13).

Такого же рода результаты получил Сумгин при замораживании весьма тонких — от 1 до 10 микронов толщиной — слоев воды. В этих опытах пленочная вода получалась методом расплющивания воды (взятой из ленинградского водопровода) между хорошо отшлифованными стеклянными пластинками и затем подвергалась охлаждению при разных температурах.

Получились данные, приведенные в таблице XXXII, показывающие, что при уменьшении толщины пленки водная пленка переходит в твердое состояние при более низких температурах и через более продолжительное время.

«Однако во всех этих опытах пользовались водой в сосудах, и, следовательно, подвергалась переохлаждению жидкость, соприкасавшаяся со стенками, твердыми телами, которые могут дать импульс к замерзанию. Чтобы исключить это влияние, следует помещать воду внутри жидкости той же плотности, как и вода. Исследования Дюфура [135] над капельками воды, взвешенными в смеси

Таблица XXXII

Опыты Сумгина над замораживанием тонких слоев воды

№ опыта	Толщина водяной пленки в μ	Условия замораживания пленок		Результаты замораживания: перешла ли пленка в лед
		Температура в °С	Время промораживания	
1	9,7	от —11 до —16	1 час	перешла
2	3,2	—4	1 час	не перешла
3	<3	—16	1 ч. 35 м.	перешла
4	1,4	—17	2 часа	не перешла
5	1,3—1,4	от —15 до —18	17 часов	перешла
6	—	—5	3 ч. 40 м.	не перешла

хлороформа с миндальным маслом, дали очень интересные результаты. Такие капельки весьма редко замерзали при нуле, обычно меньше всего при —4°, очень часто только при —12°. При быстром охлаждении до —8°, до —10° капли быстро замерзали, однако не одновременно, но последовательно, хотя, повидимому, все же в одинаковых условиях.

На самый продолжительный срок и до наиболее низкой температуры переохлаждались наименьшие капельки, часто до —18°, даже до —20°» ([2], стр. 11—13).

Из дальнейшего изложения Добровольского заимствуем указание, что «из опытов Барнеса над переохлаждением воды в сосуде, произведенных обычным способом (двукратно перегнанная вода, защищенная от пыли), вытекает, что переохлаждение воды обладает двумя «критическими точками»: если воду удается переохладить хотя бы на несколько десятых градуса, тогда она переохладится, наверное, и дальше, до —5°; —6°» ([2], стр. 14).

Приведем также заключение Добровольского, что «о возбудителях замерзания воды мы знаем не больше, чем о факторах кристаллизации других жидкостей; список их весьма неполон и мало надежен, а коэфициент воздействия совершенно неизвестен. Единственное абсолютно верное средство — прикосновение к воде кусочком льда» ([2], стр. 15).

За те два десятка лет, которые протекли со времени написания этих строк Добровольским, состояние вопроса мало изменилось: единственным абсолютно верным средством, какое вызывало бы кристаллизацию переохлажденной воды, остается прикосновение к ней кусочком льда, и весьма неполный и мало надежный «список возбудителей замерзания воды» скорее сократился, чем пополнился.

Если бы список возбудителей нарушения переохлажденной воды был известен, то был бы известен и список тех условий, соблюдение которых может с полной уверенностью обеспечить переохлаждение воды, так как эти условия, очевидно, сводятся к устранению возможности воздействия этих возбудителей замерзания, если

только вода не обладает сама ясно выраженной способностью к «самопроизвольной» кристаллизации.

Неясность вопроса о внешних возбудителях замерзания воды в прежние времена приводила к тому, что уменье переохлаждать воду считалось одним из признаков искусного физика-экспериментатора. Между тем достаточно было рассмотреть предлагавшиеся прежде рецепты успешного переохлаждения с точки зрения устранения возможности соприкосновения с переохлажденной водой хотя бы мельчайшего кристаллика льда, чтобы вопрос о каком-то особом экспериментальном искусстве, требовавшемся для этого, отошел на задний план [1]).

Ввиду важности вопроса об условиях возможности переохлаждения воды и об условиях нарушения этого переохлаждения, остановимся подробнее на том, какие воздействия на переохлажденную воду могут вывести ее из переохлажденного состояния; прежде, однако, чем привести перечень таких воздействий, заметим, что искусственное переохлаждение воды достигалось в лабораторных условиях весьма часто, и столь же часты случаи наблюдения переохлаждения воды в природе, и тем не менее работы, которые заслуживали бы названия научных исследований условий переохлаждения воды и условий нарушения этого переохлаждения, можно пересчитать по пальцам.

Несколько больше число работ, посвященных измерению различных свойств переохлажденной воды (удельный вес, теплоемкость, коэфициенты поверхностного натяжения и внутреннего трения, теплота кристаллизации, температура тройной точки), но авторы таких работ очень скупы на конкретные указания способов, какими они достигали переохлаждения, и обстоятельств, при которых вода закристаллизовывалась.

Все это заставляет в приведенном ниже в виде табл. XXXIII перечне воздействий, вызывающих несомненно (обозначено знаком +) или вероятно (+?) кристаллизацию переохлажденной воды, или же несомненно (знак —), или вероятно (—?) не вызывающих ее, основываться преимущественно на работах Дюфура [135, 136] и Черныша [139], посвященных специально вопросу об этих воздействиях и проведенных в таких условиях, в каких воздействие факторов, несомненно вызывающих кристаллизацию, было устранено. Значком 0 обозначены те воздействия, которые не были предметом изучения Дюфура и Черныша. Об остальных работах, заслуживающих особого упоминания, мы скажем при более подробном разборе отдельных воздействий. В последнем столбце даны результаты, выведенные мною на основании изучения всего известного мне материала, причем необходимо отметить, что эти результаты относятся к переохлаждениям, не превышающим 4—5°. О более значительных переохлаждениях будет сказано особо.

[1]) См., например, мои попытки рационализировать перечень условий, обеспечивающих возможность наверняка переохладить воду [137,138].

Таблица XXXIII

Воздействия, вызывающие кристаллизацию переохлажденной воды (+) или не вызывающие ее (—)

Порядковый номер		Дюфур	Чернли	Вейнберг
1	Затравка в виде кристаллика льда	+	+	+
2	Соприкосновение с воздухом атмосферы или закрытого помещения, имеющим температуру ниже 0°	0	0	+
3	Соприкосновение с воздухом закрытого помещения, имеющим температуру выше 0°	0	0	—?
4	Соприкосновение с воздухом в закрытом сосуде, имеющим температуру ниже 0°	0	—	+?
5	Нахождение над переохлажденной водой воздуха с температурой ниже 0°, но отделенного от воды слоем жидкости, более легкой, чем вода, но более тяжелой, чем лед	—	—	—
6	Наличие в воде пузырьков воздуха при продувании через нее комнатного воздуха	0	—	—
7	Наличие в воде растворенного воздуха	0	0	—
8	Соприкосновение с твердым телом, охлажденным ниже 0° в воздухе помещения, имеющего температуру выше 0°	0	+	+
9	Соприкосновение с твердым телом, охлажденным ниже 0° в сухом воздухе	0	0	—?
10	Наличие в переохлажденной воде твердых телец, медленно опускающихся в ней или лежащих на дне сосуда	0	0	—
11	Соприкосновение с введенными в воду телами, имевшими температуру выше 0°	—?	—	—
12	Соприкосновение с верхней частью внутренней поверхности сосуда в случае, если она имеет температуру ниже 0° и вблизи нее находится воздух помещения с температурой выше 0°	0	+	+
13	Озонирование	0	—	—
14	Взбалтывание, перемешивание, встряхивание, толчки, удары, распыление	—?	—	—
15	Интенсивные звуки вблизи сосуда с переохлажденной водой	0	—	—
16	Ультразвуки	0	0	+?
17	Наэлектризованный песок	0	—	—
18	Постоянное электрическое поле	0	—	—
19	Переменное электрическое поле большой частоты	0	—	—
20	Искровой разряд через воду	—?	—	—?
21	Пропускание электрического тока через воду	—	0	—
22	Самопроизвольная кристаллизация	—	—	—

Одним из мнимых возбудителей кристаллизации воды считалось движение переохлажденной воды, и при опытах по переохлаждению старые учебники и курсы (впрочем и многие новые) категорически противопоказывали всякое перемешивание или встря-

хивание охлаждаемой и тем более уже переохлажденной воды. Между тем дело заключалось лишь в забвении слов Дюфура, что «прикосновение льда вызывает всегда и немедленно изменение состояния переохлажденной воды».

Обычная ошибка экспериментаторов заключалась (и зачастую заключается) в том, что они не старались устранить соприкосновение воды с теми предметами, *на* которых или *внутри* которых могли иметься кристаллики льда, как то: со стенками, имеющими температуру ниже 0° и потому несущими на себе хотя бы незаметные глазу частицы инея; с вносимыми в воду предметами (например термометром), имеющими температуру ниже 0° и тоже заиндевевшими; с воздухом, имеющим температуру ниже 0° и потому заключающим в себе почти наверняка хотя бы микроскопические кристаллики снега (См. Доб. III, стр. 510).

Такие простые приемы [137], как окружение сосуда с предназначенной к переохлаждению водой холодящей смесью не до уровня воды, а ниже этого уровня, чтобы верхняя часть стенок сосуда оставалась имеющей температуру выше нуля, или добавочное нагревание этой части при помощи обмотки ее проволокой и пропускания по ней тока [140], делают безотказным [139] получение переохлаждения воды в лабораторных условиях. То же достигалось при осушении пространства внутри предварительно охлажденного химического эксикатора посредством серной кислоты пред помещением в него предназначенной к переохлаждению и предварительно охлажденной до +2°, +3° воды.

Покрывание же воды сверху слоем жидкости (льняное масло), имеющей удельный вес меньший, чем у воды, и больший, чем у льда, позволило Г. А. Винокурову и Т. П. Винокуровой [140] переохлаждать воду и длительно сохранять ее переохлажденной на морозе в атмосферном воздухе, в котором, конечно, имелись в большом количестве кристаллики льда.

Упомяну еще о применявшемся ими предварительном смачивании стенок сосуда тем же маслом (благодаря чему получилось своего рода повторение опыта Дюфура — вода в смеси хлороформа и миндального масла того же удельного веса, но не в виде отдельных капель, а в виде массы в десятки и сотни кубических сантиметров).

Другие способы изолирования воды от внешнего воздуха, например, закрывание — хотя бы ватой, как в опытах Шрёдера [141] — или запаивание, как, например, в опытах Тамманна и Бюхнера [142], могут, с точки зрения запоса кристалликов из воздуха, быть вполне действительными лишь в тех случаях, когда воздух под водой не содержит в себе ядер сублимации, а это, с одной стороны, весьма трудно обеспечить наверняка и, с другой стороны, игнорировалось до сих пор экспериментаторами. Некоторым намеком на возможность заноса ядер кристаллизации из воздуха, находящегося в замкнутом пространстве над переохлажденной водой, является то обстоятельство, что чем меньше это простран-

ство, тем больше, вообще говоря, можно переохладить воду, как это показывают опыты ряда авторов. Однако так как почти всегда параллельно с уменьшением пространства над переохлажденной водой идет и уменьшение объема самой воды, то это влияние может иметь иное толкование, о чем будет итти речь дальше.

Вернемся к механическим воздействиям на воду, как к фактору, вызывающему появление зародышей кристаллизации (а не примерзание уже наличных кристалликов друг к другу и к другим предметам, как в случае образования «донного льда», обусловливаемого, повидимому [192] режеляцией, а не непосредственным влиянием движения воды). Выделим такие исключительно интенсивные воздействия, при которых временно вызываемые местные градиенты давлений воды имеют весьма большие значения (действие мощной искры в опытах Дюфура, ультразвук) и создаются заметные различия в давлении в точках, отстоящих на молекулярные расстояния. Отрицать возможность кристаллизации переохлажденной воды под влиянием таких интенсивных воздействий я не решаюсь с полной уверенностью (ср. [193]).

Наоборот, вызываемые взбалтываниями, встряхиваниями, перемешиванием и т. п. относительные скорости различных частей переохлажденной воды надо теперь считать устраненными из числа факторов, вызывающих кристаллизацию, несмотря на то, что громадным большинством авторов перемешивание считалось прежде условием, нарушающим возможность переохлаждения. Между тем почти во всех случаях, где обстоятельства, сопровождавшие переохлаждение и последующее его нарушение, были достаточно полно описаны, было ясно, что перемешивание сопровождалось прикосновением переохлажденной воды к частям мешалки или стенок, находившихся в воздухе, имевшем температуру ниже 0°, и, следовательно, если не покрытых сплошь слоем инея, то имевших на себе некоторое количество образовавшихся из паров воды кристалликов льда. То обстоятельство, что более глубокое переохлаждение получалось тогда, когда вода подвергалась предварительному кипячению, а из пространства над нею при этом удалялся воздух, находило себе объяснение в том, что из этого пространства таким путем или достаточно долгим стоянием воды в закрытом сосуде удалялись практически все пылинки, являющиеся обычными зародышами кристаллизации.

В подтверждение такого косвенного влияния стенок можно указать, что даже многие из авторов, которые считали перемешивание и толчки опасными обстоятельствами, признают эту опасность лишь при значительных переохлаждениях. Так, например, по Бахметьеву [143], когда вода, в открытом сосуде, «не была значительно переохлаждена (например только до —4°), удары по столу и по самой ванне никакого влияния на ход температуры воды не оказывали; но когда переохлаждение достигало большого напряжение (hochgespannte Unterkühlung), то даже проезжаю

щие по улице экипажи вызывали своим сотрясением затвердевание исследуемой воды». Кохс же [144], охлаждая дистиллированную и хорошо отфильтрованную воду и тщательно прокипятив ее с полчаса «в гладком стеклянном сосуде, причем всякое движение воздуха было исключено путем закрывания сосуда колоколом или запаивания отверстия, мог переохладить воду до —10° и даже —15°.

Но если в воде находится живое существо, приведенное в оцепенение предшествующим охлаждением, то только в редких случаях удается охладить воду до —5°». В переохлажденной же до — 3° воде хорошо чувствовала себя и двигалась пиявка (Доб. III).

В дополнение к ясно показавшим отсутствие влияния перемешивания опытам Дюфура упомяну хотя бы о наблюдениях Шрёттера [119], Пиктэ [145, 146] и Винокурова [140].

Шрёттер достигал переохлаждений до —12°, причем вода не замерзала даже при сильном встряхивании. Ультрамар [145], говоря об опытах Пиктэ [146], указывает, что «этот искусный физик (Пиктэ), наполняя до половины сосуд чистой водой и тщательно закупорив его, обнаружил, что можно было его встряхивать (agiter) даже довольно сильно, хотя бы вода и была переохлажденной. Он получал несколько раз тот же результат, понижая температуру до —19° —точки, при которой происходило внезапное изменение состояния».

Заметим, что сам Пиктэ в работе [146], напечатанной за $1^1/_2$ года до появления статьи Ультрамара, говорит иначе: «Явление переохлаждения получается весьма обычно, если вода содержится в очень чистой стеклянной оболочке и в примененном графине *нет постороннего тела* (курсив автора). Мы получали воду при —8° даже при ее сильном встряхивании (vivement agiter). Если же графин имеет какие-либо острые возвышения на дне или в углах, то почти невозможно получить переохлаждение. Последнее можно внезапно прекратить, либо опуская в воду деревянную или металлическую палочку, либо бросая в воду ничтожнейшую частичку инея или льда».

Винокуров [140] подверг мнимое влияние перемешивания специальному исследованию. Он перемешивал переохлажденную на 2—4° воду в небольшом стаканчике мешалкой из медной проволоки, совершавшей несколько сот оборотов в минуту, и только иногда получалась кристаллизация на мешалке; когда же он надел на проволоку тонкую резиновую трубку (нипель), то даже такое интенсивное перемешивание не вызывало кристаллизации ни чистой воды, ни воды с грязью.

Переходя теперь к вопросу о «пылинках» или, вообще говоря, очень маленьких твердых телах, как о нарушителях переохлаждения, укажем, что этот вопрос особенно страстно дебатировался в связи со спорами о том, возникают ли элементы донного льда внутри воды или заносятся внутрь воды из воздуха.

Убежденный сторонник первой точки зрения В. Я. Альтберг [147] в одной из последних своих работ [148] высказывается определенно за то, что «затравками являются именно пылинки, а не кристаллики самой жидкости» и что «кристаллы зарождаются *только* (курсив наш) на взвешенных в жидкости пылинках, либо на поверхности погруженных тел, или на стенках сосуда». Малая убедительность доводов автора видна из его же описания собственного опыта: «В стеклянном резервуаре, заполненном водой нулевой температуры и выставленном на мороз на металлической плите, можно было наблюдать в течение долгого времени неизменное всплывание *со дна* (курсив попрежнему и здесь и дальше наш) ледяных дисков при условии полного покоя воды. Зародыши эти во время всплывания росли в своих размерах. Этот факт доказывает возможность зарождения кристаллов *внутри* воды при условии невозможности заноса их с поверхности». Помимо явного противоречия подчеркнутых нами слов друг другу, отметим, что автор экспериментировал, вероятно, с чистой водой, а не с такой водой, где «мириадами носятся в воде и на подводных телах, в том числе и на дне» пылинки, на которых по его мнению «только и возможно выделение льда».

Таким образом, приводимый им «факт № 4» никакого отношения к пылинкам, как единственным зародышам кристаллизации, не имеет, помимо того, что температура дна резервуара в этом опыте была, вероятно (автор не дает никаких цифр), ниже нуля более, чем на те несколько тысячных градуса, на которые обычно переохлаждается вода в реках, когда она несет шугу. Заметим, что почти все авторы, экспериментировавшие с переохлаждением воды, старались брать чистую воду, если не дистиллированную, то по крайней мере колодезную или ключевую [1]). Ввиду этого по моему предложению Винокуров [140] попробовал переохлаждать не только дистиллированную воду, не только воду из водопровода, но и воду, в которой были умышленно размешаны ил и почва, и никакой заметной разницы в переохлаждении не обнаружил —по крайней мере при переохлаждениях на 3—4° ниже нуля.

Точно так же не получал кристаллизации и Черныш [139], насыпавший в переохлажденную воду песок, имевший температуру выше 0°. Но когда он насыпал в воду, переохлажденную на 2 градуса ниже нуля, песок, предварительно охлажденный в воздухе до нескольких градусов ниже нуля, то внутри воды появились многочисленные кристаллики. Температура воды поднялась практически до нуля, причем получилось полное подобие воды, смешанной с шугой. Любопытно, что, направляя поток такой воды на металлическую сетку, Черныш наблюдал примерзание к сетке

---

[1]) Прокипяченная «Brunnenwasser» у Шредера [141], налитая горячей в колбу, заткнутую затем ватой, переохлаждалась от —6° до—9°, тогда как «чистая дистиллированная вода замерзла сама раньше».

кристалликов шуги со стороны движения воды, причем эти кристаллики располагались перпендикулярно к поверхности сетки.

Заметим, что в отношении влияния вводимых в переохлажденную воду твердых тел, классические опыты Дюфура мало убедительны, так как он вводил внутрь своих капелек воды твердые тела, поверхность которых была покрыта пленкой, смачивающей эти тела, но не смачиваемой водой смесью хлороформа и миндального масла; таким образом действительное прикосновение их к воде могло происходить лишь при случайных разрывах этой пленки.

Вопрос о влиянии вводимых в переохлажденную воду твердых тел совпадает по существу с вопросом о влиянии стенок, исследованном значительно полнее, но остающемся столь же мало ясным, как мы увидим в дальнейшем при рассмотрении вопроса о том, существует ли у воды способность к «самопроизвольной» кристаллизации.

Предварительно устраним из рассмотрения остальные номера (13—22) нашей таблицы подвергнутых опыту «возбудителей» кристаллизации переохлажденной воды, во-первых, потому что они оказались на самом деле «невозбудителями» [1]), а во-вторых, потому что вряд ли когда-либо приходится встречаться с ними в природных условиях.

Обратим внимание на то, что авторы, которые стремились получить все более и более глубокие переохлаждения, в конце концов получали своего рода «самопроизвольную кристаллизацию» при наличии тех же факторов, которые были бессильны вызвать появление зародышей льда при более высокой температуре.

Поэтому необходимо рассмотреть, во-первых, как именно происходило нарушение переохлаждения воды, и во-вторых, от каких обстоятельств зависел тот низший предел температуры, при котором вода при данных условиях опыта оставалась достаточно долго, практически неопределенно долго, переохлажденной.

Нарушение переохлаждения воды, в тех немногих случаях, для которых авторы дают некоторые указания о том, как это нарушение возникало, начиналось либо от верхних частей внутренних стенок сосуда с переохлажденной водой, где эти стенки соприкасались с имевшими температуру ниже 0° парами воды, а отсюда шло по всей внутренней поверхности сосуда, либо происходило в отдельных точках нижних частей внутренних стенок сосуда, а от них шло отдельными узкими полосками и более широкими пластинками. Выбор этих точек (некоторые авторы указывают на их ус-

---

[1]) Приведем в этом отношении слова Дюфура, тем более замечательные, что они были сказаны в эпоху (отчасти продолжающуюся и теперь), когда все не поддававшееся объяснению приписывалось «электричеству». «Различные опыты, исполненные при помощи электричества, привели меня к мысли что *электричество само по себе, как особая причина* (курсив мой), не вызывает изменения состояния, и результаты, даваемые мощным разрядом, кажутся мне зависящими скорее от механического сотрясения» [135].

тойчивость при повторных замораживаниях) можно приписать местным условиям теплопроводности, вызывающим вблизи этих точек особо большие значения градиента температуры, или же тому «влиянию вещества стенок», которое на данной стадии изучения явлений переохлаждения, пока не будут уточнены обстоятельства, вызывающие нарушение неустойчивого состояния переохлажденной жидкости, является типичным asylum ignorantiae («приют незнания») для тех, кто хочет объяснить такие нарушения.

Как из тех работ, авторы которых при получении переохлажденной воды оперировали с весьма различными сосудами и массами воды, так и из специальных исследований условий нарушения переохлаждения воды, в которых сосуды и массы воды изменялись в более узких пределах, можно вывести лишь два несомненных заключения относительно этих условий.

А. Кристаллизация начинается в определенных точках (или даже в определенной точке) стенок сосуда с переохлаждаемой водой, причем при повторении опыта, в качестве общего правила, кристаллизация начинается опять в тех же точках.

В. Для одного и того же сосуда колебания температуры начала кристаллизации меньше колебаний той же температуры для различных сосудов.

Это показывает желательность дальнейших углубленных исследований влияния стенок (что представляет большие удобства для экспериментирования, ввиду возможности изменять и измерять температуру стенки, что значительно труднее сделать при введении в переохлажденную воду твердых тел) (См. Доб. III).

При этом нужно было бы изучить влияние смачиваемости и несмачиваемости стенок, их формы и шероховатости (например устраивать на стенках специальные шарообразные или заостренные выступы или углубления той или иной формы с гладкими или острыми краями), их теплопроводности и т. д., причем, конечно, возможность какого-либо заноса в переохлажденную воду зародышей кристаллизации извне должна быть исключена.

Очень интересны в этом отношении опыты Мейера и Пфаффа [187], которые, изучая переохлаждение воды, тщательнейшим образом очищенной (фильтрованием чрез шоттовские стеклянные ультрафильтры с отверстиями от 5 до 1 μ) от твердых частиц, получали переохлаждения, тем более глубокие, чем менее растворимо было стекло пробирок с переохлажденной водой и чем глаже была их поверхность.

Наибольшее переохлаждение (до —33°) получилось в пробирках из плавленого кварца.

Однако так как «способность к самопроизвольной кристаллизации» в таммановском смысле есть объемное свойство и зародыши кристаллизации должны при ее наличности появляться внутри жидкости, то приведем те немногие случаи, в которых, можно думать, такое появление имело место.

1. Тамманн в одной из работ [20] дает некоторые указания на «способность кристаллизации» (Kristallisationsvermögen) для переохлажденной воды, но эти указания относятся к переохлаждению в течение 2—5 минут на 3—7° воды при давлениях от 550 до 1363 *атм*. Появлялись ли зерна кристаллизации во всей массе воды и насколько равномерно, из текста работы не видно.



Рис. 40. Получение одиночной звездчатой пластинки льда из переохлажденной воды.

2. Наблюдавшиеся многократно случаи [137] появления отдельных зародышей кристаллизации во всей массе переохлажденной воды с последующим подъемом их наверх представляли собой, повидимому, случаи последовательного разлома на все более и более мелкие части оторвавшейся от конца вытянутой стеклянной трубки одиночной звездчатой пластинки (рис. 40) — части, которые при своем поворачивании и подъеме вверх должны были встречать значительные гидродинамические сопротивления, вызывавшие ее разлом.

3) Альтберг описал случай получения внутри переохлажденной воды, в которую вдувался *холодный* воздух и в которой

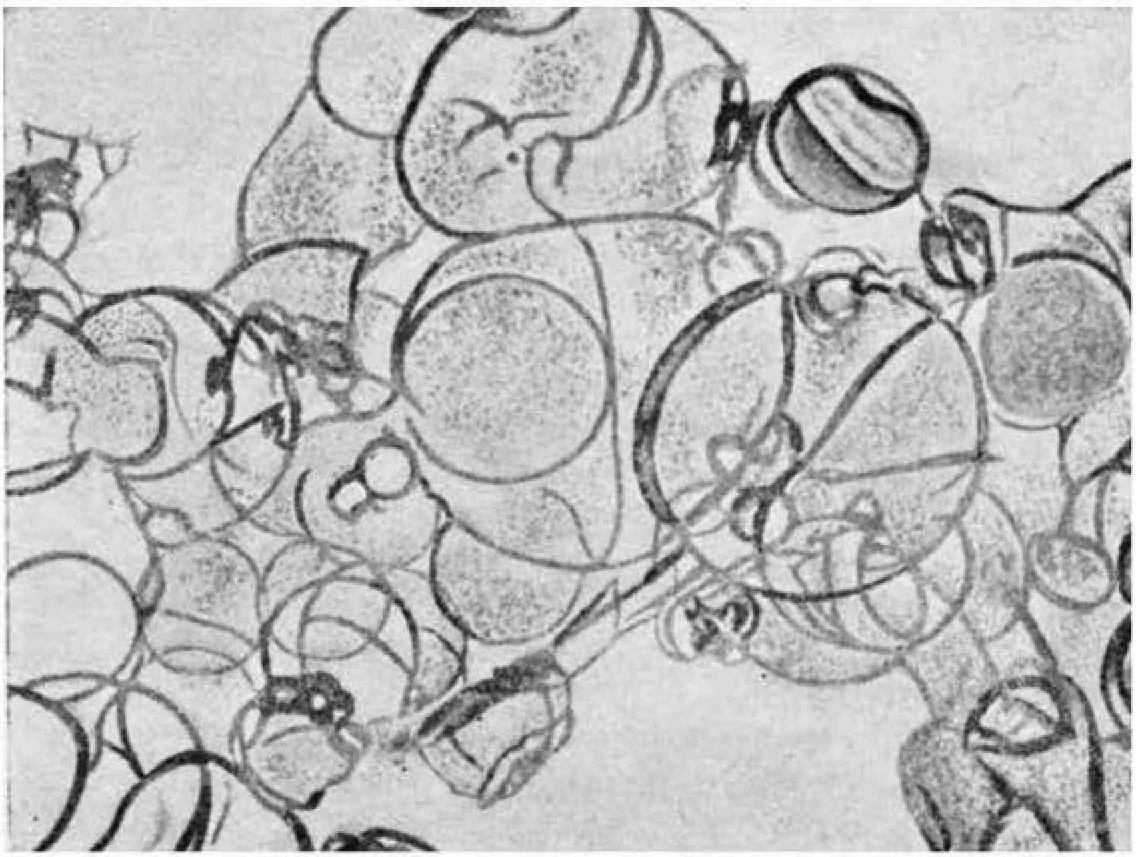


Рис. 41. Элементы кристаллизации воды по Альтбергу.

производилось энергичное перемешивание, многочисленных зародышей кристаллизации в виде, вообще говоря, круглых пластиночек (рис. 41). Этот случай вряд ли может быть отнесен к категории самопроизвольной кристаллизации, хотя автор и считает возможным рассматривать его таким образом.

Заметим, что круглая форма зародышей кристаллизации в этих опытах Альтберга, а также в опытах с охлаждением воды в закрытом сосуде, «выставленном на мороз на металлической плите» [148] (в которых зародыши кристаллизации появлялись в определенных местах дна и поднимались, увеличиваясь при этом в размерах, вверх), гораздо естественнее объясняется теми гидродинамическими сопротивлениями, какие обычная шестиугольная пластинка, особенно пока она мала и очень тонка, должна встречать именно у своих вершин. Подтверждением скрытой кристалличности и притом гекса-

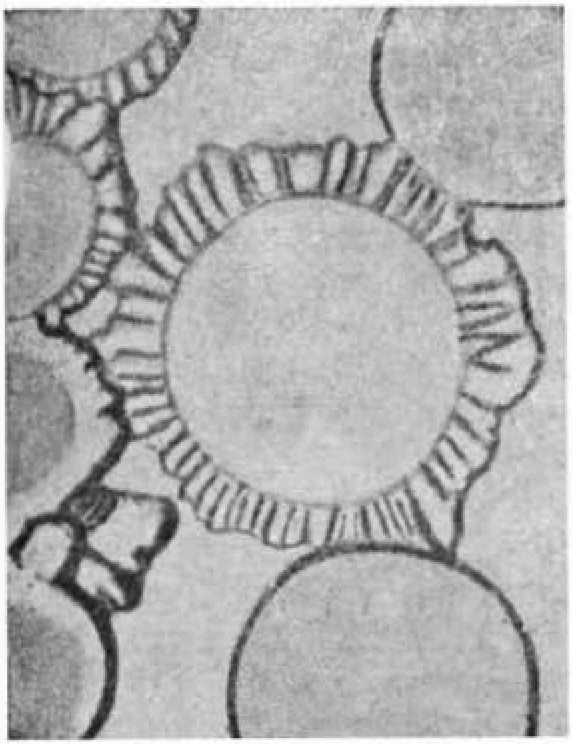


Рис. 42. Круглая ледяная пластинка с шестью зарождающимися разветвлениями по опытам Альтберга [149].

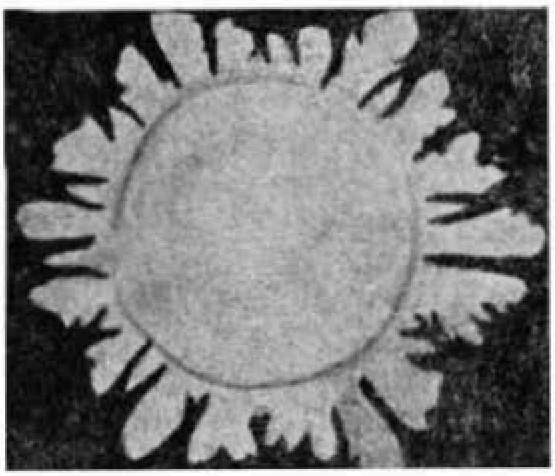


Рис. 43. Круглая ледяная пластинка с шестью зарождающимися разветвлениями на луже (снимок Бентлея).

гональной симметрии таких круглых пластинок можно считать появление на их периферии более ясно выраженных кристаллических разветвлений в шести равноотстоящих в угловой мере направлениях (рис. 42), что было бы невозможно, если бы гексагональная структура не была налицо у квазикруглой начальной пластинки. Рис. 43 представляет снимок с аналогичного образования на поверхности лужи, сделанный Бентлеем. Скрытая гексагональность таких круглых пластинок становилась в опытах Альтберга явной по мере их роста. В самом деле, он определенно говорит:

«При изучении явления роста зародышевого элемента выяснилось, что он не все время сохраняет вышеуказанную форму круглой пластинки. При некоторых незначительных изменениях в условиях опыта, связанных с меняющимися размерами элемента и

скоростью его всплывания, а также с возможным попаданием его в слои воды, с большим или меньшим переохлаждением, обычно круглая форма зародышевой пластинки постепенно переходила в другие формы: сначала в форму правильного шестиугольника, который затем превращался в форму шестиугольной звезды либо с зеркальными плоскостями, либо с рельефными напластованиями очень тонкой и правильной структуры.

«При таких опытах по выращиванию можно было наблюдать также и самопроизвольное зарождение новых центров и их превращение в формы, тождественные со снежинками».

Малочисленность и малая убедительность наблюдений, из которых можно было бы вывести заключения о появлении центров кристаллизации внутри переохлажденной воды в лабораторных условиях, не соответствуют той настойчивости, с какой главный защитник этой точки зрения для естественных условий — В. Я. Альтберг — ее отстаивает. Наиболее существенным его доводом является ссылка на наблюдения и опыты Зильбермана и Жемчугова [150], показавших, что количество донного льда, оседающего на нескольких рамках с металлическими сетками, поставленных «перпендикулярно течению на одинаковой глубине на близком расстоянии одна за другой (5; 10 и 15 *см*)» — «в пределах ошибок. . . одинаково». Это позволяет авторам «утверждать, что лед образуется на рамках и не наносится течением» и что «лед образуется при наличии соответствующих условий (низкая температура воздуха и открытая поверхность воды) по всей толще реки и при этом тем в большем количестве, чем больше мы удаляемся от дна» [150]. В сводке достигнутых ими результатов авторы говорят еще определеннее, что «лед образуется по всей толще реки, причем *количество его прямо пропорционально удалению от дна*». При опытах же над образованием льда в железном баке с водой, имевшей открытую поверхность, соприкасавшейся с воздухом низкой температуры и приводившейся искусственно в циркуляционное движение, авторы, сквозь стеклянные окна в железных стенках бака, могли «видеть образование льда внутри воды, которое можно было заметить по появлению блесток в воде. При этом мы всегда могли видеть, что лед образуется *по всей толще воды* (курсив всюду авторов)».

Так как образцово поставленные наблюдения и опыты Зильбермана и Жемчугова являются единственными по изучению распределения отложения «донного» льда на опущенных в воду предметах, то мы приведем еще рис. 44, изображающий распределение отложения на шести поставленных одна за другой сетках, и еще некоторые выписки из их интересной работы.

«Поставленная перпендикулярно сетка (в особенности, когда она забита льдом — *Б. В.*) играет роль почти сплошного экрана; вода, ударяясь о сетку, почти не проходит через нее, а обтекает ее, образуя за сеткой если не вихри (ввиду небольшой скорости

течения 50—60 *см/сек*), то во всяком случае искривления течения, направленные во-внутрь». «Обычная сетка была помещена в железную трубку. На стороне, против течения, образовалось небольшое количество льда, на противоположной стороне льда совершенно не было, а между трубой и стержнем (на котором держались труба и сетка — *Б. В.*) аппарата намерзло льда очень много. Опыт был тут же повторен с закрытой трубой; на пластинке, находившейся в воде 2 часа, ни с какой стороны льда не было, хотя лед между трубой и стержнем аппарата и образовывался. Этот опыт показывает, что течение около сетки оказывает существенное влияние на образование льда ([150], стр. 195)». «Течение играет существенную роль; увеличение течения при прочих равных условиях увеличивает льдообразование ([150], стр. 197)».

Так как надо думать, что и при опыте с сеткой, помещенной в трубе, вода в реке была переохлаждена (в первом из своих резюмирующих заключений авторы говорят «температура воды. . . при образовании льда мало отличается от $-0{,}014° \pm 0{,}003°$»), то вывод авторов, что лед образуется во всей толще реки и даже что лед образуется на рамке, приходится считать гипертрофией их наблюдений. В самом деле, если бы мы имели дело с самопроизвольным образованием льда в смысле появления определенного (конечно, среднего) числа зародышей кристаллизации в единицу времени в единице объема переохлажденной воды, а не с типичным наносным льдом, элементы которого занесены были в воду через открытую поверхность ее от наружного воздуха низкой температуры, то течение, роль которого так отчетливо выяснили авторы и особенно ярко подчеркивает рис. 44, не играло бы никакой роли.

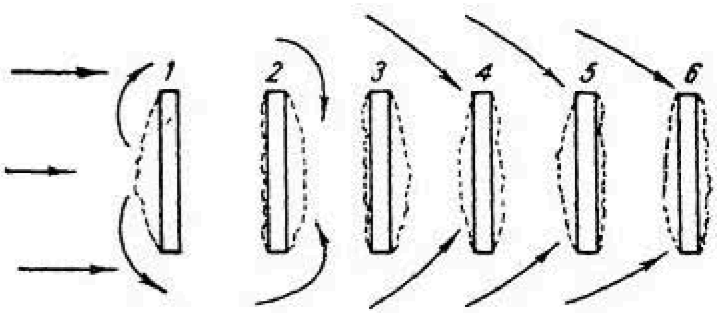


Рис. 44. Отложения «донного льда» на поставленных одна за другую сетках в опытах Зильбермана и Жемчугова.

Поэтому работу Зильбермана и Жемчугова никак нельзя рассматривать как доказательство наличия у воды — по крайней мере при таких ничтожных переохлаждениях — способности к самопроизвольной кристаллизации хотя бы на носящихся в ней «мириадами» пылинках.

Но в такой же мере было бы неправильно отрицать возможность существования этой способности у воды при значительных переохлаждениях, в особенности в связи с тем, что даже в тех случаях, когда переохлажденная вода не соприкасалась ни с каким твердым телом, как например, в опытах Дюфура и Боровик-Романовой [151], капельки переохлажденной воды рано или поздно закристаллизовывались, причем температура, при которой это происходило, была тем ниже, чем меньшие размеры имела капелька.

Так, Дюфур [135, 136] говорит: «Начиная с —8°, —10° водяные шарики постепенно замерзают, причем нелегко отличить причину, определяющую изменение состояния и быстрое образование ледяной сферы.

«Самые маленькие шарики упорствуют, вообще говоря, наиболее долго, и я несколько раз видел такие, которые были еще жидкими при —18° и —20°».

Приведу еще следующую таблицу из работы Боровик-Романовой по переохлаждению капель [151]; в правой части этой таблицы приведены данные из ее предыдущей работы по переохлаждению воды в капиллярах [152].

Таблица XXXIV

Температуры замерзания капель воды диаметром D_1 *мм* и воды в капиллярах диаметра D_2 *мм* по опытам Боровик-Романовой

D_1	θ_1	D_2	θ_2
1,57	— 6,4	2,01	— 9,6
0,24	—13,3	1,72	—10,1
0,15	—14,6	1,234	—10,9
0,06	—18,5	0,656	—11,35

Подобные же таблицы или данные для их составления дают авторы, занимавшиеся переохлаждением воды в узких трубках — например, Депрэ [131], Жернез [153], Кохс [144], Бахметьев [143] и Тамманн и Бюхнер [142] — или даже в открытом сосуде [так, например, Бахметьев указывает, что «переохлаждение θ имеет тенденцию делаться больше с изменением веса P воды, простой же зависимости между P, v (скорость охлаждения) и θ из этих опытов не видно»].

К сожалению, ни один из авторов не учитывал влияния времени, между тем как только таким путем можно было бы показать существование у воды способности к кристаллизации, а именно — если бы была обнаружена обратная пропорциональность объема жидкости времени появления первого кристаллика. Ввиду того, что скорость кристаллизации воды даже при небольших переохлаждениях весьма значительна, приходится говорить только о времени появления первого кристаллика, так как результатом такого появления является замерзание всей переохлажденной воды, если масса ее невелика, — и подсчет числа зародышей кристаллизации, появляющихся в единице объема *в единицу времени*, из-за этого невозможен.

Поэтому единственное заключение, к какому можно притти из несомненно установленного факта тем большего понижения температуры замерзания некоторой массы воды (в течение отрезка времени порядка, повидимому, десятка минут), чем меньше эта масса, это то, что, если вода обладает способностью к кристаллизации (в таммановском смысле), то последняя, будучи ничтожно малой при переохлаждениях до —5°, затем быстро возрастает при дальнейшем понижении температуры. В связи с этим необходимо было бы поставить опыты над поведением различных масс переохлажденной воды, выдерживаемых продолжительное время

при постоянной низкой температуре при условиях, исключающих возможность занесения зародышей кристаллизации извне.

Укажем в заключение, что предельные переохлаждения, какие достигались различными экспериментаторами, — порядка —33°, если исключить указание из вторых рук [145], что Пиктэ и Дюфуру «удавалось переохладить воду до —40°, применяя другие приемы» [1]).

Тамманн и Бюхнер [142] в 1935 г. определенно указывали, что наибольшее переохлаждение, о каком им известно из литературы, составляло —21°,6 и было достигнуто Лилиенталем [155], из работы которого извлечем интересные подробности, касающиеся получения значительных переохлаждений.

«Влияние очистки воды многократной перегонкой оказалось незначительным, за то освобождение воды от газов облегчало достижение высших переохлаждений. Основываясь на этом, мы кристаллизовали одну и ту же воду по несколько раз в данной трубке, так как при кристаллизации всегда выделяются газы, которые не удается полностью удалить нагреванием. Здесь получалось действие, противоположное замерзанию. Трубки, в которых произошла кристаллизация, по расплавлении получившегося в них льда и выдержке их в течение нескольких минут в ванне с комнатной температурой оказывались «испорченными», обнаруживая значительно большую склонность вызывать в заключенной в них воде самопроизвольную кристаллизацию. Указанное явление нельзя было приписать изменению внутренней поверхности трубок, так как после пропускания через такие использованные трубки струи пара и заполнения их свеже перегнанной водой мы наблюдали совершенно нормальную склонность воды к «самопроизвольной» кристаллизации».

Автор считает наиболее вероятным объяснением этих явлений наличие в «свежей» [2]) (т. е. свеже расплавленной) воде «обломков пространственной решетки», постепенно исчезающих при повышении температуры и увеличении времени нагревания. В его случае требовалось бы, вероятно, долго и при более высокой температуре нагревать воду, чтобы довести до конца такое необратимое превращение. Такая «остаренная» вода не должна была бы обнаруживать повышенной склонности к «самопроизвольной» кристаллизации.

Лилиенталь произвел ряд опытов над переохлаждением воды ниже —20°, но «отказался от дальнейших попыток, особенно ввиду невозможности устранения таких решающих при низких температурах факторов кристаллизации, какими являются механические сотрясения» [3]).

---

[1]) Ольтрамаре говорит, вероятно, о взвешивании капель воды в смесях одинаковой с нею плотности.

[2]) Ср. факты, приведенные в моей заметке о «талой воде» [156].

[3]) Между тем Мейеру и Пфаффу [187], обратившим особое внимание на удаление твердых примесей к воде и применившим для этого, кроме многократной

Приведем еще любопытные наблюдения Барнеса ([157], стр. 687—688), которые стоят в согласии с приведенными выше опытами Лилиенталя.

«Вода может быть лишена способности к ледообразованию повторным замораживанием, и эта способность может быть восстановлена, если дать воде постоять 24 часа или около этого, или же заполнить сосуд водой, еще не замораживавшейся.

«Способность к ледообразованию может быть восстановлена нагреванием воды до комнатной температуры и последующим охлаждением, что показывает, что равновесие устанавливается с большей быстротой при более высоких температурах».

Более значительные переохлаждения происходят у капелек тумана. Так, Кёлер [158], не получавший при наблюдениях в Хальдде над осаждением тумана жидких капелек при температурах ниже —15°, в Портетьяко наблюдал их отложение при —28° и указывает, что А. Вегенер в его Гренландском путешествии 1912—1913 г. доказал оптически существование жидких капелек даже при —34°,5.

§ 14. Скорость кристаллизации переохлажденной воды

Если стоять на точке зрения, что кристаллизация связана с теплопроводностью, то скорость кристаллизации переохлажденной воды не есть самостоятельная физическая постоянная, а является функцией теплоты плавления льда, коэфициентов теплопроводности воды и, конечно, температуры переохлажденной воды.

Для случая плоских изотерм — роста кристалла льда только в направлении, перпендикулярном к его поверхности, при погружении в переохлажденную воду, — скорость кристаллизации, соответствующая данной температуре переохлажденной воды (теоретически на бесконечно большом расстоянии от поверхности кристалла), и при установившемся процессе зависит также от температуры кристалла льда в момент соприкосновения его с переохлажденной водой и от равной ей температуры среды, с которой будет продолжать соприкасаться кристалл льда своей противоположной параллельной поверхностью, и в таком случае будет зависеть еще от коэфициента теплопроводности льда [1]) и от величины отрезка времени, протекшего после момента соприкосновения. Если для упрощения принять температуру кристалла льда в момент соприкосновения равной температуре плавления, то величина «скорости кристаллизации» от коэфициента теплопроводности льда зависеть не будет, но будет все же функцией времени, прошедшего от начала процесса, функцией, убывающей (в первый момент теоретически бесконечно большой) и асимптотически прибли-

---

перегонки, пропускание чрез ультрафильтры, удалось, как мы уже указали выше (стр. 147), переохладить воду еще градусов на 12° против рекордного переохлаждения Лилиенталя.

[1]) Ср. § 15 главы I.

жающейся к предельному минимальному значению, которое можно рассматривать как, хотя и не самостоятельную, но все же физическую постоянную переохлажденной воды или образующегося из нее льда.

При росте же шестиугольной ледяной пластинки или одиночного ее трехвершинного луча (см. рис. 14), а также разветвлений таких лучей (см. рис. 15) скорость кристаллизации будет различной в направлении этих лучей и в направлении, перпендикулярном к плоскости зародышевой пластинки, и будет опять-таки зависеть от времени, протекшего после момента соприкосновения. Об установившемся процессе, при котором «скорость кристаллизации» была бы постоянной, можно в таких случаях говорить лишь по отношению к росту трехвершинного луча в безграничной массе переохлажденной воды.



Рис. 45. Звездообразный шестилучевой одиночный кристалл льда, полученный из переохлажденной воды (Вейнберг).

Но так как соответствующие задачи теплопроводности еще не решены даже в первом приближении, то весьма желательны опытные определения хотя бы скорости кристаллизации при плоских изотермах и при росте внесенного в переохлажденную жидкость одиночного ледяного кристалла.

К сожалению, ни в том, ни в другом направлении до последнего времени не было произведено специальных экспериментальных исследований, а имеются лишь отдельные наблюдения (даже не измерения) мои ([159], стр. 60) и мои и М. В. Иванова [137].

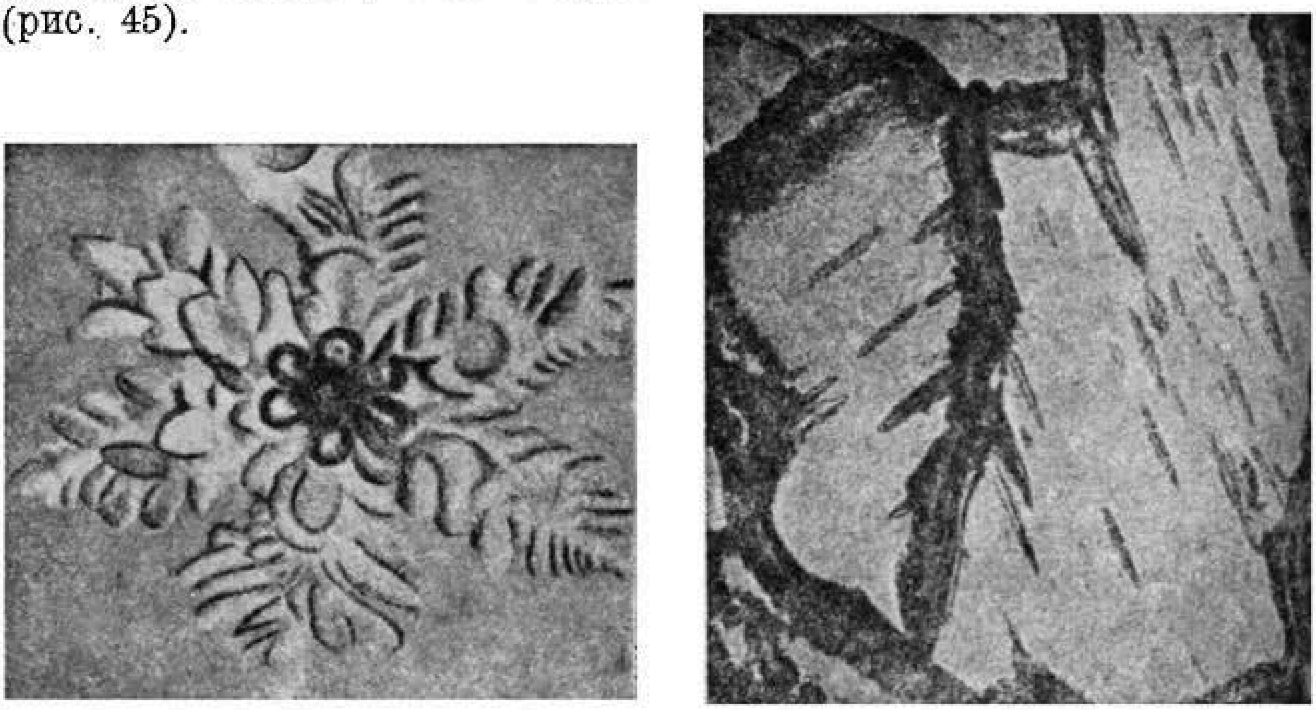
Так, при первом опыте получения в переохлажденной воде одиночного кристалла льда (путем введения в нее оттянутой стеклянной трубки, в широкий конец которой бросался кусок льда) кристаллизация очень быстро распространилась по трубке до оттянутого конца и на последнем выросла — настолько быстро, что было трудно уследить глазом — как бы шестигранная пластинка лучистозвездчатого строения, достигшая в несколько секунд стенок колбы (т. е. десятка сантиметров в диаметре) и перегородившая ее пополам.

За последнее время Пеховичем и Проскуряковым [188] сделаны определения (при применении кинематографа, снимавшего кристаллы во время их роста вместе с секундомером, помещенным около сосуда) скорости роста ледяной затравки, брошенной на поверхность переохлажденной дистиллированной воды, а также воды с примесями глицерина и спирта. Эти наблюдения показали между прочим различие во внешнем виде кристаллов при таких

примесях: добавление глицерина давало игольчатые кристаллы вместо звездоподобных пластинок, а спирта—промежуточные формы, напоминающие колосья. Вот полученные ими скорости (в *мм/сек*).

ϑ	Вода	+0,1% глицерина	+0,05% глицерина	+0,05% спирта	+0,02% спирта
—1	3,1	11	—	—	2,5
—2	11	16	13	11	7,6
—3	24	35	26	17	32
—4	32	—	—	—	—

Если же взять воду, переохлажденную лишь слегка — на полградуса, один градус ниже нуля, — то образующаяся пластинка растет медленно, достигает небольших размеров, и отчетливо видно, что это — не сплошная шестигранная пластинка, а характерная шестилучевая звезда (рис. 45).



а *б*

Рис. 46. «Цветок Тиндалля»: *а* — микро-фотография; *б* — снимок в профиль (по Шентьесу). Такие «цветки» получаются при отогревах пластинки льда лучами и вырываются местным ее плавлением, сопровождаемым уменьшением объема.

Что большая скорость роста монокристаллов льда, подобных изображенным на рис. 40 и 45, зависит именно от их пластинчатой и звездчатой формы, а не от свойств льда, как такового, или от особенно большой быстроты роста кристаллов воды, показывают мои наблюдения над скоростью роста кусков льда размером в 5—10 *см*. Когда я опускал их сверху в переохлажденную воду (лучше было бы наливать на них такую воду сверху), то они росли так медленно, что мне не удалось даже измерить их скорости, но если только в каком-нибудь месте — чаще всего на краях —

вырастал перпендикулярно к поверхности куска льда отдельный кристаллик, то он рос с вполне заметной (при значительных переохлаждениях — большой) скоростью [159].

Малость скорости роста при плоских изотермах показывают также очень интересные опыты Адамса и Дэвиса [160], хотя эти опыты и относились к росту льда из воды, имевшей 0°, при поддерживании верхней поверхности слоя льда при температуре ниже 0°.

Эти авторы сначала тщательно выбирали в пластинке льда те части, которые являлись монокристаллическими, причем для этого пользовались оригинальным приемом: получали сначала фокусированием внутри пластинки пучка лучей света «цветок Тин-

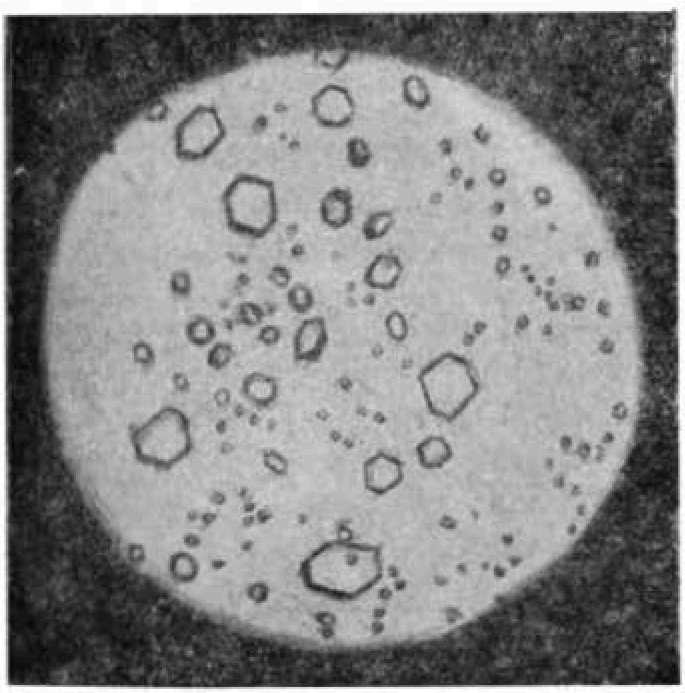


Рис. 47. «Отрицательные кристаллы», полученные вторичным замораживанием «ледяного цветка», подобного рис. 46 (увеличение в 8 раз). Адамс и Дэвис обращают внимание на точный параллелизм соответствующих границ.

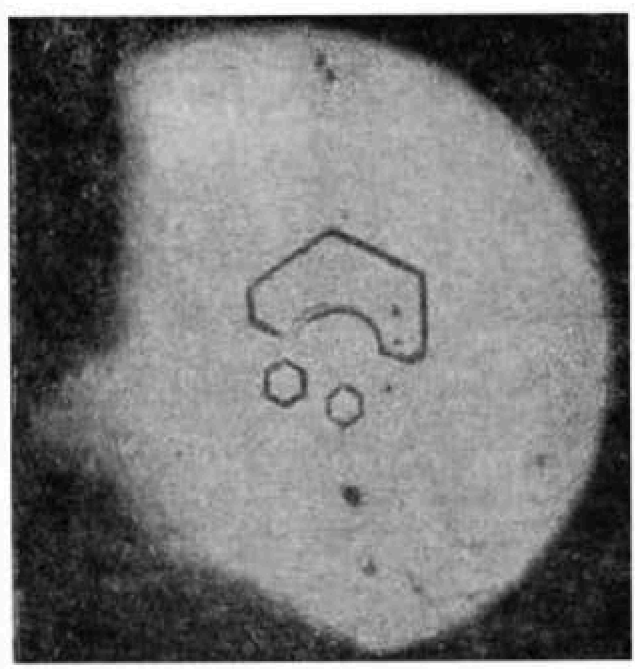


Рис. 48. Группа «отрицательных кристаллов», полученных вторичным замораживанием одного большого «ледяного цветка» (увеличение в 15 раз).

далля» (см., например рис. 46 и 47), а затем для получения резких граней у выяснившихся монокристаллов снова замораживали пластинку (рис. 48 и 49).

Выбрав хороший монокристалл, Адамс и Дэвис приготовляли из него шлиф, перпендикулярный к оси, приклеивая его к наружной стороне металлического сосуда с холодящей смесью, и опускали все в воду при 0°. «Кристаллизация шла от этого зародыша внутрь воды по эллипсоидальному фронту со скоростью *нескольких миллиметров в час* (курсив наш). Паразитические кристаллы имели тенденцию появляться там, где свободная поверхность воды встречалась с зародышем, и их приходилось от времени до времени удалять». «Таким путем можно было легко получать монокристаллы размеров порядка дециметра и достижимая величина ограничивалась, повидимому, размерами применявшихся сосудов».

Если даже для роста кристалла (в частности кристалла льда) из переохлажденной жидкости лишь с большой натяжкой можно — для случая плоских изотерм — указать какую-нибудь физическую постоянную, которой можно было бы характеризовать «скорость кристаллизации», то еще труднее сделать это по отношению к росту пластинки или слоя льда, соприкасающегося снизу с водой, а сверху с холодным воздухом — к увеличению толщины ледяного покрова. Этот вопрос, как мы видели, представляет собой в сущности решение задачи теплопроводности, так как явление в этом случае зависит исключительно от режима температуры воздуха и коэфициента теплопроводности льда.



Рис. 49. Результат образования и замораживания «ледяных цветов» на различных уровнях одного и того же образца льда. Что этот образец был одиночным кристаллом, свидетельствует параллелизм границ всех «отрицательных кристаллов».

Если отсутствуют какие-либо измерения скорости роста кристалла льда, соприкасающегося с переохлажденной водой при таких условиях, при которых эта скорость определялась бы исключительно свойствами переохлажденной воды и льда, то можно указать несколько работ по определению *линейной* скорости кристаллизации, т. е. скорости перемещения границы лед—вода внутри переохлажденной жидкости, находящейся в U-образной стеклянной трубке, которая окружена со всех сторон холодящей средой (рис. 50), после «заражения» переохлажденной воды кристалликами льда. Такая величина не может быть рассматриваема как физическая постоянная переохлажденной воды, так как выделяющаяся на границе раздела лед — вода теплота замерзания воды распространяется не только вниз (пока кристаллизация идет по колену, куда внесен первоначальный зародыш кристаллизации, а после этого — вверх) по переохлажденной воде, а также вниз по стеклу и по холодящей среде, но и вверх по образовавшемуся льду, по стеклу и также по холодящей среде.

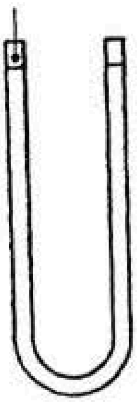


Рис. 50. Схема опытов по определению линейной скорости кристаллизации.

Теория кристаллизации переохлажденной жидкости в цилиндрической трубке была развита подробно Бюрхером [161], подтвердившим ее прекрасно поставленными опытами [162], а также в более элементарной форме — Фёрстером [163].

Линейная скорость кристаллизации должна быть промежуточной между максимальной скоростью роста отдельных «игл» и минимальной скоростью, соответствующей плоским изотермам.

Из работ по определению линейной скорости кристаллизации воды Тумлирца [164], Уолтона и Джедда [165], Хартмана [166], Лилиенталя [155], Таммана и Дрейера [167] и Таммана и Бюхнера [154] — остановимся на опытах Хартмана, в которых особенно любопытно следующее обстоятельство: наблюдая «произвольную кристаллизацию» льда из растворов различной концентрации различных растворенных в воде веществ, Хартман не только обнаружил различные типы зародышей кристаллизации—как непрозрачные сферолиты, сферолиты из отдельных непрозрачных пластинок, шестилучевые звездочки,—но и зародыши *прямоугольной* формы. Заражая переохлажденную воду то обычными льдинками гексагональной структуры, то кристалликами прямоугольной формы, Хартман убедился, что температуры замерзания различаются в этом случае не более чем на 0,001° и что практически одинаковы и линейные скорости кристаллизации, как видно из следующей таблицы.

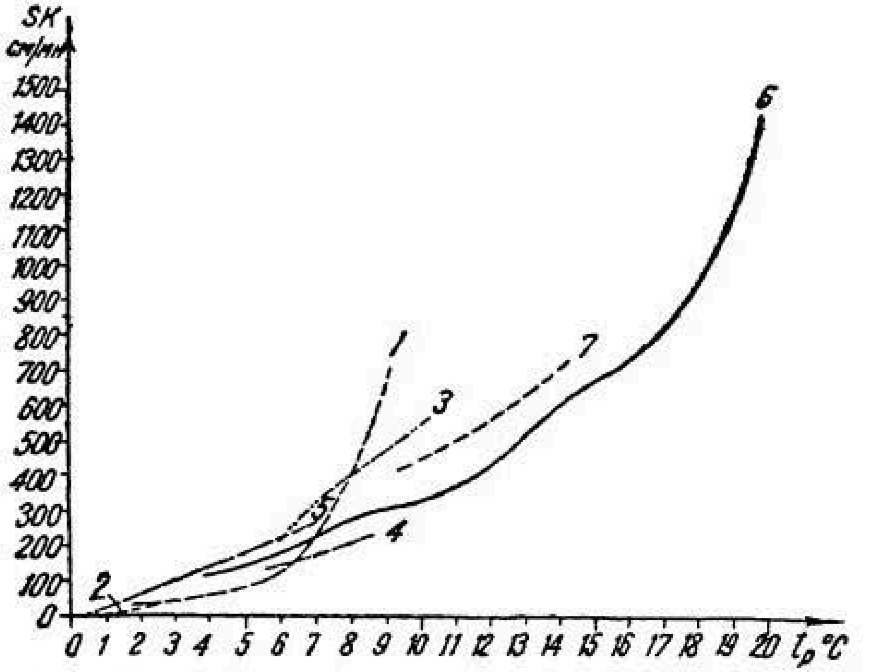


Рис. 51. Сводка определений линейной скорости кристаллизации. *1* — Тумлирц, *2*, *3*, *4* — Уолтон и Джедд, *5* — Хартман, *6*, *7* — Лилиенталь.

Таблица XXXV

Линейные скорости кристаллизации по опытам Хартмана

Тип зародышей	Линейные скорости кристаллизации в *мм/мин* воды, переохлажденной до										
	—0°,5	—0°,8	—0°9,	—1°,0	—1°,5	—1°,9	—2°,0	—2°,2	—3°,5	—5°,5	—7°,0
Прямоугольной формы	140	200		240 ∓20	360	480	580 ∓8		1200 ∓35	1750 ∓84	2770 ∓135
Обыкновенный лед			230 0			520 ∓10	580 ∓10	680 ∓10	1220 ∓46	1750 ∓23	2800 ∓100

Результаты определений перечисленных выше авторов изображены на рис. 51, заимствованном из работы Лилиенталя. Дан-

ные работ Тамманна и Дрейера [167] и Тамманна и Бюхнера [154] хорошо ложатся на кривые этого рисунка. Кривая *1* относится к результатам Тумлирца, *2* — к результатам Уолтона и Джедда для трубок с внутренним и внешним диаметрами соответственно в 7 и 12 *мм*, 11 и 14 *мм* и 3,5 и 7 *мм*, *5* — к результатам Хартманна, *6* и *7* — к результатам Лилиенталя для тонкостенных трубок, с толщиной стенок 0,6—0,7 *мм*, для трубок с внутренним диаметром в 1,3—1,6 *мм* и менее тонкостенных (толщина стенок 0,5 *мм*), но более узких ($D = 0{,}6$ *мм*).

Различия результатов для различных трубок отчетливо показывают, что SK (Szybkosc Krystalizacij — скорость кристаллизации) при такой постановке опытов при той или другой температуре не является функцией только свойств воды и льда.

§ 15. Теплопроводность льда и переохлажденной воды

Табл. XXXVI представляет сводку определений коэфициента теплопроводности $k_л$ льда, произведенных в лабораторных условиях разными авторами:

Таблица XXXVI

Коэфициент теплопроводности льда $k_л$ при температурах, близких к температуре таяния, в *кал/см·сек·град*

Наблюдатель	Направление не указано	Перпендикул. поверхности замерзания	Параллельно поверхности замерзания
Де-ла-Рив [168]	0,0023	—	—
Нейман [169]	0,00573	—	—
Форбс [170]	—	0,00224	0,00214
Митчелль [171]	0,005	—	—
Странео [172]	—	0,0050	0,00514
» [173]	—	0,00517	—
Лиис [174]	0,00508	—	—
Мальмгрен [70]	—	0,0051 [1)]	—
Арцыбышев и Парфианович [175]	—	0,0057	—
» » » [176]	—	0,0055	—
Якоб и Эрк [177]	0,00533	—	—
Власов и Успенский [178]	0,0056	—	—

Значение из опытов Лииса получено, как результат экстраполяции из следующих данных автора:

[1)] Морской лед.

Таблица XXXVII

Коэфициент теплопроводности льда при различных температурах по опытам Лииса

θ	−182	−176	−174	−172	−168	−167	−159	−126	−103
$K_л \cdot 10^5$	755	703	671	653	645	644	629	592	586
θ	−95	−86	−78	−66	−57	−48	−40	−26	−16
$K_л \cdot 10^5$	576	570	565	561	552	545	531	514	521

Коэфициент теплопроводности льда, как видно из этих данных и из рис. 52, взятого из работы Якоба и Эрка, с понижением температуры возрастает, в первом приближении линейно. На этом рисунке цифры в кружках показывают порядковые номера опытов авторов. Обратим внимание, что между 57 и 58 опытами изучавшаяся пластинка льда была расплавлена и полученная вода снова заморожена на месте, в результате чего теплопроводность льда стала больше.

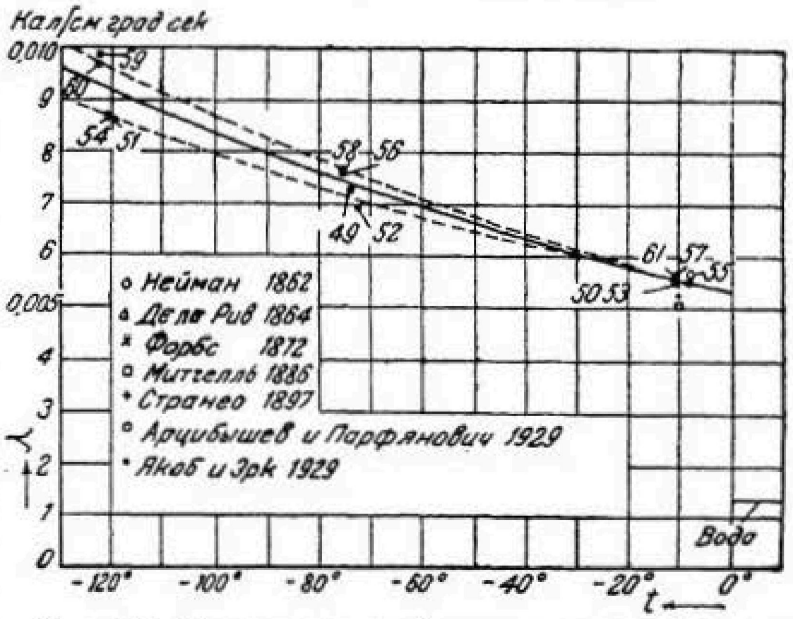


Рис. 52. Зависимость коэфициента теплопроводности льда от температуры по опытам Якоба и Эрка и других исследователей.

Из данных табл. XXXVI, в заголовках столбцов которой умышленно обозначено «перпендикулярно (или параллельно) поверхности замерзания», вместо «перпендикулярно (параллельно) оптической оси», можно было бы вывести заключение, что коэфициент теплопроводности льда не зависит от направления — по крайней мере у тех кусков льда, с которыми работали исследователи и которые представляли собой по существу сростки отдельных монокристаллов чистого льда с параллельными осями, разделенных прослойками — весьма вероятно только частично замерзшими — маточного раствора. Но как с теоретической, так и с практической стороны представляется весьма существенным правильный ответ на вопрос, будет ли в монокристалле льда теплопроводность одинакова или различна в направлении главной (оптической) оси и в направлениях побочных осей, и если она будет различна, то в каком направлении будет она больше, так как направлением наибольшей теплопроводности должно определяться направление потока тепла через лед и в частности направление наибольшей

скорости роста кристаллов при условии одинаковости градиента температуры.

Замечу кстати, что нарушение последнего условия на всяком ребре и тем более у всякой вершины растущего кристалла должно с моей точки зрения влиять гораздо сильнее на условия роста кристалла, чем различие в числовых значениях коэфициента теплопроводности. Так, например, Барнес [179], основываясь на своих наблюдениях, которые позволили ему обнаружить, что в «довольно большом Бунзеновском калориметре», кроме общей оболочки, на внутренних стенках получались отдельные иглы и пластинки по направлению потока тепла, говорит: «Это, я думаю, убедительно показывает, что направление наилучшей теплопроводности в кристалле льда совпадает с главной осью» [1]). Однако как раз в этом случае рост кристаллов шел, повидимому, в направлениях *побочных* осей, как это обыкновенно имеет место в подобных случаях.

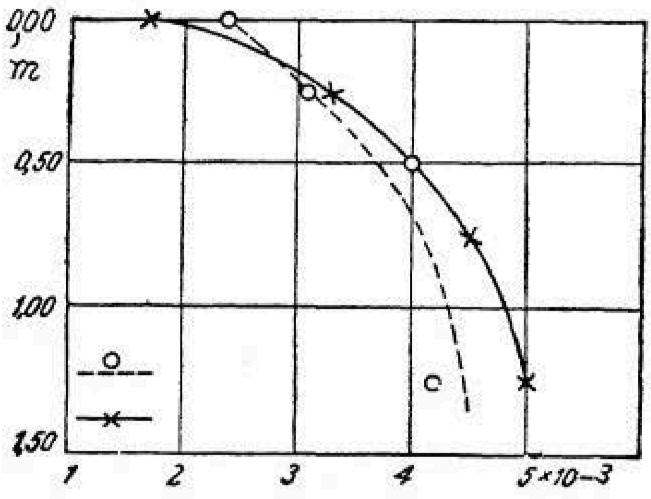


Рис. 53. Коэфициент теплопроводности на различных слоях соленого льда по Мальмгрену.

То же подтверждается ростом льда в водоемах при потоке тепла, направленном снизу вверх и, следовательно, вдоль главной оси, так как рост этот идет путем увеличения размеров отдельных горизонтальных слоев монокристаллов в горизонтальных направлениях, т. е. вдоль побочных осей, и только после примыкания этих отдельных монокристаллических пластинок друг к другу (с жидкой прослойкой некоторой толщины) — путем роста в направлении главной оси, причем этот рост начинается, повидимому, от центральных частей монокристаллических пластинок.

Самые прослойки — особенно в случаях, когда замерзает вода, содержащая много воздуха, и тем более соленая вода, — ограничивают отдельные кристаллические элементы, имеющие продольные размеры, которые более значительны, чем поперечные; но отсюда отнюдь не следует, что коэфициент теплопроводности в этом направлении оптической оси больше, чем в направлениях, перпендикулярных к ней.

Значительно сильнее должна быть зависимость теплопроводности льда от присутствия пузырьков воздуха, которым Мальмгрен объясняет быстрое уменьшение значений $k_л$, полученных

[1]) Того же мнения придерживался и Троутон [180], считавший, что «малейшего различия было бы достаточно для того, чтобы обусловить такое направление кристаллов, при котором наилучше проводящая ось кристалла была бы параллельна потоку тепла».

им не из непосредственного опыта (значение 0,0051 в табл. XXXVI), а по наблюдениям распределения и хода температуры на различных глубинах, изображенных на рис. 53.

Однако опыты Шулейкина, Русанова и Рябчикова [181] по определению $k_л$ для льда, полученного искусственным путем (из нарзана) с большим количеством газовых пузырьков, показали, что одним этим обстоятельством нельзя объяснить весьма малых значений $k_л$ для верхних слоев морского льда, вычисленных Мальмгреном.

Если откинуть определения де-ла-Рива и Форбса, то из совокупности имеющихся опытных данных можно принять для льда при температуре θ

$$k_\theta = 0{,}0053\,(1 + 0{,}0015\,\theta), \tag{65}$$

тогда как для воды можно принять по Якобу [182]

$$k_\theta = 0{,}00132\,(1 + 0{,}0029\,\theta). \tag{66}$$

§ 16. Скользкость льда

До сравнительно недавнего времени этот параграф стоял бы в главе I после параграфа, посвященного вопросу о режеляции, но теперь ясно, что режеляция, как таковая, играет в скользкости льда, иначе говоря, в очень малом коэфициенте его внешнего трения, второстепенную роль.

Прежде считалось, что в местах, в которых нога нажимает на лед или снег, они под влиянием давления, вызываемого весом тела, плавятся, и между ногой и почвой получается слой жидкой смазки, которая значительно уменьшает силу трения и делает снег и лед скользкими, как скользка панель, покрытая слоем жидкой грязи. Когда нога сходит с места, смазка эта снова замерзает, образуя на снегу ледяной след.

Что здесь дело не в степени гладкости, видно из того, что самый шероховатый и бугристый лед является едва ли не более скользким, чем зеркально гладкий, потому что у последнего площадь соприкосновения с ногой больше, а следовательно давление ноги на лед меньше.

Общим мнением ранее было, что лед — *единственное скользкое тело в природе* [189]. Между тем, когда был измерен коэфициент трения полозьев о лед [183], то К. Б. Вейнберг показал [78], что понижение температуры плавления льда при увеличении давления не имеет никакого значения и что не давление полозьев на лед, а работа, необходимая для преодоления сил трения полозьев о лед, вызывает плавление льда; работа эта превращается в теплоту, а эта теплота сначала нагревает лед до 0°, а затем плавит некоторое его количество. Получающаяся жидкая смазка успевает во время движения санок частично выдавиться из-под полозьев, а силы внутреннего

трения в оставшемся слое воды и представляют то сопротивление, какое нужно преодолевать для перемещения саней по льду.

К. Б. Вейнберг рассматривает скользкость льда как частный случай «трения с самосмазкой» и дает уравнения, выражающие движение «полоза» по «плоскости», плавящейся от теплоты, получающейся за счет работы сил на преодоление сил трения.

«Введем следующие обозначения: l — длина полоза, M — ширина его, m — общая ширина прослоек жидкости, образовавшейся под полозом в некотором сечении, перпендикулярном движению полоза, R — толщина слоя жидкости, η — коэфициент внутреннего трения ее, P — давление полоза, E — механический эквивалент тепла, L — теплота плавления 1 $см^3$ материала плоскости, v — скорость движения полоза, α — коэфициент сухого трения материала плоскости о полоз.

«Разобъем тело на бесконечно большое число бесконечно узких слоев, перпендикулярных направлению движения полоза. Для элементарной силы dF в каждом слое dl будем иметь

$$dF = \alpha P (M - m)\, dl + \frac{\eta v m}{R}\, dl. \tag{67}$$

«Соответственно значениям $m = 0$, $m < M$ и $m = M$ будем иметь три резко отличные друг от друга части: 1-я часть, где имеется лишь сухое трение — температура ниже температуры плавления материала плоскости; 2-я часть, где жидкостью смазан не весь полоз, и 3-я, где имеется трение лишь о смазанное тело.

«Обозначим длину каждой части и силу, действующую на нее, соответственно через l_1, l_2, l_3 и F_1, F_2, F_3.

«Чтобы получить точное значение силы на первой части, нужно знать распределение температуры в полозе и плоскости при сухом трении, что может явиться предметом специального исследования.

«В нашем случае ограничимся предположением, что для того, чтобы получить на границе полоза и плоскости температуру плавления плоскости, необходимо количество тепла q_1, пропорциональное разности температур плавления плоскости ($\theta_{пл}$) и температуры опыта ($\theta_{оп}$):

$$q_1 = C (\theta_{пл} - \theta_{оп}), \tag{68}$$

где C — некоторая постоянная.

«Для количества тепла во всей первой части, так как в этой части имеется лишь сухое трение, имеем

$$q_1 = \frac{\alpha P M l}{E}. \tag{69}$$

«Из этих двух уравнений получаем

$$l_1 = \sqrt{\frac{CE(\theta_{пл} - \theta_{оп})}{\alpha P M}}, \tag{70}$$

$$F_1 = \alpha P M l_1 = \sqrt{CE(\theta_{пл} - \theta_{оп})\, \alpha P M}. \tag{71}$$

«Во второй части формула (67) остается без перемен, — и сила трения в каждом элементарном слое dl будет функцией от m и от R».

Для установления вида этой функции автор, исходя из того обстоятельства, что работа сил трения будет больше при $m = 0$ (т. е. при отсутствии прослоек жидкости) и при $m = l$, но $R = 0$, чем при некотором промежуточном m, делает предположение, что при движении полоза устанавливается такое распределение жидких прослоек под этой второй частью полоза, что элементарная работа сил трения будет минимумом. Из этого допущения и выражения

$$dQ = mR\,dl \qquad (72)$$

для количества тепла, идущего на плавление, автор выводит значение

$$F_2 = \frac{2\eta\, vMET}{aP\left(1 - \frac{k}{v}\,\theta_{\text{пл}} - \theta_{\text{оп}}\right)}, \qquad (73)$$

где k — некоторая постоянная.

Из уравнения (72) и формулы для силы, необходимой для преодоления внутреннего трения при движении жидкости между двумя параллельными плоскостями, К. Б. Вейнберг выводит для силы F_3, действующей на третьей части полоза, выражение

$$F_3 = \frac{M^2\eta v}{4A^3B}\left[\lg\frac{1+\frac{B}{A}R}{1-\frac{B}{A}R} + 2\ \text{arctg}\ \frac{B}{A}\right]_{R=R_2}^{R=R_3}, \qquad (74)$$

где R_2 и R_3 — толщины слоя жидкости в начале и в конце этой части, и

$$A = \sqrt[4]{\frac{\eta v M}{EL\left(1 - \frac{kE}{v}\right)}}, \quad B = \sqrt[4]{\frac{P}{2\eta M}}. \qquad (75)$$

Полная сила равна

$$F = F_1 + F_2 + F_3. \qquad (76)$$

Результаты 69 опытов с тремя различными санями при различных нагрузках и температурах от —37° до —5° показали достаточное, в качестве первого приближения, соответствие с теорией.

Аналогичный материал дают опыты Арнольда-Алябьева [184] над внешним трением при движении кусков льда по различным поверхностям, тогда как еще более многочисленные его определения «трения покоя» дают меру сцепления льда с этими поверхностями, получающегося в результате их смерзания, и представляют скорее определение предела пластичности на срез близких к ним слоев льда. Данные о промерзании ко льду см. также [190, 191].

Упомянем еще об опытах Мёрфи [186] по определению угла трения нагруженных саней при движении по льду при практически постоянной температуре (—5,2°), но при различной нагрузке.

Такого рода опыты имеют большое практическое значение, но их результаты трудно рассматривать, как характеристику свойств льда, как такового [1]).

Литература к главе II

1. «Справочник физических, химических и технологических величин», Приложение к «Советской технической энциклопедии» 1927—1933.
2. См. гл. I [3].
3. См. гл. I [28].
4. J. Juhlin, *Bihang Svens. Vetensk.-Akad. Handl.*, **17**, № 1, pp. 72 (1891).
5. C. F. Marvin, *Monthly Weather Review*, **37**, 3—9 (1909).
6. E. W. Washburn, *Monthly Weather Review*, **52**, 488—491 (1924).
7. H. C. Dickinson a. N. S. Osborne, *Bull. Bur. Stand.*, **12**, 49—82 (1915).
8. Weber, *Comm. Phys. Lab. Leyden*, **150**, 37 (1915) [6].
9. Schell u. Heuse, *Ann. d. Phys.*, **29**, 731 (1909) [6].
10. Holborn, Scheel u. Henning, *Wärmetabellen der physikalischen-technischen Reichsanstalt*, Braunschweig, 1911 [6].
11. Drucker, Jmeno u. Kongro, *Z. physik. Chem.*, **90**, 529 (1915) [6].
12. Источник данных, приведенных Уошбэрном на графике в его работе, не установлен.
13. Scheel u. Heuse, *Ann. d. Phys.*, **31**, 733 (1910) [6].
14. Barnes a. Cook, *Phys. Rev.*, **16**, 65 (1903) [6].
15. L. B. Smith, F. G. Reyes a. H. T. Gerry, *Proc. Am. Acad. Sci.*, **69**, 137—168 (1934).
16. N. S. Osborne a. C. H. Meyers, *Journ. Res. Bur. Stand.*, **13**, 1—20 (1934).
17. C. Dei, *Rendic. Accad. Lincei*, **12**, 119—124 (1930).
18. G. Tammann, *Ann. d. Phys.*, **2**, 1—31 (1900).
19. G. Tammann, *Z. physik. Chem.*, **84**, 257—292 (1910).
20. G. Tammann, Z. physik. Chem., **72**, 609—631 (1910).
21. P. W. Bridgman, *Proc. Amer. Acad. Sci.*, **47**, № 13, 439—558 (1912).
22. P. W. Bridgman, *Z. physik. Chem.*, **77**, 377 (1912).
23. Tammann, *Z. physik. Chem.*, **84**, 287 (1913); **84**, 257—292 (1914).
24. P. W. Bridgman, *Z. physik. Chem.*, **86**, 513 (1914).
25. Tammann, *Z. physik. Chem.*, **88**, 57 (1914); **88**, 57—62 (1914).
26. P. W. Bridgman, *Z. physik. Chem.*, **89**, 152 (1915).
27. P. W. Bridgman, *Proc. Amer. Acad. Sci.*, **59**, № 4, 1—114 (1914).
28. J. Dewar, *Proc. Roy. Soc.*, **30**, 533—538 (1880).
29. J. Timmermans et L. Deffet, *C. R.*, **200**, 1661—1663 (1935).
30. P. W. Bridgman, *Journ. of Chem. Phys.*, **3**, 597—605 (1935).
31. J. Timmermans, M. Hennau-Roland et D. Rozenthal, *C. R.*, **202**, 1061—1063 (1936).
32. E. Bartholomé u. K. Clusius, *Z. physik. Chem.*, B. **28**, 167—177 (1935).
33. Hans Hess, *Die Gletscher*, pp. XI + 426, Braunschweig, 1904.
34. E. Riecke, *Centralbl. Mineral.*, **97**, 104 (1912) [7].
35. Joh. Gadolin, *Nova Acta Reg. Soc. Scient. Upsalensis*, **5**, 1—49 (1792).
36. Person, *Ann. de chim. et de phys.*, **21**, 295 (1847) [7].
37. Regnault, *Ann. de chim.*, (3) **26**, 261 (1849) [7]; [*Ann. d. Phys.*, **77**, 99 (1849)].
38. Bogojawlenski, *Schr. der Dorpater Naturf. Ges.*, **13**, 1 (1904) [7].
39. Dewar, *Proc. Roy. Soc.*, **76**, 330 (1905) [7].
40. Nordmeyer u. Bernoulli, *Verh. d. Deutsch. Phys. Ges.*, **9**, 175 (1907) [7].
41. W. Nernst, *Sitzber. Berl. Akad.*, **1**, 262—282 (1910).

---

[1]) Данные о скользкости *снега* см. в конце книги — Добавление I.

42. F. Nernst, F. Koreff u. F. Lindemann, *Sitzber. Berl. Akad.*, **1**, 247—261 (1910).
43. A. W. Smith, *Phys. Rev.*, **17**, 193 (1903).
44. F. G. Jackson, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **34**, 1470—1480 (1912).
45. O. Maass a. L. J. Waldbauer, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **47**, 1—9 (1925).
46. W. H. Barnes a. O. Maass, *Canad. Journ. Res.*, **3**, 205—213 (1930).
47. W. F. Giauque a. J. W. Stout, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **58**, 1144—1150 (1936).
48. H. T. Barnes a. H. L. Cooke, *Phys. Rev.*, **15**, 65—72 (1902).
49. H. C. Dickinson, D. R. Harper a. N. S. Osborne, *Bull. Bur. Stand.*, **10**, 235—266 (1914).
50. J. Black, *Lectures on Chemistry*, **1**, 120 (1762) [49].
51. J. C. Wilcke, *K. Vetensk. Acad. Handl.*, **33**, 97—120 (1772).
52. Lavoisier et Laplace, *Mem. Acad. Sci.*, 1780, 335; *Oeuvres de Lavoisier*, **1**, 283 [49].
53. F. de la Provostoye et P. Dessains, *Ann. de chim. et de phis.*, **8**, 6—19 (1843).
54. V. Regnault, *Ann. de chim. et de phys.*, **8**, 19—27 (1843); *C. R.*, **16**, 977—985 (1843); *Ann. d. Phys.*, **62**, 42—51 (1844); пересчет Гуттманна, см. L. F. Guttmann, *Journ. phys. Chem.*, **11**, 279—282 (1907).
55. Hess, *Bull. de la classe phys. math. Acad. Sci. St. Petesb.*, **9**, 81 (1851) [49].
56. Person, *Ann. de chim. et de phys.*, **30**, 73 (1850) [49].
57. R. Bunsen, *Ann. d. phys.*, **21**, 1—31 (1870).
58. W. A. Roth, *Z. physik. Chem.*, **63**, 441—446 (1908).
59. U. Behn, *Ann. d. Phys.*, **16**, 653 (1905) [49].
60. C. Dieterici, *Ann. d. Phys.*, **16**, 593 (1905) [49].
61. R. Bunsen, *Ges. Abh.*, **3**, 475. [49].
62. Zakrzewsky, *Ann. d. Phys.*, **47**, 155 (1892) [49].
63. F. Leduc, *C. R.*, **142**, 149—151 (1906).
64. Nichols, *Phys. Rev.*, **8**, 21 (1899) [49].
65. Barnes, *Phys. Rev.*, **13**, 55 (1901) [49].
66. Vincent, *Phys. Rev.*, **15**, 129 (1902) [49].
67. J. Zakrzewski, *Bull. Intern. Acad. Sci. Cracovie*, 1892, 153—156 (1893).
68. O. Petterson u. H. Larsson, *Ofvers. K. Vetensk. Akad. Förhandl.*, **35**, № 2, 53—61 (1878).
69. A. A. Noyes u. G. V. Sammet, *Z. physik. Chem.*, **43**, 513—538 (1903).
70. F. Malmgren, *The Norwegian North Polar Expedition with the «Maud» 1918—1925, Scientific Results*, **1**, № 5, pp. 67 (1927).
71. Финн Мальмгрен, *О свойствах морского льда*, перевод П. Н. Успенского, под ред. проф. В. В. Шулейкина, стр. 90, Л., 1930.
72. Н. Н. Зубов, С. В. Бруевич и В. В. Шулейкин, при участии Л. Ф. Рудовица и Н. И. Чигрина, *Океанографические таблицы*, стр. 908. М. 1931.
73. Проф. Н. Н. Зубов, *Некоторые свойства морского льда*, стр. 43, М. 1932.
74. В. В. Шулейкин, «Термика моря». *Физика моря*, **1**, стр. 248—350, М.—Л. 1933.
75. O. Pettersen, *On the properties of water and ice.* — A. E. Nordenskiold, *Vega expeditionens vetenskapliga iakttagelser*, **2**, 365—380 (1883).
76. H. T. Barnes, *Proc. Trans. Roy. Soc. Canada*, **3**, III, 3—27 (1909).
77. H. T. Barnes, *Phys. Rev.*, **13**, 55 (1901).
78. К. Б. Вейнберг, *Журн. прикл. физ.*, **1**, № 1—4, 101—110 (1924).
79. См. гл. **I** [9].
80. H. J. Emeleus, F. W. James, A. King, T. G. Pearson, R. H. Purcel a. H. V. A. Briscoe, *Journ. Chem. Soc.*, 1207, 1934.
81. Leduc, *C. R.*, **142**, 46 (1906).
82. В. И. Арнольд-Алябьев, *Труды Комиссии А. Н. по изучению вечной мерзлоты*, **3**, 127—150 (1933).
83. Dartous de Mairan, *Dissertation sur la Glace ou explication physique de la formation de la Glace et de ses divers phénomènes*, Paris, 1749.

84. P. Heinrich, *Phys. Abhandl. d. K.-Baier. Akad. d. Wiss.*, **2**, 140—200 (1806).
85. J. Plücker u. Geissler, *Ann. d. Phys.*, **86**, 238—279 (1852).
86. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. техн. инст.*, **29**, 1—7 (1913).
87. J. P. Koch u. A. Wegener, *Meddelelser om Grönland*, **75**, I, 1—676 (1930).
88. Е. А. Бессонов, *Изв. Томск. техн. инст.*, **35**, 1—6 (1914).
89. П. С. Сарацкин, *Омский медиц. журн.*, **3**, № 3, 41—48 (1928).
90. Результаты опытов В. К. Маклашина (Ярославль), сообщенные им Б. П. Вейнбергу.
91. J. Cox, *Proc. a. Trans. Roy. Soc. Canada*, **10**, III, 3—5 (1904).
92. A. N. Shaw, *Proc. a. Trans. Roy. Soc. Canada*, **18**, III, 187—189 (1924).
93. Ю. Листов, *Зап. Р. геогр. общ.*, **8**, 229—248 (1879).
94. А. Ф. Лактионов, *Труды Инст. по изуч. Севера*, **49**, 71—96 (1931).
95. С. О. Макаров, *Ермак во льдах*, стр. XXI + 507., СПБ, 1901.
96. W. Brennecke, *Aus dem Archiv d. deutsch. Seewarte*, **29**, № 1, 216 (1921).
97. O. Krümmel, *Handbuch. der Ozeanographie*, I, pp. 524; II, pp. 725, Stuttgart, 1923.
98. E. Drygalski, Deutsche Südpolar-Expedition 1901 — 1903, I, *Geographie*, № 4, 373—709, 1923.
99. М. Ф. Розен, *Изв. центр. гидрометр. бюро ЦУМОР*, **8**, 221—232 (1929).
100. O. Petzold, *Beiträge zur Geognosie von Tyrol*, 1843 [101].
101. O. Fort, *Ann. d. Phys.*, **66**, 300—302 (1845).
102. C. Brunner, *Ann. d. Phys.*, **64**, 113—125 (1845).
103. Md. (R. F. Marchand), *Journ. prakt. Chem.*, **35**, 234—236 (1845).
104. W. Struve, *Recueil d. mém. présent par les astron. de Poulkova*, **1**, 459—465 (1853); короче — *Bull. phys.-math. Acad. St. Petersb.* **4**, 170 (1845); *Ann. d. Phys.*, **66**, 298—300 (1845).
105. Th. Andrews, *Proc. Roy. Soc.*, **40**, 544—549 (1886).
106. O. Petterson u. H. Larsson, *Ofvers. K. Vetensk. Akad. Förhandl.*, **36**, № 3, 15—74 (1879).
107. J. Dewar a. Fullerian, *Proc. Roy. Soc.*, **70**, 237—246 (1902)* W. H. Sawyer, *Proc. Maine Soc. Civ. Eng.*, **1**, 27 (1911) [3].
108. Th. W. Richards a. C. L. Speyers, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **36**, 491—494 (1914); *Z. anorg. Chem.*, **92**, 47—52 (1915).
109. Despretz, *Ann. de chim. et de phys.*, **70**, 1—81 (1839).
110. Pierre, *Ann. de chim. et de phys.*, **15**, 325—408 (1845).
111. Weidner, *Ann. d. Phys.*, **129**, 300—308 (1866).
112. F. Rossetti, *Ann. d. Phys., Ergbd.* **5**, 258—275 (1871); извлечение из двух мемуаров, напечатанных в *Atti dell'Instituto Veneto*, **12** (1866) и **13** (1868).
*113. J. F. Mohler, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **35**, 265 (1912) [1].
114. R. Chappuis, *Trav. et mém. bur. intern. des poids et mesures*, **13**, D. 40 (1907) [1].
115. M. Thiesen, R. Scheel u. H. Diesselhorst, *Wiss. Abh. phys. techn. Reichsanstalt*, **3**, 68 (1900) [1].
116. G. F. White a. R. H. Twining, *Amer. Chem. Journ.*, **50**, 380—389 (1913).
117. C. Pulfrich, *Ann. d. Phys.*, **34**. 326—340 (1877); B. C. Damien, *Ann. école norm. super.*, **10**, 233—304, 1881.
118. H. T. Barnes a. W. E. Vipond, *Phys. Rev.*, **27**, 453 (1909).
119. A. Schrötter, *Sitzber. Wien. Acad. math.-nat. Cl.*, **10**, 527—543 (1853).
120. H. W. Foote a. G. Leopold, *Amer. Journ. Sci.*, **11**, 42—46 (1926).
121. A. Michels a. F. Coeterier, *Proc. Amsterd. Acad.*, **30**, 1017—1020 (1927).
122. H. Moser, *Ann. d. Phys.*, **1**, 341—360 (1929).
123. K. Prytz, *Overs. K. Dansk. Vidensk. Selsk. Forhandl. i. Aaret* 1893, 151—166; *Journ. de Phys.*, **2**, 353—364 (1893); см. также его работу *Math.-fys. Meddelelser Danske Vidensk. Selsk.*, **11**, № 2, pp. 46 (1931).
124. J. L. Thomas, *Journ. Res. Bur. Stand.*, **12**, 323—328 (1934).
125. M. Thiesen, *Ann. d. Phys.*, **29**, 1057—1062 (1909).
126. K. Scheel u. W. Heuse, *Ann. d. Phys.*, **29**, 723—737 (1909).

127. Н. Фукс, *Успехи физ. наук*, **15**, № 4, 496—521 (1935).
128. G. D. Fahrenheit, *Phil. Trans.*, **38**, 78 (1724) [2].
129. Gay-Lussac, *Ann. chim. et phys.*, **63**, 359—368 (1836).
130. Boussignault, *C. R.*, **73**, 77—79 (1871).
131. C. F. Marvin, *Monthly Weather Rev.*, April (1905) [2].
132. C. Despretz, *Ann. de chim. et de phys.*, **68**, 1—81 (1839).
133. A. Mousson, *Ann. d. Phys.*, **105**, 161—163 (1858).
134. H. C. Sorby, *Phil. Mag.*, **18**, 105—108 (1859).
135. L. Dufour, *Archives sci. phys. et nat.*, **10**, 346—371 (1861).
136. Б. П. Вейнберг, *Природа*, **26**, № 1, 109—112 (1937).
137. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **40**, 325—328 (1908).
138. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **57**, 7—14 (1925).
139. В. И. Черныш, *Метеор. и гидрол.*, **3**, № 4—5, 119—123 (1937).
140. Г. А. Винокуров, *Труды Аркт. инст.*, **110**, 39—42 (1938).
141. H. Schroeder, *Liebig's Ann. Chem. & Pharm.*, **109**, 35—52 (1859).
142. G. Tammann u. A. Büchner, *Z. anorg. Chem.*, **222**, 371—381 (1935).
143. П. Бахметьев, *ЖРФХО*, ч. физ., **32**, 218—241 (1900).
144. W. Kochs, *Biolog. Zentralblatt*, **12**, 330—339 (1892).
145. G. Oltramare, *Arch. sci. phys. et nat.*, **I**, 487—501 (1878).
146. R. Pictet, *Arch. sci. phys. et nat.*, **58**, 154—175 (1877).
147. В. Я. Альтберг, *Исследование рек СССР*, **2**, 68—74 (1932).
148. В. Я. Альтберг, *Природа*, **25**, № 4, 14—20 (1936).
149. В. Я. Альтберг, Донный лед в природе и его воспроизведение в лаборатории, Пч., 1917.
150. См. гл. I [17].
151. Т. Ф. Боровик-Романова, *Труды Лен. инст. экспер. метеор.*, **I**, 48—50 (1937).
152. Т. Боровик-Романова, *ЖРФХО*, ч. физ., **56**, 14—22 (1924).
153. D. Gernez, *C. R.*, **95**, 1278—1280 (1882).
154. G. Tammann u. A. Buchner, *Z. anorg. Chem.*, **222**, 12—16 (1935).
155. A. T. Liliental, *Wiadomosci Instytutu Metalurgiji i Metaloznawstswa Politechniki Warszawskiej*, **I**, 26—35 (1934).
156. Б. П. Вейнберг, *Природа*, **25**, № 4, 83—85 (1936).
157. T. Barnes, *Proc. Amer. Soc. Civil. Eng.*, **55**, № 3, 685—688 (1929).
158 H. Köhler, *Geofysiske Publikationer*, **2**, № 1, pp. 15 (1921).
159. См. гл. I [6].
160. J. M. Adams a. W. Davies, *Rev. Sci. Instrum.*, **5**, 400—402 (1934).
161. См. гл. I, [13].
162. H. C. Bürger, *Proc. Sect. Sci. Acad. Amsterdam*, **23**, 691—704 (1921).
163. См. гл. I [23].
164. O. Tumlirz, *Sitzber. Wien. Akad., math.-naturws.* Cl., **103**, IIa, 266—276 (1894).
165. J. H. Walton a. R. C. Judd, *Journ. Phys. Chem.*, **18**, 722—728 (1914).
166. R. Hartmann, *Z. anorg. Chem.*, **88**, 128—132 (1914).
167. G. Tammann u. K. L. Dreyer, *Naturwiss.*, **22**, 613—614 (1934).
168. L. De la Rive, *Arch. Sci. physik. nat.*, **19**, 177—205 (1864).
169. F. E. Neumann, *Ann. de Chim.*, **66**, 183—195 (1862).
170. G. Forbes, *Proc. Roy. Soc. Edinburg.*, **8**, 62—67 (1874).
171. A. C. Mitchell, *Proc. Roy. Soc. Edinburg*, **13**, 592—596 (1886).
172. P. Straneo, *Rendic. Accad. Lincei*, **6**, II, 262—269 (1897).
173. P. Straneo, *Rendic. Accad. Iincei*, **6**, II, 299—306 (1897).
174. C. H. Lees, *Phil. Trans.*, **204A**, 433—366 (1905).
175. А. С. Арцыбышев и И. П. Парфианович, *ЖРФХО*, ч. физ., **60**, 403—409 (1928).
176. S. Arzybychew u. J. Parfianowitsch, *Z. Physik*, **56**, 441—445 (1929).
177. M. Jakob u. S. Erk, *Z. techn. Phys.*, **10**, 623—624 (1929); *Z. gesamm. Kälteindustrie*, **35**, 125—130 (1928).
178. Л. Я. Власов и П. Н. Успенский, *Журн. геофиз.*, **I**, № 1—2, 187—192 (1931).

179. H. T. Barnes, *Nature*, **83**, 276 (1910).
180. F. T. Trouton, *Proc. Roy. Soc.* Dublin, **S**, II, 691—692 (1840).
181. В. В. Шулейкин, П. И. Русанов и В. А. Рябчиков, *Журн. геофиз.*, **I**, № 1—2, 179—186 (1931).
182. M. Jakob, *Ann. d. Phys.*, **63**, 537—570 (1920).
183. Б. В. Вейнберг и К. Б. Вейнберг, *Журн. прикл. физ.*, **I**, № 1—4, 99—101 (1924).
184. В. И. Арнольд-Алябьев, *Журн. техн. физ.*, **7**, 873—878 (1937).
185. R. Boylle, *Experimental History of Cold, Works*, **2**, 551 (1772).
186. H. Murphy, *Phil. Mag.*, **25**, 133 (1913).
187. J. Meyer & W. Pfaff, *Z. anorg. Chem.*, **224**, 305—314, 1935.
188. А. И. Пехович и Б. В. Проскуряков, *Скорость роста кристаллов переохлажденной воды* (рукопись в ред. *Трудов Института гидротехники*).
189. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО. ч. физ.*, **39II**, 164 (1907).
190. A. Sellerio, *Phys. Zeits.*, **34**, 180 (1933).
191. К. Б. Вейнберг, *Проблемы Арктики*, 1938, № 4, стр. 155.
192. В. К. Маклашин, Результаты опытов, сообщенных им Б. П. Вейнбергу.
193. В. Я. Альтберг, «Влияние ультразвуков на кристаллизацию переохлажденной воды», *Труды гидрологического института* (печатается).
194. S. W. Young, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **33**, 143 (1913).
195. S. W. Young a. K. J. Cross, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **33**, 1375 (1913).
196. S. W. Young a. W. J. Sicklen, *Journ. Amer. Chem. Soc.*, **35**, 1067 (1913).
197. Г. Б. Чижов, «К вопросу о границах и условиях переохлаждения и кристаллизации воды», *Труды Ленингр. Инст. холод. промышл.* (печатается).
198. В. К. Маклашин, «Коэффициент объемного сжатия льда», *Метеорология и Гидрология* (печатается).

Глава III

МЕХАНИЧЕСКИЕ, ОПТИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

Б. П. ВЕЙНБЕРГ (§ 1—12), А. Ф. КАЗАНСКИЙ (§ 13)

§ 1. Классификация механических свойств льда

Будем считать вместе с Н. И. Мариным, которому принадлежит одна из последних попыток дать «Классификацию механических свойств твердого тела и их численное определение» [1], что «*механическими* свойствами твердого тела называются его свойства сопротивляться воздействию внешних сил».

Физика твердого тела, т. е. по существу учение о механических свойствах твердых тел, еще сравнительно недавно представляла собой «область захудалую и весьма медленно развивавшуюся» [2], причем я приписывал это обстоятельство малому вниманию, какое уделялось влиянию времени на величину деформации твердого тела при действии сил, превышающих предел упругости тела, и малой изученности внутреннего строения твердых тел.

Открытие Лауэ и Брэггами способа изучения структуры кристаллических зерен твердого тела при помощи лучей Рентгена поставило «физику твердого тела на новый, весьма плодотворный путь» ([3], стр. 5), вместе с тем значительно увеличилось число работ по изучению влияния скорости деформации твердых тел на их свойства. Но несмотря на это, как вполне правильно указывает В. Д. Кузнецов, «еще далеко то время, когда физику твердого тела можно будет считать вполне законченной, объясняющей в деталях все явления этой области. Много еще есть неразрешенных вопросов, неясностей и даже противоречий, которые нужно разрешить, выяснить и устранить» ([3], стр. 5). Немалым препятствием успехам физики твердого тела является существующая до сих пор «чрезвычайная путаница в основных понятиях» (Марин).

Чтобы показать, какая невероятная путаница создана вокруг механических свойств твердого тела, достаточно обратить внимание на тот факт, что список терминов, которые встречаются в современной литературе по механическим свойствам, включает даже по неполному подсчету слишком 50 названий. Одного этого уже достаточно, чтобы понять, «что с терминологией, связанной с механическими свойствами твердых тел, неблагополучно. А если добавить, что авторы подразумевают под одними и теми же терминами различные свойства, то положение с терминологией по механическим

свойствам покажется еще более тяжелым: дело доходит до того, что научные работники, работающие в одной и той же области, зачастую понимают друг друга лишь с большим трудом».

Во избежание таких недоразумений я в тех случаях, когда применяемая мной терминология не будет совпадать с обычной или когда нет еще общепринятой терминологии, буду давать определение применяемых терминов.

Приведем из работы Марина предлагаемую им классификацию внешних для данного тела сил и видов их воздействия на тело.

«Внешние силы, или нагрузки, можно разделить на два класса по роду действия их на данное тело в смысле внешнего эффекта при разрушении этого тела:

«I класс — нагрузки, могущие вызвать очень быстрое разрушение, по большей части сопровождаемое разделением испытуемого тела на небольшое количество крупных кусков;

«II класс — нагрузки, вызывающие постепенное разрушение, сопровождаемое разделением испытуемого тела на громадное количество мелких частиц (силы трения на поверхности соприкосновения двух тел при их взаимном перемещении).

«Нагрузки первого класса могут быть дальше классифицированы по скорости их изменения и по характеру действия их на испытуемое тело на следующие пять категорий:

«1. Нагрузка, постоянная по величине и направлению, с неподвижной точкой приложения (осуществима лишь приближенно, но очень часто фигурирует в работах теоретического характера).

«2. Нагрузка, плавно, медленно и однократно изменяющаяся по величине, но постоянная по направлению, с подвижной точкой приложения (скорость перемещения точки приложения очень мала и практически принимается равной нулю).

«3. Нагрузка, очень быстро и однократно изменяющаяся по величине, но постоянная по направлению, *мгновенная* нагрузка (скорость возрастания нагрузки очень велика).

«4. Нагрузка однократная, ударная.

«5. Нагрузка, очень быстро и многократно изменяющаяся по величине и направлению, без удара или с ударом, так называемая вибрационная нагрузка (безударная или ударная).

«Первые две категории нагрузок объединяются в одну группу под общим названием *статических нагрузок*, а последние три категории нагрузок объединяются в другую группу, носящую общее название *динамических нагрузок*. Основанием такого объединения всех нагрузок первого класса в две группы служит то обстоятельство, что для первой группы нагрузок уравнением, связывающим внешние нагрузки с силами внутренними, является равенство в любой момент суммарного действия внешних сил суммарному действию внутренних сил:

$$\sum P_{\text{внешн}} = \sum P_{\text{внутр}}. \qquad (1)$$

«Для второй группы нагрузок таким уравнением является равенство работы внешних сил работе внутренних сил:

$$U_{\text{внешн}} = U_{\text{внутр}} \qquad (2)$$

Уравнение (1) в этом случае не имеет места» ([1], стр. 4—5).

«Такая разбивка нагрузок на два класса является до известной степени условной, поскольку переход от скорости изменения $v = 0$ к высоким скоростям является постепенным и поскольку практически часто встречаются нагрузки со средним значением v. Такого рода нагрузки приходится или приближенно принимать за статические или относить их к динамическим, смотря по тому, куда они ближе подходят. Но так как расчет на статическую нагрузку, вообще говоря, проще по аналитическим выкладкам, чем расчет на динамическую нагрузку, то очень часто в практических расчетах при значительных скоростях v рассчитывают по схеме нагрузки статической, вводя перегрузочный коэфициент, учитывающий скорость.

«Динамические нагрузки могут быть в трех вариантах: мгновенная (примером могут служить давление газов при взрыве, мгновенное возникновение силового поля и пр.), однократная ударная и вибрационная (без удара или с ударом)».

Замечу, что различие между первым и вторым вариантами динамических нагрузок *по существу* указать трудно.

Рассмотрение сил II класса для льда не представляет никакого интереса, так как силы этого класса вызывают в громадном большинстве случаев не разрушение льда с поверхности, а его плавление на этой поверхности, как об этом была речь в § 16 гл. I.

Точно так же для льда не имеет практического интереса вопрос о вибрационных силовых воздействиях (третий вариант динамических нагрузок), но, наоборот, весьма важное значение имеют в связи с малостью предела упругости льда случаи действия сил, постоянных по величине и по направлению (1-я категория I класса Марина).

Динамические силы типа мгновенных и типа ударных из остальных четырех категорий сил представляют меньший интерес, главным образом вследствие малой изученности свойств льда по отношению к этим силам, хотя, например, в вопросах прочности сооружений (в том числе корпусов судов), подвергающихся воздействию ледяного покрова, в вопросах разрушения ледяного покрова разламыванием или взрыванием с этими свойствами льда приходится сталкиваться вплотную.

Таким образом мы будем рассматривать, почти исключительно свойства льда сопротивляться *статическим* усилиям — силам, либо постоянным, либо практически медленно изменяющимся.

§ 2. Предел упругости льда

Поведение твердого тела, подвергнутого действию внешних сил, можно схематически разбить на три последовательно и отчасти

постепенно сменяющие друг друга стадии, зависящие от величины действующих на тело сил.

1. Стадия *упругости*, характеризуемая тем, что деформация (изменение формы или объема, или формы и объема) не изменяется в течение всего времени действия постоянной силы и становится равной нулю после прекращения этой силы или, иными словами, тем, что временная деформация остается постоянной при действии постоянной силы, а остаточная деформация равна нулю.

2. Стадия *пластичности*, характеризуемая тем, что при действии постоянной силы деформация непрерывно возрастает и остаточная деформация близка к той, которую тело имеет в момент прекращения действия силы, и может быть доведена до нуля действием противоположных сил в течение такого же отрезка времени.

3. Стадия *хрупкости*, характеризуемая тем, что под влиянием постоянной силы тело разделяется на части — иногда постепенно, иногда практически мгновенно — и поэтому не может быть приведено к первоначальным форме и объему действием противоположной силы.

Величина того напряжения, при котором тело перестает быть упругим и начинает становиться пластичным, называется *пределом упругости*, а величина того напряжения, при котором тело перестает быть пластичным и начинает становиться хрупким, называется обычно *временным сопротивлением*; по аналогии с пределом упругости мы будем называть это напряжение *пределом пластичности*.

Если бы даже переход из стадии упругости в стадию пластичности происходил резко, а не постепенно, то все же (в связи с тем, что самое суждение о том, равна или не равна нулю остаточная деформация, растет или не растет временная деформация при действии постоянной силы с течением времени, продолжает ли деформация быть пропорциональной действующей силе или нет, зависит от способа и степени точности измерений) предел упругости является постоянной, характеризующей некоторый материал лишь с некоторой степенью точности и с рядом оговорок [2].

Более строго определение предела упругости для монокристаллов, так как в этом случае можно под ним понимать то минимальное напряжение, под влиянием которого в монокристалле возникают *простые*[1]) *скольжения*, происходящие обычно по практически равноотстоящим плоскостям и становящиеся, благодаря накоплению сдвигов даже на небольшое число узлов кристаллической решетки при каждом отдельном скольжении, измеряемыми. Но и в этом случае предел упругости, наблюдаемый на опыте, всегда будет больше действительного, особенно в случаях, когда монокристаллы, как это обычно бывает, невелики.

---

[1]) Для большей конкретности мы оставим в стороне *двойниковые* скольжения, тем более, что в случае льда с ними не приходится встречаться.

При таком понимании предела упругости, как физической постоянной монокристалла, он должен быть различен для различных плоскостей скольжения. У льда основной плоскостью скольжения является, повидимому, плоскость, перпендикулярная главной оптической оси, как это следует, например, из наблюдений Мюгге [4], результаты которых наглядно изображает рис. 54, заимствованный из его работы.

Заметим, что для деформации неоднородного, а также «зернистого» льда, о котором речь будет ниже, предел упругости будет иным.

Плоскости скольжения, вообще говоря, совпадают с плоскостями спайности, которые у льда можно считать также перпендикулярными оси или, что то же, параллельными поверхности замерзания.

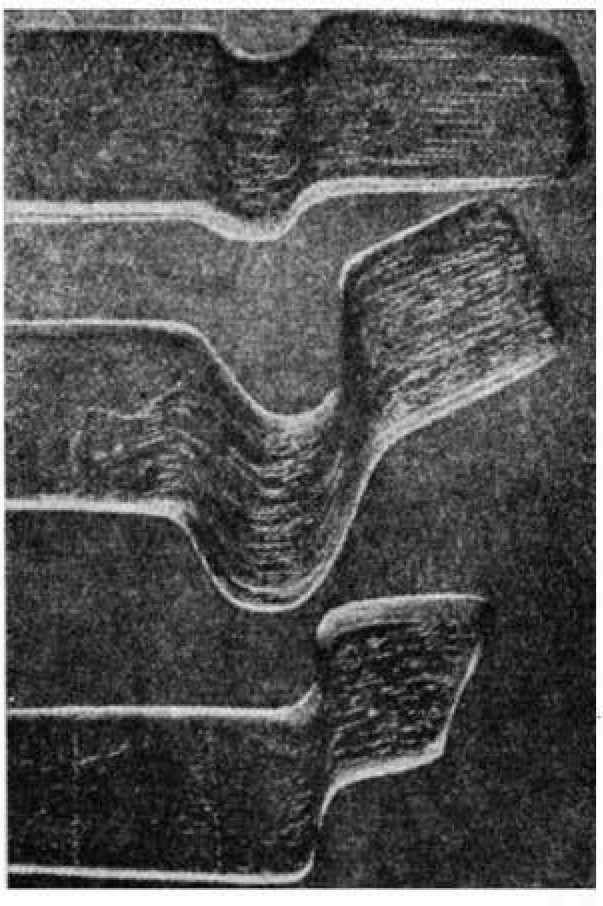


Рис. 54. Скольжения при изгибе пластинки льда (по Мюгге).

Встречающиеся в некоторых работах указания, что лед колется легче в направлениях, перпендикулярных к плоскости замерзания, и соответствующие описания разломов льда при испытании образцов на раздавливание должны безусловно быть отнесены к значительно меньшему сопротивлению льда поперек прослоек маточного раствора, чем в направлении разделяемых этими прослойками кристаллических зерен, особенно, если разрушение происходит при температурах, близких к 0°, когда прослойки эти жидкие.

Специальных определений предела упругости пока не опубликовано, так что косвенными оценками *верхнего предела* ее могут служить главным образом упоминания об отсутствии какой-либо наблюдаемой деформации (или по крайней мере увеличения временной деформации при постоянном напряжении) при исследованиях пластичности льда или при определениях упругости его свойств.

Единственным автором, более или менее определенно указавшим самую величину предела упругости, является Фабиан [5], весьма точно измеривший растяжение ледяных стержней и давший для предела упругости льда значение

$$\lambda = 0{,}5 \ кг/см^2. \qquad (3)$$

Почти одновременно работавший Пфафф [6] упоминает, что при грузе в 3 *кг* в течение шести дней ледяной стержень сечением

$1{,}3 \times 2{,}5$ $см^2$ не дал растяжения, откуда можно вывести, что

$$\lambda > 0{,}9 \ кг/см^2. \tag{4}$$

Хесс в своем обстоятельном исследовании упругих и пластичных свойств льда [7] только в трех случаях указывает наименьшие нагрузки, при которых он исследовал прогиб ледяных призм. Но так как даже во всех этих случаях прогиб всегда явно увеличивался с течением времени, то максимальные напряжения, вычисленные по формуле

$$F = \frac{3}{2} \frac{Pl}{bh^2}, \tag{5}$$

где P — груз, действующий на середину пластинки высотой h и шириной b, свободная длина которой l, а именно 7,4, 8,1 и 8,9 $кг/см^2$, конечно, значительно больше предела упругости.

Точно так же больше предела упругости и те напряжения, при которых в аналогичных опытах Тарр и Рич [8] не наблюдали (простым глазом, без каких-либо оптических приспособлений) никакого прогиба, а именно в опытах, в которых F равнялось 4,35 и 4,38 $кг/см^2$ (добавлю, что в одном из опытов стержень сломался при $F = 2{,}84$ $кг/см^2$).

Подобным же образом вследствие ничтожности имевших место деформаций, хотя и наблюдавшихся в микроскоп, нельзя придавать полную реальность данным И. А. Соколова, произведшего наблюдения [9] над упругими свойствами монокристалла льда размерами 5,7 *мм* в длину и 0,87 *мм* в поперечнике и указывающего, что «упругой можно было считать лишь деформацию от 3 *г*, так как после трехминутного действия и последующего снятия груза микрометр давал тот же отсчет». Вся же деформация была при этом равна $0{,}3 \mp$ $\mp 0{,}05$ деления шкалы окулярного микрометра, почему получающееся при этой деформации значение $F = 22$ $кг/см^2$, несомненно, выше вероятного предела упругости даже для монокристалла.

Для поликристаллического тела, каким является лед, предел упругости должен получаться иной. Если эта поликристалличность выражается лишь в том, что мы имеем сросток кристаллов с параллельными осями (лед водоемов и рек), причем эти кристаллы разделены очень тонкими прослойками, предел упругости должен быть практически тем же. Если же оси кристаллических зерен ориентированы различно (зернистый лед), так как всякая деформация куска такого льда — помимо остаточных изменений кристаллической решетки зерен — должна сопровождаться местными вдавливаниями одного зерна (рис. 55) в другое и, следовательно, явлениями смерзания, то предел упругости в этом случае должен быть ниже.

В наблюдениях Коха [10] точность измерений была значительно выше, чем у Соколова, но автор точно так же работал при напряжениях, превышавших предел упругости, несмотря на свои

стремления работать, не превосходя этого предела — в понимании, например, Хесса. Это видно из того обстоятельства, что «вследствие *неизбежного течения* (курсив мой — *Б. В.*) все измерения производились только при разгрузке», которую легче было производить в более короткий промежуток времени, чем нагрузку, а также из того, что при более медленной разгрузке модуль упругости получался всегда на несколько процентов меньше. Если взять *наименьшие* нагрузки, применявшиеся Кохом, то найдем следующие наименьшие значения (в *кг/см*^{2}):

$$\begin{aligned}\lambda &< 6{,}6;\ 3{,}1;\ 3{,}9;\ 9{,}1;\ 5{,}8;\ 6{,}0;\ 7{,}6;\ 5{,}9,\\ \lambda &< 3{,}7;\ 4{,}8;\ 4{,}7;\ 4{,}8;\ 8{,}5;\ 3{,}7;\ 3{,}7;\ 10{,}6;\ 2{,}3,\end{aligned} \tag{6}$$

для стержней, результаты испытаний над прогибом которых изложены им соответственно в работах 1913 и 1914 гг. [11]. Для испытания на кручение получаются еще более высокие значения λ—порядка <35 *кг/см*^{2} и <28 *кг/см*^{2}.

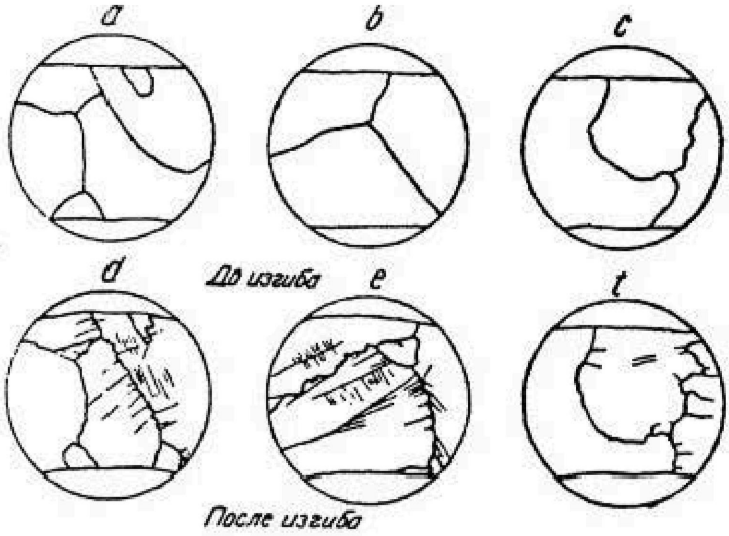


Рис. 55. Трещины отдельных зерен при изгибе (по Матсуяма).

Несомненно, работал в пределах упругости Матсуяма [12], но только из одного рисунка его работы можно вычислить предел упругости. Из этого рисунка можно заключить, что при угле кручения, равном 0°,2, цилиндра диаметром 1,73 *см* и длиной 13,15 *см* деформация перестала быть пропорциональной напряжению. Из соответствующего угла сдвига поверхностных слоев цилиндра, равного $2{,}3 \cdot 10^{-4}$ радиана, и модуля сдвига, равного $1{,}9 \cdot 10^6$ *г/см*^{2}, получается предел упругости

$$\lambda \doteq 0{,}44 \text{ кг/см}^2. \tag{7}$$

§ 3. Оценка порядка величины предела упругости льда на основании приложения теории релаксации

Ввиду крайней малости предела упругости льда (порядка доли *кг* на 1 *см*^{2}) предетавляет некоторый интерес оценка его косвенным путем — на основании приложения к наблюдениям над пластическими деформациями льда *теории релаксации* Максвелла-Шведова.

После того как сила превзойдет предел упругости, величина деформации зависит не только от величины силы, но и от величины промежутка времени, протекшего с момента начала действия силы, и возрастает с течением этого времени. При силах ниже предела

упругости для сохранения величины деформации достаточно поддерживать силу постоянной. Если же мы хотим сохранить постоянной деформацию тела, переставшего уже быть упругим вследствие превышения действующей на него силой величины, соответствующей пределу упругости, то мы должны последовательно *уменьшать* величину действующей на тело силы.

Явление *убывания силы сопротивления тела при постоянстве его деформации* названо было Максвеллом *расслаблением* или *релаксацией* [1]. Максвелл первый обратил внимание на это явление и объяснил легкую изменяемость формы жидкостей и газов быстрым уменьшением с течением времени их сопротивления изменениям формы.

Законы релаксации до настоящего времени изучены весьма мало. В некоторой степени известны условия убывания силы с течением времени у типичных пластичных тел и то для тел не очень «твердых», оказывающих не очень большое сопротивление при изменении формы, а для типичных твердых тел законы релаксации остаются пока почти невыясненными, несмотря на весь интерес, представляемый этим явлением.

Для типичных пластичных твердых тел, для жидкостей и для газов Максвелл предположил, что при постоянстве деформации сила убывает с течением времени по закону сложных процентов, т. е. что равным промежуткам времени соответствуют уменьшения силы в равное число раз.

Если обозначить через τ *время релаксации* — промежуток времени, в течение которого сила, поддерживающая постоянное изменение формы, убывает в e раз (e — основание натуральных логарифмов), — то по закону Максвелла

$$f_t = f_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \tag{8}$$

если f_0 — сила в начальный момент, а f_t — сила через t единиц времени.

Следующий шаг в вопросе о релаксации сделал Шведов. Он непосредственно измерял убывание силы на растворе желатины с концентрацией $^1/_2\%$, когда действовавшая сила превосходила предел упругости, и пришел к заключению, что убывает по закону сложных процентов лишь *избыток силы над пределом упругости*. Таким образом, если обозначить через λ предел упругости, то закон релаксации выражается следующей более общей, чем уравнение (8), формулой:

$$f_t - \lambda = (f_0 - \lambda) e^{-\frac{t}{\tau}}. \tag{9}$$

---

[1]) Мы примем здесь этот старый максвелловский термин, употребляющийся в настоящее время обычно в совершенно ином значении.

Когда λ равно нулю или очень мало, формула Шведова обращается в формулу Максвелла, являющуюся таким образом ее частным случаем.

Явление релаксации было предметом весьма немногочисленных экспериментальных исследований, но оно важно по тем следствиям, которые вытекают из него для других случаев деформирования тел, в частности для случаев, когда тела деформируются с постоянной скоростью — например, сдвигаются так, что угол сдвига равномерно возрастает, или закручиваются таким образом, что равномерно возрастает угол кручения.

Для конкретности будем говорить о сдвиге и предположим, что мы в первый момент подвергли тело сдвигу на угол α_0, меньший того, при котором тело перешло бы предел упругости, и затем продолжаем сдвигать его равномерно так, что угол α сдвига увеличивается на величину φ в единицу времени. Эту величину φ можно назвать угловой скоростью сдвига. Тогда начальное *напряжение* будет равно $N\alpha_0$, если через N обозначить модуль сдвига, и в каждую единицу времени будет увеличиваться на $N\varphi$, т. е. будет расти пропорционально времени, протекшему от начала сдвигания. Однако так будет продолжаться лишь до тех пор, пока сила не перейдет предела упругости. Когда же сила перейдет этот предел, то избыток силы над ним не будет оставаться постоянным, а будет уменьшаться с течением времени. Сдвиг тем временем будет продолжаться, угол сдвига будет увеличиваться, и сила будет от *сдвига* непрерывно нарастать, а от *релаксации* весь запасенный избыток ее над пределом упругости будет непрерывно уменьшаться. Пока этот избыток будет мал, влияние релаксации будет незначительным и сила будет продолжать довольно быстро возрастать. Но по мере того как сила будет увеличиваться, влияние релаксации будет становиться все более заметным, и дальнейшее возрастание силы станет замедляться, пока, наконец, оно совсем не прекратится. Тогда сдвигу с *постоянной скоростью* будет соответствовать *постоянная сила*.

Выразим сказанное математически. Из формулы (9) следует, что при постоянстве деформации убыль наличной в момент t силы f_t за отрезок времени dt будет

$$d_1 f_t = -(f_t - \lambda)\frac{dt}{\tau}. \tag{10}$$

Если угол сдвига увеличивается с постоянной угловой скоростью φ, то сила f_t должна за тот же отрезок времени возрасти на

$$d_2 f_t = N\varphi\, dt, \tag{11}$$

так что полное изменение силы будет равно

$$df_t = -(f_t - \lambda - N\tau\varphi)\frac{dt}{\tau}; \tag{12}$$

отсюда

$$\frac{d(f_t-\lambda-N\tau\varphi)}{f_t-\lambda-N\tau\varphi}=-\frac{dt}{\tau} \tag{13}$$

и далее, интегрируя,

$$f_t-\lambda-N\tau\varphi=(f_0-\lambda-N\tau\varphi)\,e^{-\frac{t}{\tau}}. \tag{14}$$

Чрез достаточно большой (теоретически бесконечно большой) отрезок времени будем иметь

$$f_\infty=\lambda+N\tau\varphi. \tag{15}$$

Так как напряжение, вызывающее угловую скорость сдвига, равную единице, есть не что иное, как *коэфициент внутреннего трения* [1]) η, то, ставя для определенности указатель φ, получаем *в случае, если вещество обладает пределом упругости* λ *и подчиняется закону релаксации Шведова*:

$$\eta_\varphi=N\tau+\frac{\lambda}{\varphi}=\eta_\infty+\frac{\lambda}{\varphi}, \tag{16}$$

где чрез η_∞ обозначен коэфициент внутреннего трения *при бесконечно большой скорости сдвига*.

Наблюдений над поведением твердых тел при постоянной скорости *деформации* довольно мало, а по отношению ко льду их совсем нет, так что проверка применимости формулы (16) ко льду еще не сделана. Однако формула (15) должна иметь место и для случая действия *постоянной силы*, равной f_∞. Для случая же постоянной силы имеются обширные ряды моих наблюдений [13,14,15], из которых можно заключить, что к конечным стадиям такого рода режимов воздействия сил на многие твердые тела и в том числе на лед применима формула (16).

Так как есть основание считать, что закон Шведова применим не только к конечным, но и к начальным стадиям воздействия сил на многие твердые тела, то мы вправе приписывать некоторую степень реальности получающимся в результате обработки при помощи формулы (16) опытных данных значениям предела упругости льда при сдвиге.

Из совокупности моих опытов над кручением цилиндров из Невского льда (при параллельности оси цилиндров оптической оси или, другими словами, перпендикулярности к поверхности замерзания) получились значения

$$\lambda=0{,}57\ \ кг/см^2, \tag{17}$$

---

[1]) Под коэфициентом внутреннего трения, называемым зачастую коэфициентом вязкости или, короче, вязкостью, понимается величина напряжения, вызывающего угловую скорость сдвигания (т. е. увеличение угла сдвига в единицу времени), равную единице.

ВСЕ НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ РОССИИ

а для зернистого льда ледника Хинтерейс

$$\lambda = 0{,}09 \ кг/см^2. \qquad (18)$$

Отметим, что значение (17) близко к значениям (3) и (7), относящимся также к речному льду, причем при всех трех определениях деформации приближались к деформации одиночного кристалла, тогда как значение (18), относящееся к типичному зернистому льду, каким является ледниковый, значительно ниже.

§ 4. Упругие постоянные льда

Предел упругости льда настолько мал, что упругая стадия поведения льда под действием сил может казаться представляющей лишь теоретический интерес, хотя упругими постоянными льда пользуются для решения таких вопросов, как устройство ледяных переправ, посадка самолетов на лед и т. п. Однако такое заключение было бы преждевременным, так как весьма трудно предвидеть, какие стороны изучения льда будут иметь значение в последующем. И в самом деле, мы видим за последние годы все более и более распространяющееся применение *эхолота* для определения толщины слоя льда (например в ледниках, а возможны и другие объекты измерения: ледовый покров океанов и рек, слои вечной мерзлости и т. д.). Применение же эхолота требует знания скорости распространения упругих колебаний, которую можно либо определять путем опыта, либо вычислять по плотности и *упругим* постоянным.

Многие определения упругих постоянных льда нельзя считать убедительными главным образом потому, что силы, которые прилагались ко льду для получения практически измеримых деформаций, почти всегда превосходили — часто во много раз — предел упругости. Единственными бесспорными исключениями являются работы по определению числа колебаний ледяных брусков [16, 20, 10, 28], т. е. по существу скорости распространения колебаний, и непосредственные определения скорости взрывной волны [26, 27], дающие возможность по этим скоростям находить упругие постоянные льда, а именно модуль Юнга E и модуль сдвига N из скорости распространения продольных и поперечных колебаний.

Часть остальных определений относится безусловно к пластической стадии, причем исследователи обычно тем или иным условным способом фиксировали тот отрезок времени, после которого они считали деформацию переставшей быть упругой.

Результаты сведены в табл. XXXVIII, относительно которой мы сделаем далее несколько дополнительных замечаний; предварительно заметим, что в третьем столбце l означает длину образца, f — направление силы (дополнение — см. Доб. IV). Данные, напечатанные курсивом, вычислены мною.

Прежде чем перейти к обсуждению степени достоверности приведенных результатов, укажу, что с чьей-то тяжелой руки в

Таблица XXXVIII

Модуль Юнга E и модуль сдвига N льда по определениям различных авторов

Автор и год	Метод	Образцы льда	Пределы: напряжение кг/см²	Пределы: температуры	E т/см²	N т/см²
Юнг (1820) [16]	Высота звука призмы	?	—	—	*20*	—
Беван (1824) [17]	Изгиб	Озерный лед	*6*	—	*52*	—
Франкенхейм [18]	?	?	—	—	54	—
Рейш 1871 [19]	Высота звука призмы	Искусственный, $l_{\parallel}$ поверхности замерзания	—	Ниже 0°	24 ∓ 1	—
Фабиан 1877 [5]	Растяжение	Искусственный	*3*	0°	*17*	—
Кох 1883 [10]	Прогиб	Озерный	—	—	80—90	—
Кох 1883 [10]	»	»	—	—9	70	—
Кох 1885 [10]	»	Озерный с пузырьками воздуха, ось $\parallel l$	—	—5	64 ∓ 1	—
Кох 1885 [10]	Поперечные колебания призмы	$l \parallel$ поверхности замерзания	—	—7	*88*	—
Траубридж и Мак-Рэ 1885 [20]	Поперечные колебания призмы	Искусственный	—	—	61	—
Траубридж и Мак-Рэ 1885 [20]	Продольные колебания призмы	»	—	—	86	—
Траубридж и Мак-Рэ 1885 [20]	Изгиб	Из пруда	—	—1	*49 ∓ 3*	—
Траубридж и Мак-Рэ 1885 [20]	»	» »	—	—3	65 ∓ *7*	—
Траубридж и Мак-Рэ 1885 [20]	»	» »	—	—5	96 ∓ *8*	—

Траубридж и. Мак-Рэ 1885 [20]	»	» »	—	—7	71 ∓ 12	—
Фрюлинг [21]	Прогиб	?	—	? 0	14 ∓ 6	—
Хесс 1902 [7]	»	Ось ∥ l	—	—1 0	18 ∓ 1	—
Хесс 1902 [7]	»	Ось ∥ l	—	—5 2	6 ∓ 1	—
Хесс 1902 [7]	»	Ось ⊥ l и f	—	—1 —0	38 ∓ 2	—
Хесс 1902 [7]	»	Ось ⊥ l и f	—	—5 —1	42 ∓ 2	—
		Ось ∥ f	—	—5 —1	25 ∓ 2	—
Хесс 1902 [7]	»	Крупнозернистый	—	—3 —1	28 ∓ 1	—
Хесс 1902 [7]	»	Мелкозернистый	—	—3 —0	23 ∓ 2	—
Хесс 1902 [7]	»	Замороженная смесь льда, воды и песка	—	0,5	30 ∓ 5	—
Хесс 1902 [7]	»	Сжатый снег с грязью ($p = 20$ *атм*)	—	—0,2 0	5 ∓ 0,4	—
		($p = 33$ *атм*)	—	—2	15 ∓ 2	—
Вейнберг 1905 [13]	Кручение цилиндра	Речной, ось ⊥ f	3—9	—5	—	16
Вейнберг 1905 [13]	» »	Речной, ось ⊥ f	2—4	0	—	10
Вейнберг 1905 [13]	» »	Ледниковый	0,?—2	5	—	34
Вейнберг 1905 [13]	» »	»	0,8—4	0	—	8
Бердслей 1908 [22]		Речной	—	—	13 ∓ 25	—
Кох 1913 [10]	Прогиб	Озерный, ось ∥ f	—	—8 —7	*62* ∓ *2*	8
Кох 1913 [10]	»	Озерный, ось ∥ l	—	—8 —6	*61* ∓ *2*	—
Кох 1913 [10]	»	Озерный, ось ⊥ f и l	—	—7 —6	*63* ∓ *3*	—
Кох 1914 [11]	»	Речной	—	Немного ниже 0°	87	—

Продолжение

Автор и год	Метод	Образцы льда	Пределы: напряжение кг/см²	Пределы: температура	E т/см²	N т/см²
Кох 1914 [11]	Прогиб	Озерный, обработанный механически, ось $\parallel f$	—	Немного ниже 0°	95 ∓ 2	—
Кох 1914 [11]	»	То же, ось $\parallel l$	—		112 ∓ 2	—
Кох 1914 [11]	»	Озерный сплавленный, ось $\parallel f$	—		87 ∓ 1	—
Кох 1914 [11]	»	То же, ось $\parallel l$	—		114 ∓ 3	—
Кох 1914 [11]	Кручение призмы	Озерный, ось $\perp f$	—	—	—	30 ∓ 0,3
Кох 1914 [11]	« »	То же, ось $\parallel f$	—	—	—	28 ∓ 0,8
Матсуяма 1920 [12]	Прогиб	Речной, ось $\perp$ f и l	—	—3,9	90	—
Матсуяма 1920 [12]	»	Речной, ось $\parallel f$	—	—2,6	60	—
Матсуяма 1920 [12]	»	Речной, ось $\parallel l$	—	—3,7	180	—
Матсуяма 1920 [12]	Кручение цилиндра	Речной, ось $\perp f$	—	—7,0	—	2
Крейгер 1921 [23]	?	Ледниковый	— —3	—1	52	—
Пинегин 1923 [24]	Прогиб	Речной	— —10	—3	12—21	—
Пинегин 1924 [25]	Продольное сжатие	»	0,(—23 —12	—3	3—80	—
Соколов 1926 [9]	Изгиб	Монокристалл, ось $\perp f$	22	—6	26 ∓ 4	—
Броккамп и Мотс 1930 [26]	Скорость взрывных волн	Ледниковый	—	Около 0°	69	25
Бойль и Спрауль 1931 [27]	Скорость взрывных волн	»	—	—5	92	—
Юинг, Крэри и Сорн 1935 [28]	Частота продольных и крутильных колебаний	Речной лед	—	0 —5	93,5 ∓ 0,5	24,2 ∓ 0,5

сводках определений модуля Юнга для льда стало появляться значение 92 700 *кг/см*^{2}, приписывавшееся Мозелею, причем в указываемой статье этого автора [30] каких-либо данных, из которых можно получить значение модуля Юнга, нет. Никакой другой работы Мозелея по этому вопросу не оказалось ни в Phil. Trans. за 1871 г., на который тоже встречаются указания (например у Мак-Коннеля [31]), ни в списке работ этого автора, помещенном в Каталоге научных работ Лондонского королевского общества.

Наиболее достоверным из значений, приведенных в таблице XXXVIII, надо считать, кроме результатов, полученных при весьма кратковременных силовых воздействиях, работы Коха [10] и Матсуяма [12], экспериментировавших, несомненно, в пределах упругости. Однако по отношению к опытам Коха надо отметить, что, как ни тщательно они были поставлены, все же трудно объяснить различия между результатами опытов 1913 и 1914 гг., из которых первые дали раза в $1—{}^1/_2$ меньшие значения модуля Юнга, чем вторые. Различие это нельзя объяснить только большей величиной прилагавшихся напряжений, так как в опытах 1913 г. направление оси нисколько не отразилось на результатах, между тем как опыты 1914 г. дали, наоборот, вполне ясное различие в этом отношении.

Опытам Коха следует все-таки отдать предпочтение по сравнению с опытами Хесса и моими, при которых и он, и я имели дело с напряжением, несомненно, превосходившим предел упругости, и пытались заменить наблюдение типично упругих деформаций наблюдениями деформаций, наступающих в первый момент после приложения силы и почти вполне исчезающих после прекращения ее действий, что могло дать весьма разнообразные и мало достоверные результаты.

Хесс приводит средние из результатов своих определений, причем лишь для трех примеров из приводимых чисел можно найти применявшееся максимальное напряжение: от 7 до 22 *кг/см*^{2} для «кристалла» с осью $\parallel l$, от 8 до 16 *кг/см*^{2} — с осью $\parallel f$ и от 9 до 27 *кг/см*^{2} — с осью $\perp l, f$. Автор экспериментировал без помощника, вследствие чего, весьма вероятно, «первые отклонения», на основании которых он вычислял E, были на самом деле больше действительных первых отклонений, хотя, если судить по приведенному протоколу наблюдений, Хесс и успевал сделать наблюдения через 5—10 сек. после накладывания или снятия груза. В этом примере он считал первое отклонение при нагрузке равным 1,3 делений шкалы, тогда как разность отсчетов по шкале через 10 сек. была 1,6, через 30 сек. 2,3, а через 60 сек. 2,9; при разгрузке он считал первое отклонение равным 1,5 делений, тогда как разность отсчетов через 15 сек. была 1,7, а через 75 сек. 2,9. Это дает повод предполагать, что принятые первые отклонения были своего рода экстраполяционной оценкой того, что можно было считать упругой деформацией. Другое обстоятельство, которое надо иметь в виду при оценке значений

E, полученных Хессом из его опытов, заключается в примененной им формуле

$$E = \frac{1}{4}\,\frac{l^3}{a^3 b}\,\frac{P}{S}, \tag{19}$$

где l — длина образца между точками опоры, a — высота образца, b — ширина, P — груз, а S — деформация. Такая формула относится к случаю стержня, *свободно* лежащего на опорах, тогда как у Хесса образцы были примерзшими к ним. Конечно, было бы неправильно заменить поэтому коэфициент $^1/_4$ в формуле (19) коэфициентом $^1/_{16}$, относящимся к случаю, когда концы стержня неподвижно зажаты, но все же надо считать значения, вычисляемые при помощи формулы (19), несколько преувеличенными, так что вряд ли правильно заключение Хесса, что полученное им значение E для случая оси $\parallel f$, «удовлетворительно совпадает со значением Рейша». В качестве среднего из своих опытов, которое «может быть принято за вероятное значение E для любого льда», Хесс принимает

$$E = 27{,}6 \pm 1{,}7\ кг/см^2, \tag{20}$$

«потому что для зернистого льда получается приблизительно та же самая величина».

Что же касается принципиального вопроса о возможности определения модулей упругости из наблюдений над деформациями тела, которые вызываются силами, превосходящими предел упругости, то я позволю себе привести соответствующую выдержку из моей работы [13], с изменением нумерации формул.

«Модуль сдвига легко определить из опыта, если тело вполне упруго; если же тело пластично, то для определения модуля сдвига надо измерять начальную деформацию тела по приложении силы. Для этого нужно или давать силе действовать очень небольшой промежуток времени (порядка периода звуковых колебаний), или измерять деформацию спустя очень короткое время после приложения силы. И в том, и в другом случае явление усложняется силами инерции, зависящими от ускорения груза, передаточных механизмов и частей самого тела; поэтому, быть может, более целесообразно применение приема вроде предложенного Сегелем [32] для мягких тел: измерение деформаций, вызываемых действием силы в течение различных промежутков времени, и экстраполяция полученных значений для промежутка времени действия силы, равного нулю. Способ же, который применил Хесс для определения модуля Юнга льда и в котором он считает за упругую деформацию — деформацию, наступающую непосредственно после приложения силы и почти вполне исчезающую после прекращения ее действия, нельзя считать удовлетворительным. В самом деле, с одной стороны, для льда деформация быстро растет с течением времени и отделение упругой деформации, наступающей непосредственно после приложения силы, от последующей неупругой зависит лишь от быстроты наблюдения; с другой стороны, особые опыты, произведенные мною над

ледниковым льдом под влиянием споров с Хессом, показали мне, что деформации, производившиеся действием постоянной силы в течение промежутков времени от 3 сек. до 15 мин. и относившиеся друг к другу, как 1 к 40, вполне уничтожались по прекращении действия силы, хотя, конечно, через различные промежутки времени.

Мои опыты над кручением ледяных стержней в сущности отнюдь не приспособлены для определения модуля сдвига, и, если я привожу мои измерения, то главным образом по той причине, что мне не встречалось определений этой величины.

Чтобы не определять из опыта неопределенную величину «деформация тотчас после приложения силы» — тем более, что самое опускание и снятие груза производилось во избежание толчков с возможной осторожностью и довольно медленно, — я ограничивался наблюдениями через небольшие промежутки времени (10—15 сек.), после того как груз был отпущен, и вычислял модуль сдвига по тем деформациям, которые вызывались одноминутным действием силы или получались через 1 мин. после снятия груза».

Рассмотрение этих данных не обнаруживает бросающейся в глаза зависимости ни от угловой скорости в первую минуту (если принять во внимание, что при одном и том же грузе P значения N близки к обратной пропорциональности φ'), ни от величины груза, ни от того, получено ли значение N из деформации после наложения (+) груза или после снятия (—), но отчетливо заметно влияние температуры. Последнее влияние довольно хорошо выражается линейной формулой, причем, смотря по тому, откинем ли мы вовсе наблюдения серий (30) и (31) или придадим им половинный вес, получаем

$$N_1 = 3{,}53\,(1 - 0{,}129\,\theta), \tag{21}$$

$$N_2 = 3{,}36\,(1 - 0{,}233\,\theta). \tag{22}$$

Среднее отклонение значений N_1 от N равно 14%, а значений N_2 38%, если взять все 18 определений, и 21%, если взять 14 более надежных.

Формула (21) имеет еще то преимущество, что все отклонения Δ, соответствующие накладыванию грузов, положительны, а снимание — отрицательны, как и можно было бы ожидать, судя по тому, что обратный ход несколько быстрее замедляется, чем ход при нагрузке, и, следовательно, в те же промежутки времени получаются меньшие деформации, т. е. большие вычисленные по ним значения N.

Чтобы определить по значениям N значение N_0, которое соответствовало бы начальному моменту действия силы или прекращения ее действия, я вычислил из 15 рядов наблюдений ход нарастания (или убывания) деформации за первые две минуты, причем для однородности выражал все деформации в деформации, наблюдавшейся по истечении одной минуты. Средние из этих результатов нанесены точками на чертеже (рис. 56), из которого видно, что сплошную линию, которая проходила бы возможно ближе к этим точкам,

можно начинать по желанию и от 25%, и от 45%. Таким образом начальную деформацию можно считать равной 0,35 ∓ 0,10 от деформации через 1 минуту, а следовательно, на основании (21) принять

$$N_\theta = 1{,}0\,(1 - 0{,}13\,\theta)\cdot 10^{10}\ г/см\cdot сек^2. \qquad (23)$$

с возможною погрешностью в 30—40% этой величины».

Приведенные выдержки относятся ко льду Невы, из которого стержни вырезывались длиной перпендикулярно к поверхности замерзания.

Приведем еще выдержку, относящуюся к результатам наблюдений над кручением ледяных стержней из льда ледников Хинтерейсферпера, Хохиохфернера и Кессельвандфернера.

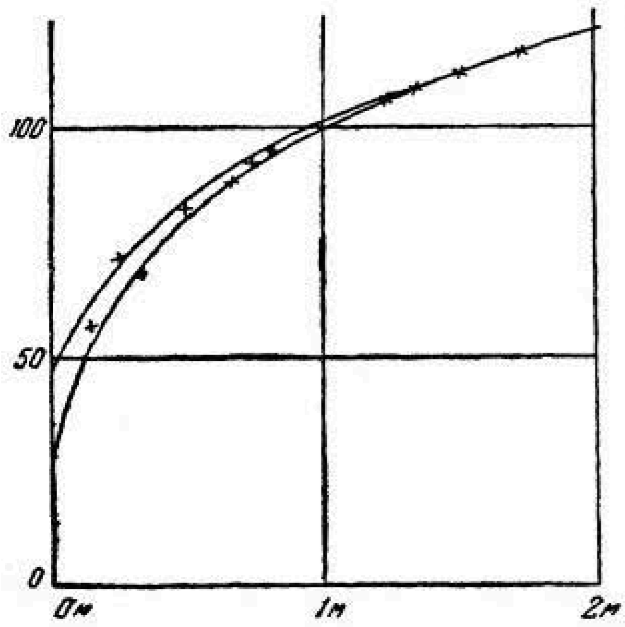


Рис. 56. Зависимость модуля сдвига льда от времени по Вейнбергу.

«Если откинуть девять значений N, соответствующих пригрузкам, которые были произведены при очень большой быстроте деформации и вызвали бы в нормальных условиях меньшие деформации в течение одной минуты, то остальные 43 значения могут быть выражены формулой

$$N = 2{,}12\cdot(1 - 0{,}645\,\theta). \qquad (24)$$

Сравнение с вычисленными по этой формуле значениями, даваемое обзором отклонений Δ вычисленных значений от наблюденных (в процентах этих последних), показывает, что формула (24) выражает наблюдения со средним отклонением в 44%.

Для вычисления отсюда значения N_0, которое соответствовало бы начальному моменту действия силы или прекращения ее действия, я поступил аналогично тому, как в главе II, и получил. . ., что начальную деформацию можно считать равной 0,27 ∓ 0,10 деформации через 1 минуту и, следовательно, принять

$$N_\theta = 8{,}4\,(1 - 0{,}64\,\theta)\cdot 10^9\ г/см\cdot сек^2 \qquad (25)$$

с возможной погрешностью в 50—60% этой величины».

Еще менее удовлетворительны опыты Пинегина [24, 25], в которых в иных случаях вычисленный по *суммарной* деформации модуль Юнга возрастал (в одном опыте — от 49 до 80 $т/см^2$), а в большинстве случаев резко убывал (в лучшем случае в $2^1/_2$ раза, а в худшем — в 17 раз) с увеличением силы, так что для выяснения *упругих* свойств льда опыты эти никакого значения не имеют.

Резюмируя все сказанное здесь (и в Доб. III), правильнее всего будет сказать, что при современном состоянии наших знаний о моду-

лях упругости льда можно указать лишь порядок их величины, который для модуля Юнга равен 70—80 $т/см^2$, а для модуля сдвига 20—30 $т/см^2$.

Это указывает на желательность новых безупречно поставленных определений E и N, причем лучше всего было бы либо давать силе действовать очень небольшой промежуток времени (порядка периода звуковых колебаний), либо измерять деформацию спустя очень короткое время после приложения силы. И в том и в другом случае явление усложняется инерцией, зависящей от ускорений и масс груза, передаточных механизмов и частей самого образца.

Добавим еще, что из определений коэфициента сжимаемости льда Ричардса и Спейерса [29] и Маклашина [112] модуль сжатия получается равным соответственно

$$\Gamma = 86;\ 90\ т/см^2. \tag{26}$$

§ 5. Коэфициент Пуассона у льда

Коэфициент Пуассона, обыкновенно обозначаемый через σ и представляющий собой отношение относительного поперечного сужения (расширения) $\frac{\Delta a}{a} = \frac{\Delta b}{b}$ к относительному продольному удлинению (сокращению) $\frac{\Delta l}{l}$ при приложении продольных растягивающих (сжимающих) усилий к телу, которое может свободно изменять свои размеры в поперечных направлениях, представляет интерес не только сам по себе, но и в качестве контрольного числа при сопоставлении результатов определений модуля Юнга E и модуля сдвига N. В самом деле, для упругих тел должно иметь место следующее соотношение, вывод которого имеется в любом курсе теории упругости:

$$\sigma = \frac{E}{2N} - 1. \tag{27}$$

А так как из определения коэфициента Пуассона следует, что относительное изменение объема при продольной деформации равно (берем случай растяжения);

$$\frac{\Delta v}{v} = \frac{(a-\Delta a)(b-\Delta b)(l+\Delta l) - abl}{abl} = \frac{\Delta l}{l}(1-2\sigma), \tag{28}$$

то, если при сопоставлении значений E и N получается значение σ, близкое к 0 или же близкое к 0,5, а тем более, превосходящее 0,5, то, очевидно, необходимо отнестись критически к исходным данным. В самом деле, при $\sigma = 0$ продольная деформация не сопровождается никакой поперечной, что может иметь место только в таких квазитвердых телах, как древесная пробка, в которых деформирование в продольном направлении сводится по существу лишь к выдавливанию воздуха. Если же $\sigma = 0{,}5$, то изменения объема при продольной деформации не происходит, в бока выдавливается (при сжатии) столько же массы, сколько ее убыло в продольном направлении,

т. е. происходит то, что имело бы место при сжатии очень вязкой несжимаемой жидкости. Значение же $\sigma > 0{,}5$ может иметь место при образовании внутренних пустот в случае продольного сокращения, а в случае продольного удлинения могло бы происходить лишь при физически мало вероятном — если не совершенно невозможном — внутреннем *уплотнении* при растяжении.

При единственных непосредственных определениях этого коэфициента, а именно в опытах Пинегина [25], сдавливавшего куски льда, во всех шести сериях наблюдений, для которых сохранились записи наблюдений, значение σ возрастало с повышением напряжения. В тех пяти сериях, в которых модуль Юнга, рассчитанный по *суммарному* укорочению, *убывал* с повышением напряжения, показывая этим, что автор во всех этих случаях применял напряжения, превышающие предел упругости, значение σ увеличивалось в 1,3—1,7 раза, не превосходя, однако, значения 0,435. В последнее же серии, в которой модуль Юнга *возрастал* от 48,9 до 90,5 с увеличением напряжения, величина σ от 0,287 увеличилась до 0,776, что можно с известной натяжкой объяснить только образованием внутренних пустот.

Если из результатов Пинегина отобрать только те, которые дают приблизительное постоянство при повышении напряжения, то из 4-й серии получается $\sigma = 0{,}326$, а из 6-й $\sigma = 0{,}358 \mp 0{,}047$.

Из сопоставления принятых нами, в качестве наиболее правдоподобных, значений E и N получается

$$\sigma = 0{,}36 \mp 0{,}13. \qquad (29$$

Наиболее непосредственным является — и потому кажется мн наиболее близким к действительности — значение, полученное Броккампом и Мотсом [26] из сопоставления скоростей распространения продольных и поперечных колебаний, а именно $\sigma = 0{,}361$. Значение это относится к ледниковому льду, но можно думать, поскольку оно получено, несомненно, из упругих деформаций льда, что и для льда речного, представляющего сросток монокристаллов с осями, параллельными, а не ориентированными в различных направлениях (как в «зернистом» льде ледников), значение σ сравнительно мало отличается от 0,36.

§ 6. Поведение льда при действии сил, превышающих предел упругости

Насколько этот вопрос представляет интерес для криологии. можно видеть из того, что Добровольский в главе XIV («Движение ледников») своей монографии [113] посвятил обзору относящихся сюда опытных данных 63 страницы (следуя в изложении более чем на половину моим работам).

Если такое значение придается вопросу о пластических деформациях льда только с точки зрения движения льда в ледниках, то, казалось бы, еще больше внимания надо посвятить этому вопросу, если подходить к нему с точки зрения практических проблем. Тем не менее я позволю себе высказать несколько парадоксальное мнение, что в этом отношении преимущественный интерес представляют не изменения деформации во время действия сил, хотя ими и определяется величина остаточной деформации, а величины предела пластичности — величины разрушающих лед напряжений.

Одним из оснований для такого утверждения является то обстоятельство, что ни воздействия льда на внешние тела, ни воздействия внешних тел на лед не бывают в *большинстве* практических случаев не только «бесконечно» длительными, но даже чрезвычайно длительными, хотя бы в связи с тем, что лед — периодический минерал. Конечно, встречаются случаи, когда имеет значение и величина остаточной деформации, особенно, если она очень велика, но все же такие случаи являются исключениями, а не общим правилом.

Если принять такую точку зрения и учесть, что предел упругости льда чрезвычайно мал как абсолютно, так и в сравнении с его пределом пластичности (отношение — порядка нескольких сот), то придется признать, что почти во всех случаях действия сил на лед, лед либо непрерывно деформируется, если мы имеем «статическую нагрузку» по терминологии Марина, либо непрерывно релаксирует, если мы имеем дело со сравнительно редким случаем постоянства деформации.

Остановимся сначала на простейшем случае постоянного напряжения F, лежащего между пределом упругости L и пределом пластичности M. Законы изменения деформации льда для этого случая мало изучены опытным путем, а теория их не разработана даже для простейшей гипотезы Максвелла-Шведова [1]).

Схематически можно описать процессы, возникающие после приложения некоторой постоянной силы, следующим образом.

В начальный отрезок времени $\Delta_0 t$, длящийся, вероятно, долю секунды, когда внешним силам, кроме сил упругости, пропорциональных величине деформации α, и сил, названных нами силами внутреннего трения и пропорциональных скорости деформации $d\alpha/dt$, противодействуют еще силы инерции, пропорциональные изменяемости скорости деформации (иначе говоря, второй производной ее по времени $d^2\alpha/dt^2$), скорость деформации достигает своей наибольшей начальной величины φ_0, при которой при малости всей величины деформации (будем говорить для определенности о сдвиге) внешнее напряжение уравновешивается исключительно силами внутреннего трения:

$$F = \eta_0 \varphi_0, \tag{30}$$

[1]) Попытку постановки такой задачи см. [33].

где η_0 будет относящийся к этим условиям условный начальный коэфициент внутреннего трения.

Если бы после отрезка времени $\Delta_0 t$ скорость деформации оставалась постоянной, а не убывала, то, применяя формулу (30), мы получили бы для η_0 значение

$$\eta_0 = \frac{F}{\varphi_0} = \frac{Fe^{-\frac{\Delta_0 t}{\tau}}}{\varphi_0} +$$

$$+\left(N\tau + \frac{N\lambda}{\varphi_0}\right)\left(1 - e^{\frac{\Delta_0 t}{\tau}}\right) = \frac{Fe^{-\frac{\Delta_0 t}{\tau}}}{\varphi_0} + \left(N\tau + \frac{N\lambda}{\varphi_0}\right)\frac{\Delta_0 t}{\tau}, \quad (31)$$

т. е. значение, которое при больших скоростях φ_0 и малости λ можно считать равным $N\Delta_0 t$.

В последующем, вследствие непрерывного роста наличной деформации α, скорость деформации должна убывать, а коэфициент внутреннего трения возрастать, причем в течение времени, сравнимого с τ, можно думать, что η будет возрастать, а скорость деформации φ убывать приблизительно пропорционально времени.

Далее возрастание η и убывание φ будут замедляться, и φ станет асимптотически приближаться к конечному значению $\varphi_{\text{кон}}$, определяемому из уравнения

$$F = N\tau\varphi_{\text{кон}} + N\lambda, \quad (32)$$

а именно,

$$\varphi_{\text{кон}} = \frac{F - N\lambda}{N\tau}, \quad (33)$$

а η — к значению

$$\eta_{\text{кон}} = \frac{F}{\varphi_{\text{кон}}} = N\tau\frac{F}{F - N\lambda}. \quad (34)$$

Что формулы подобного вида могут (по крайней мере в виде первого приближения) выражать наблюдения над действием постоянного напряжения на лед, показывает более или менее удовлетворительное согласие между получающимися из наблюдений над кручением ледяных цилиндров [13] значениями η_φ при различных быстротах деформации φ со значениями, вычисленными по формуле типа (30) — см. табл. (29)—(34) и (63)—(71) моей работы [13], а также следующий вывод Хесса [7], стр. 422) из его опытов.

«Для всех исследованных образцов льда согласно найдено:

«1. При умеренной нагрузке коэфициент внутреннего трения возрастает с продолжительностью силового воздействия, а именно после 5-минутного промежутка приблизительно пропорционально времени, тогда как для более коротких промежутков воздействия прирост η, повидимому, подчиняется более сложному закону.

«2. При больших нагрузках, приближающихся к пределу прочности, коэфициент внутреннего трения убывает с продолжительностью силового воздействия.

«Таким образом, если мы обозначим чрез α деформацию, вызванную за время $(t - t_1)$ секунд, а соответствующую быстроту деформации чрез $\frac{d\alpha}{dt}$, то для умеренных нагрузок имеет место соотношение

$$\frac{d\alpha}{dt} = \frac{c}{t}, \tag{35}$$

где c — величина, зависящая от нагрузки, размеров образца и времени t».

«Для больших нагрузок в первом приближении

$$\alpha = a + bt^2, \tag{36}$$

где a — упругая деформация, а b определяется нагрузкой и размерами куска льда. Исследования, которые я не мог предварительно довести до конца, дают повидимому в последнем уравнении показатель у t между 1 и 2, но более близкий к 2.

«Влияние температуры на значения η в пределах узкого интервала от 0° до —6°,8 не выявлялось».

Укажем на обширные исследования Ройена [23] над зависимостью величины относительного сжатия льда как от величины действующего постоянного напряжения, так в особенности от времени ее действия. Ройен попытался даже выразить в одной формуле функциональную зависимость деформации не только от этих двух величин, но и от температуры. Если принять те же обозначения, какими мы пользовались выше, и понимать под α относительное сжатие, под f — действующее в течение отрезка времени t (в часах) напряжение (в $кг/см^2$), а под θ — температуру образца, то формула Ройена напишется так:

$$\alpha = \frac{Cf\sqrt[3]{t}}{1+\theta}, \tag{37}$$

где $C = 6—9 \cdot 10^5$.

§ 7. Коэфициент внутреннего трения льда

Из предыдущего ясно, что коэфициент внутреннего трения, понимаемый как отнесенная к единице поверхности сдвигаемого слоя и к единице угловой скорости сдвига *полная* сила сопротивления тела *в данный момент* процесса его деформирования, не может быть рассматриваем как физическая постоянная такого материала, как лед. Если признавать применимость ко льду закона релаксации Шведова, то физическими постоянными льда являются, кроме предела упругости λ, значение η_∞ — коэфициента внутреннего трения при бесконечно большой скорости деформации, или же связанное с η_∞ и модулем сдвига соотношением (16) значение времени релаксации τ.

Поэтому я по отношению к определениям до 1905 г. ограничусь ссылкой на таблицу (25) моей работы [13] и комментарии к этой

таблице, в которой я свел все данные, по каким я был в состоянии вычислить значения η из сделанных до тех пор наблюдений, и которую можно оставить без дополнений, так как с тех пор не было новых опытов в этом направлении. Данные этой таблицы плохо сравнимы между собой, так как рассмотренные определения относятся к различным скоростям деформации, причем не всегда из соответствующей работы можно извлечь необходимые данные об этой скорости.

Что касается возможности вычисления коэфициента η_∞, то наиболее полными являются определения, приведенные в той же работе; мы ограничимся, однако, окончательными эмпирическими формулами, при помощи которых в цитированной работе выражены результаты этих опытов в зависимости от температуры θ (отрицательная величина) и угловой скорости сдвига α', а именно для Невского льда

$$\eta = 0{,}95\left(1{,}13 - \frac{0{,}54}{\theta}\right)^{-\theta} \cdot 10^{13}\ г/см \cdot сек + \frac{5{,}6 \cdot 10^5\ г/см \cdot сек^2}{\alpha' \frac{1}{сек.}}, \qquad (38)$$

а для ледникового льда

$$\eta = 0{,}37\left(1{,}32 - \frac{0{,}65}{\theta}\right)^{-\theta} \cdot 10^{13}\ г/см \cdot сек + \frac{0{,}9 \cdot 10^5\ г/см \cdot сек^2}{\alpha' \frac{1}{сек.}}. \qquad (39)$$

В противоположность заключению, какое вывел Хесс из своих опытов, я — в пределах от — 0°,1 до — 14°,0 для наблюдений над Невским льдом и от — 0°,5 до — 4°,5 для наблюдений над ледниковым льдом — получил ясно выраженную связь η с температурой, которая может быть выражена таблицей XXXIX, дающей зависимость экстраполированных (из значений η при различных α') значений η_∞ от температуры.

Таблица XXXIX

Наблюденные и вычисленные значения коэфициента внутреннего трения льда при различных температурах

Невский лед

θ	—0,1	—0,9	—1,9	—3,9	—5,8	—7,3	—8,6	—11,4	—14,0
$(\eta_\infty)_{набл.} \cdot 10^{-13}$	1,04	1,30	2,00	2,52	3,27	3,81	4,05	5,87	8,20
$(\eta_\infty)_{выч.} \cdot 10^{-13}$	1,15	1,56	1,86	2,41	3,14	3,68	4,31	6,16	8,45

Ледниковый лед

θ	$-0{,}5$	$-1{,}3$	$-2{,}4$	$-3{,}3$	$-4{,}5$
$(\eta_\infty)_{\text{набл.}} \cdot 10^{-13}$	0,58	0,97	0,94	1,80	2,19
$(\eta_\infty)_{\text{выч.}} \cdot 10^{-13}$	0,62	0,84	1,17	1,49	2,12

Замечу, что погрешность в значении $(\eta_\infty)_{\theta=0}$ я считал в 9% для Невского льда и в 33% для ледникового льда.

Добавлю еще, что из сопоставления полученных мной значений η и N получаются следующие оценки времени релаксации τ:

$$\tau \begin{cases} & 0^\circ & -5^\circ \\ \text{Невский лед . . . .} & 950 \text{ сек.} & 1\,670 \text{ сек.} \\ \text{Ледниковый лед . .} & 480 \text{ сек.} & 720 \text{ сек.} \end{cases} \qquad (40)$$

§ 8. Выдавливание льда через отверстие

Взгляд на то, что изучение механических свойств льда имеет значение преимущественно для объяснения движения льда в ледниках, был прежде руководящим в этом отношении; и здесь на одном из первых мест были вопросы о пределе пластичности при продольном сжатии [1]) и о вытекании льда под давлением чрез отверстие.

В качестве первого, кто изучал выдавливание льда сквозь отверстия, обыкновенно указывается Бианкони, причем делаются ссылки не только на ту работу ([33], первая работа), в которой Бианкони описывает свои опыты над кручением ледяных пластинок (рис. 57), но и на те работы того же автора ([33], остальные работы) в которых нет и речи о каких-либо его опытных исследованиях.

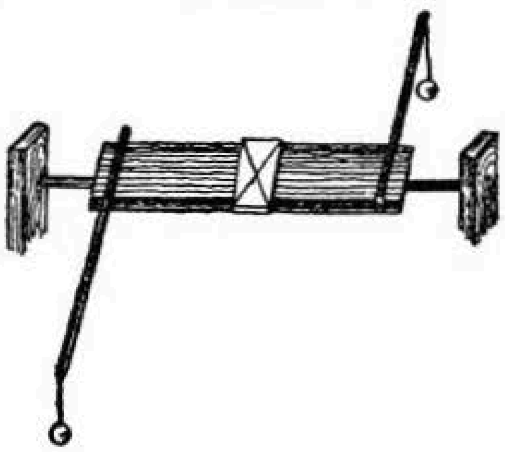


Рис. 57. Прибор Бианкони для кручения пластинки льда и результаты воздействия закручивающей пары.

Из последующих авторов укажем Вуда [35] и Энгельна [36], причем заметим, что Энгельн является противником «вязкого течения» и приписывает движение льда в ледниках режеляции, как показала недавняя полемика по этому вопросу между ним и Чемберленом [37], мало убедительная по доводам с обеих сторон.

[1]) Как пример приведу слова Мозелея [30], определившего разрушающее усилие для раздавливания льда, как равное 308,4 англ. фунтов на кв. дюйм, что равносильно весу столба льда в 710 футов: «Так как нет ни одного ледника, у которого допускалась бы столь большая глубина, как 710 футове то этот факт является ответом на ту теорию, которая приписывает спускание ледника раздавливанию льда у его основания лежащим над ним грузом». Любопытно, что тогда толща льда в 210 *м* считалась невозможно большой,

Вуд из своих опытов пришел к заключению, что «спорной является всякая теория, объясняющая особенные движения ледникового льда предположением существования находящегося под массой льда слоя воды, растаявшей от давления».

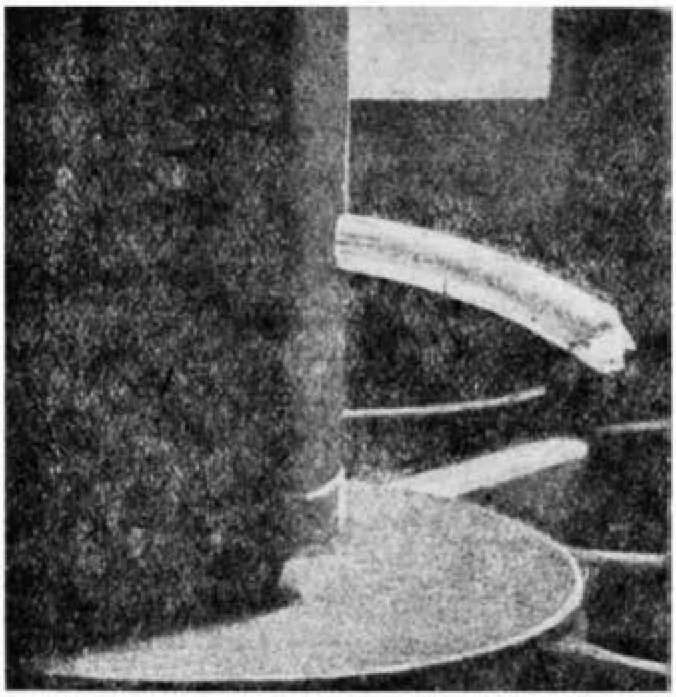


Рис. 58. Опыты Энгельна по выдавливанию льда через боковое отверстие.

Из работы Энгельна заимствуем рис. 58, в котором видна сплошность выдавливаемой струи льда (продольные линии — следы неправильностей в отверстии) и интересен изгиб этой струи вниз.

Наиболее подробно исследовали вытекание льда под давлением Тамманн [38] и Хесс [39], произведшие обширные ряды количественных измерений. Опыты эти представляют сами по себе большой интерес, но ввиду того, что в настоящее время можно с большей или меньшей уверенностью высказать мнение, что процессы вытекания льда чрез отверстие имеют лишь весьма косвенное отношение даже для объяснения движения льда в ледниках, можно не останавливаться на подробностях исследований Хесса и Тамманна и указать лишь наиболее существенные из полученных ими результатов.

Таблица XL

Начальное (p_0) и максимальное (p_{max}) давления истечения и давление плавления $p_{пл}$ по Хессу

θ	p_0	p_{max}	$p_{пл}$
— 5,7	642	665	678
—10,7	1 116	1 130	1 225
—15,7	1 611	1 729	1 681
—21,7	2 000	2 100	2 070
—27,6	2 220	2 240	—

Истечение начиналось при давлении несколько меньшем, чем давление плавления, но скорость истечения, которую Хесс отождествляет в отношении пропорциональности с «быстротой плавления», очень быстро возрастает с повышением давления, как это видно, например, из рис. 59, заимствованного из книги Хесса *Die Gletscher* [114].

Соотношение между начальным давлением истечения, давлением плавления и давлением, при котором имела место весьма большая — практически предельно большая — скорость истечения, может быть иллюстрировано табл. XL, которая относится к опытам Тамманна и в которой начальное давление, давление плавления и максимальное давление обозначены через p_0, $p_{пл}$ и p_{max}. Приведенные в

этой таблице значения давления истечения относятся к сравнительно большим отверстиям. При малости же этих отверстий или зазоров между поршнем и стенками сосуда «давление истечения» Хесс считает приблизительно пропорциональным уменьшению m поперечного сечения при выдавливании и приводит следующие цифры:

m	14	9	6,3	3,1	1,7
p	500	345	230	100	30
Тамманн		Хесс			

(44)

Что касается влияния температуры, то оно сказывается в том, что при постоянном давлении «быстрота плавления» весьма быстро увеличивается с повышением температуры, и для получения постоянной быстроты плавления требуется сильное повышение давления при понижении температуры.

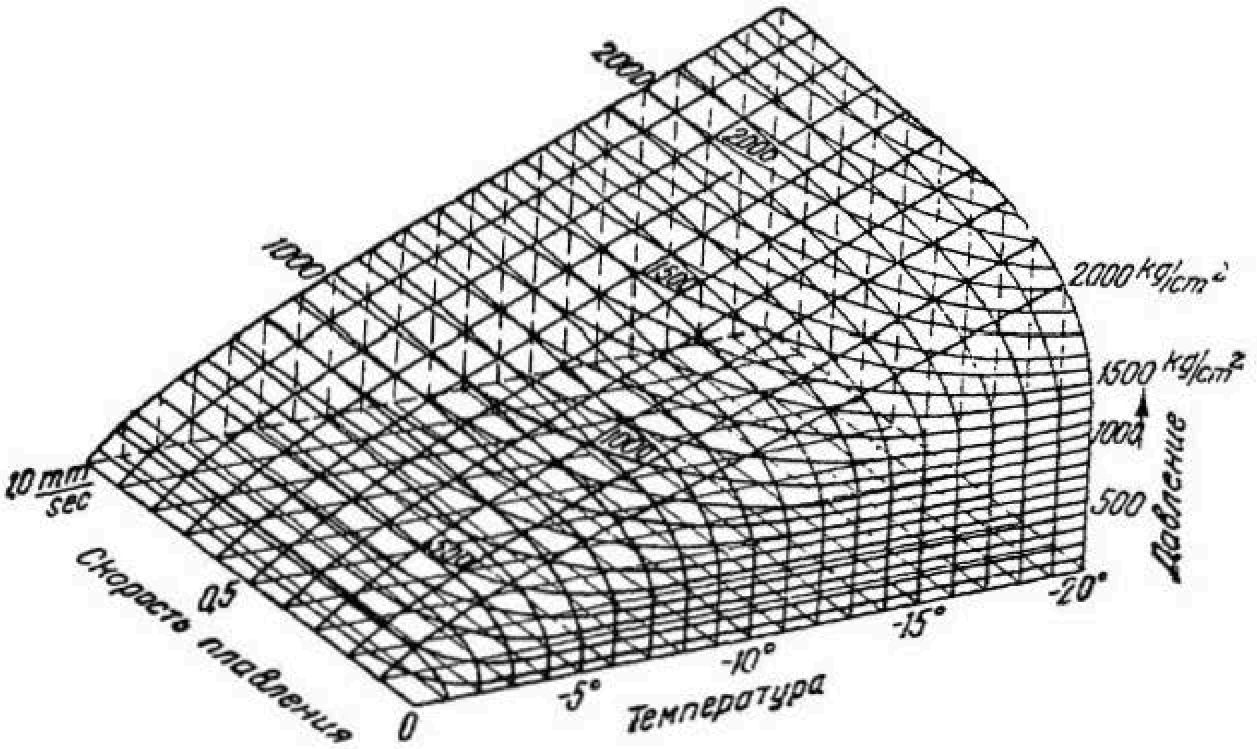


Рис. 59. Соотношения между быстротой плавления, температурой и давлением по Хессу.

Связь наименьшего давления в $кг/см^2$ истечения с температурой Хесс выражает формулой

$$p_{min} = -70t - 2t^2. \qquad (42)$$

Укажем еще, что по Хессу [114] «получившиеся при замерзании радиально направленные кристаллы льда разламываются, так что из отверстия истечения выходит масса из ледяных обломков (Eisbreccie), состоящая из небольших зерен. Наибольшие изменения обнаруживаются в краевой зоне выдавленных кусков; здесь происходит также частичное таяние льда, приводящее к некоторому увеличению зерен льда, когда вода эта снова замерзает в свободных от давления местах».

§ 9. Значение определений предела пластичности льда

Как мы уже подчеркивали выше, наибольший практический интерес представляет величина «временного сопротивления», «разрушающего усилия», «прочности» или — по принятой нами терминологии — «предела пластичности» льда при различных деформациях.

Если дело идет об *использовании льда*, то наиболее существенное значение имеют те *минимальные напряжения*, при которых может наступить разрушение используемых нами кусков льда; и мы должны рассчитывать то сооружение или то приспособление, которое опирается об этот кусок льда, так, чтобы *оно не производило* на лед нагрузок, превышающих эти минимальные значения предела пластичности.

Наоборот, если дело идет о *борьбе* со льдом, то нас должны более всего интересовать те *наибольшие* напряжения, какие может выдержать лед до разрушения на части, сопровождаемого уменьшением оказываемых льдом сопротивлений, если не до нуля, то до величин, значительно меньших предела пластичности. Сооружение, которое подвергается силовым воздействиям льда, мы должны рассчитывать так, чтобы *оно могло противодействовать* всякому напряжению, несколько превосходящему получающиеся из опыта наибольшие значения предела пластичности.

Отсюда видно, что более или менее обычный способ указывать в качестве результатов исследований прочности льда *среднее* из полученных значений предела пластичности нужно считать почти не отвечающим практическим запросам — даже, если такое среднее сопровождается указанием среднего отклонения от него.

Гораздо полезнее в этом отношении указание наименьших и наибольших значений, какие получились в данном ряде испытаний, но и такие данные нельзя считать достаточными для практических целей. В самом деле, помимо вопроса о том, насколько подобные экстремальные значения могут определяться условиями испытания, тот, кто будет пользоваться приводимыми данными, должен иметь возможно ясное представление, *насколько часто* могут встречаться такие аномально большие и аномально малые значения предела пластичности. Ввиду временного характера большинства случаев как использования механических свойств льда, так и борьбы со льдом, может иногда оказаться экономически более выгодным допустить перегрузки льда, несколько превышающие или редко встречающиеся минимальные значения предела пластичности, или допустить прочность подвергающихся воздействию льда сооружений, меньшую этого предела пластичности (другими словами, рискнуть той или иной аварией), чем тратить средства на предельно низкие нагрузки на лед или на предельно прочные сооружения, на которые лед будет действовать. Знание вероятности минимальных и максимальных значений предела пластичности могло бы также помочь рационализации организации мер предосторожностей против аварий в случаях осуществления

сооружений, не соответствующих «нормам», вытекающим из этих экстремальных прочностей льда.

Из этих соображений и ввиду крайней важности вопроса о пределах пластичности льда я решил, во-первых, собрать — по возможности, по подлинникам — все доступные нам числовые данные по испытаниям льда на прочность при различных деформациях и, во-вторых, попытаться выяснить на основании этих данных *кривые повторяемости* различных значений предела пластичности. Во избежание излишнего дробления данных, с одной стороны, и излишней схематизации их, с другой, в соответствующих таблицах следующего параграфа результаты каждого исследования, для которого удалось выяснить данные каждого отдельного испытания, сгруппированы по децилям, т. е. соединены в группы, заключающие последовательные десятые части общего числа испытаний при расположении результатов испытаний в возрастающем порядке[1]). Для каждой такой группы в таблицах даны средние значения результатов соответствующих ему испытаний, выраженные в процентах общего среднего из всех результатов. В случаях, когда число испытаний не делилось без остатка на 10, а равнялось $10a \pm b$, где a и b целые числа, причем $b \leqslant 5$, в двух средних группах число испытаний бралось равным $10 \pm b/2$ при b четном и $10 \pm a + 1/2$ при b нечетном.

При пользовании приводимыми ниже сводками надо иметь в виду, что полученные кривые распределения частот зависят от совокупного влияния двух обстоятельств:

1) действительного различия сопротивления образцов льда, взятых для испытаний;

2) неизбежных погрешностей опыта.

Последние складываются (кроме инструментальных погрешностей, в общем, повидимому, незначительных) из влияния величины отрезка времени, в течение которого испытывавшийся образец путем приложения постепенно — равномерно или скачкообразно — увеличивавшихся напряжений доводился до разрушения, и из влияния местных дефектов испытывавшегося образца.

Что касается влияния времени, то можно утверждать с полной убежденностью, что чем быстрее производится увеличение напряжения,

---

[1]) Одним из очень удобных способов табличного изображения распределения значений какой-нибудь величины является указание средних значений, соответствующих терцилям, квартилям, квинтилям, секстилям, децилям, центилям. Для этого располагают все наблюденные значения в ряд в порядке возрастающих их величин и разбивают этот ряд на 3, 4, 5, 6, 10, 100 частей с примерно равным числом членов. Для каждой такой части вычисляют среднее значение всех членов, составляющих эту часть ряда.

В нашем случае мы остановились на разбивке ряда отношений отдельных значений предела пластичности K к среднему $\overline{K}$ из всех наблюденных значений K на *десять* частей, т. е. распределяли их по *децилям*. Из каждой полученной группы этих отношений (выраженных в процентах) мы вычисляли средние, которые и помещены в таблицах XLIV, XLVI и других того же типа.

тем больше получается предел пластичности. Особенно ясно показали это недавние опыты Витмана и Шандрикова и Каржавина [40]. Обратно, чем большее время дать действовать напряжению, меньшему полученного из испытаний значения предела пластичности, тем больше вероятность, что образец разрушился бы и при таком уменьшенном внешнем механическом воздействии. В качестве яркого примера приведу выдержку из работы Сергеева [41], обратившего внимание на «явления текучести пластичного льда, которые становятся заметными при продолжительном действии нагрузки». «По опытам при постройке ледяного пути на Мурманской железной дороге камень, выложенный слоем в 1 саж. на поверхности льда, имевшего толщину 0,25 саж., при 20° мороза, медленно вдавливался в лед и по истечении недели проваливался на дно реки».

Что же касается местных дефектов образцов, то надо обратить внимание на то, что наибольшие напряжения при испытаниях имеют место в определенных местах *поверхностного* слоя образца и что всякий дефект в том или другом месте этого слоя делает такое место наиболее вероятным инициатором начала резрушения образца именно отсюда — путем образования здесь трещины, появляющейся в поверхностном слое и постепенно распространяющейся внутрь.

Чем однороднее самая поверхность и ближайшие к ней слои образца, тем меньше вероятность того, что значение предела пластичности окажется малым. Однако та или иная степень неоднородности внешних слоев образца неизбежна как по самой методике изготовления образцов, выделяемых в большинстве случаев из куска льда более значительных размеров путем механических воздействий, так в особенности вследствие поликристаллической структуры всякого куска льда. Вследствие конечных размеров отдельных кристаллитов или «зерен» льда последнее влияние должно сказываться тем значительнее, чем меньше размеры испытуемого образца. Все эти обстоятельства заставляют считать пределы пластичности первого и, пожалуй, также второго дециля пониженными по сравнению с теми, которые соответствуют имеющимся в природных условиях, обычно гораздо более значительным по размерам массам льда, и особенно с теми, какие получились бы из испытаний при безупречной однородности поверхностных слоев.

Если мы заговорили об этих слоях, укажем, что так называемая «твердость» льда по шкале твердости минералогов оценивается в 1,5, т. е. лед можно оцарапать гипсом, известковым шпатом и т. д. (а также ногтем), но он сам может оцарапать лишь тальк, твердость которого равна 1. Такая твердость относится, повидимому, к температурам, близким к 0°, так как Кох и Вегенер [115] из своих определений получили, что твердость при —15° лежит между 2 и 3, при —30° — между 3 и 4, при —40° равна 4, а из приводимого Хеймом [48] факта, что при —50° лед не берет лучшая пила; выводят, что при такой температуре твердость льда равна примерно 6. По Стэнструпу [108] «твердость» льда по его наблюдениям (при —30°)

и по наблюдениям Хейна и Притца (при —70°) лежит между 2,5 и 3,0.

Количественные определения твердости (например по Бринеллю) пока, повидимому, отсутствуют, но были бы весьма желательны, в особенности при температурах, близких к температуре таяния.

Что же касается царапин на поверхности льда, то приведу в этом отношении лишь наблюдения Рейша [44], что «если провести выпуклым острием ножа параллельно касательной к острию под известным давлением по льду, то лед либо сам лопается вдоль этой линии, либо с известной уверенностью может быть разломан по этой линии». Рейш сравнивает это с действием алмаза на стекло, но добавляет, что «простая царапина (Kritz) не действует ни на стекло, ни на лед».

§ 10. Сводка опытных данных по определению предела пластичности льда [1])

А. СОПРОТИВЛЕНИЕ РАЗДАВЛИВАНИЮ ПРЕСНОГО ЛЬДА

Результаты исследований различных авторов при обработке разбивались по следующим независимым друг от друга факторам:

1) по глубине слоя, из которого выпилен образец, — учитывались отдельно верхний слой (от 0 до 10 *см*) и нижние слои; более точной диференциации не производилось, так как предварительные подсчеты средних значений для образцов из средних слоев и нижних по основным материалам не показали заметных различий (как это можно было ожидать по тому, что средние слои, как и нижние, образуются из спокойной воды, не волнуемой ветром, и, как общее правило, при меньших температурных градиентах).

2) По направлению усилия относительно оси кристаллов: все данные разделялись на 2 группы: а) направление усилия $\parallel$ оси кристаллов ($K_{\parallel}$); б) направление усилия $\perp$ оси кристаллов ($K_{\perp}$).

3) По температуре льда при испытании: учитывалась температура каждого отдельного образца без объединения в группы. К сожалению, ряд авторов не учитывал части и даже всех этих факторов.

Ввиду недостаточности материала, мы совершенно воздержались от диференцирования результатов по таким факторам, как: 4) условия образования льда; 5) температурный режим льда от периода образования до испытания; 6) время действия усилия и изменение усилия со временем при испытании; 7) размеры образца и тщательность изготовления (параллельность граней); 8) род давящей поверхности.

---

[1]) В подборе и сводке данных для этого параграфа принял значительное участие С. М. Андреев, совместно с которым мной написана работа, относящаяся к прочности пресного льда [45], представляющая распространение сводки, сделанной мной для Эдинбургской сессии 1937 г. международной комиссии по снегу [46].

Так как многие авторы испытывали каждую пару образцов из одного слоя и куска при направлении усилия параллельно оси кристаллов в одном и перпендикулярно в другом, то вычисление отношения $K_\parallel$ к $K_\perp$ для таких смежных образцов дало возможность использовать также те данные, где направление усилия относительно оси кристаллов не было отмечено.

Из параллельных же наблюдений над образцами из одних и тех же слоев С. М. Андреев получил по данным Ледовой научно-методической морской станции Центрального управления гидрометеорологической службы СССР (в дальнейшем называемой сокращенно «Ледовой станцией») следующие результаты (табл. XLI). Большие средние погрешности отношений $K_\parallel$ к $K_\perp$ указывают на небольшую достоверность приведения к одинаковому направлению усилия относительно направления оси. Точно так же не очень достоверно и приведение к одной и той же температуре, без которого было бы трудно сопоставлять результаты определений различных авторов, как это можно видеть из следующего сопоставления, в котором приведены отношения K_{-3}/K_0, полученные из различных исходных данных. Температура —3° выбрана в качестве основной условно, ввиду того, что она лежит сравнительно близко к средней температуре определений K_0, весьма многие из которых были сделаны при положительных температурах окружающего воздуха, т. е. при температуре льда, равной 0°. Однако взять за своего рода норму K_0 было бы нерационально, так как при температуре таяния льда

Таблица XLI

Отношение $K_\parallel/K_\perp$ по данным Ледовой станции

	Верхний слой	Нижние слои
Число испытаний . . .	34	94
Среднее	1,33 ∓ 0,53	1,83 ∓ 1,02
Медиана	1,13	1,23
Максимум	4,20	6,88
Минимум	0,32	0,23

Таблица XLII

Отношение K_{-3}/K_0 по различным авторам

	$\theta = 0°$	—5°	—10°	—15°	—20°	—25°	—30°
По Вейнбергу [47]	1,15	0.95	0,84	0,77	0,73	0,70	0,68
По Арнольду-Алябьеву [48]	1,27	0,85	0.67	0,56	0,51	0,48	0,46
	2,00	0,75	0,71	—	—	—	—
По Витману и Шандрикову [40]	(1,49)	0,79	0,66	0,53	0,44	0,38	0,34
По Каржавину [41] мал. скор.	1,69	0,79	0,54	0,39	—	—	—
бол. скор.	1,08	0,95	0,67	0,36	—	—	—

результаты определения сопротивления льда обычно более разбросаны, чем при других температурах.

Числа первой строки (табл. XLII) были получены мной в 1929 г. из опытов Педдера [49], моих [50, 51] и Бессонова [52—54] над сопротивлением при переломе и Пинегина [24] при раздавливании и срезе. Числа второй строки относятся к опытам по определению сопротивления на перелом, а остальных строк — на раздавливание.

Особенно интересны числа последних двух строк: предпоследняя относится к скоростям уменьшения продольных размеров раздавливавшихся кубиков в 2 *см/мин*, а последняя — к скоростям в 20 *см/мин*, т. е. приближающимся к «мгновенному» разрушению.

Различие значений K_{-3}/K_0, полученных Каржавиным для малых и больших скоростей деформирования, заставляет относиться критически к приведениям определений, сделанных при различных температурах, к одной и той же температуре. Поэтому я не стал уточнять данных путем рассмотрения всего имеющегося на данный момент опытного материала, значительно превышающего по числу определений тот, из какого выведены были раньше [46] числа первой строки табл. XLII, и продолжал пользоваться ими.

Укажу еще на сводку некоторых определений до 1895 г., сделанную Веделем, [101], приводящим значения Траутвайна (11,7—17,6 *кг/см*^{2}), Людлова [20,5—62,5 для «чистого твердого» льда, 16,0—57,7— для льда худшего качества из реки Делавер, 50—для прозрачного льда и 30 и менее — для льда «вблизи устья, где целость его более или менее нарушена (disintegrated) действием соленой воды»], Гдовского (14,6 *кг/см*^{2}) и «других» (21,7—22,5 *кг/см*^{2}). Сводка определений K дана в табл. XLIII (см. также Доб. IV).

Перейдем теперь к выводам из данных табл. XLIII. О двух последних столбцах речь будет дальше, а пока остановимся прежде всего на средних из первого ее раздела, т. е. из тех данных, для которых были указаны все принимаемые нами во внимание факторы. Исключая вторую строку, в которой даны только предельные значения $K_{\text{нижн}}$, и третью, для которой число определений предположительно, получаем следующие взвешенные (по n) средние:
для верхнего слоя

$$K_{\parallel} = 33{,}4 \mp 6{,}8\,(n = 176); \quad K_{\perp} = 29{,}6 \mp 6{,}7\,(n = 53), \qquad (43)$$

для нижних слоев

$$K_{\parallel} = 28{,}2 \mp 11{,}9\,(n = 367); \quad K_{\perp} = 22{,}8 \mp 5{,}7\,(n = 121), \qquad (44)$$

где погрешности — средние отклонения одного из осреднявшихся *результатов*. Вычисляя из этих погрешностей вероятные погрешности самих средних, находим отсюда следующие отношения:

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}}/K_{\perp}^{\text{верхн}} = 1{,}36 \mp 0{,}09, \qquad (45)$$

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\perp}^{\text{нижн}} = 1{,}24 \mp 0{,}12, \qquad (46)$$

Таблица XLIII

Средние значения предела пластичности льда при раздавливании ($\theta = -3°$)

Авторы	Верхний слой						Нижние слои						Σ_n	$K_{\parallel}^{\text{нижн.}}$
	$K_{\parallel}$			$K_{\perp}$			$K_{\parallel}$			$K_{\perp}$				
	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее		
Бессонов [52]	2	—	51,7	1	—	15,4	11	63,8	63,8	7	19,8	20,1	21	53,7
Крейгер [23]	—	—	—	—	—	—	7	—	61—149	8	42	42—75	—	—
Пинегин 1923 [24]	(11)	—	26,1	(11)	—	21,6	(22)	—	32,3	(22)	—	26,8	60	32,4
Пинегин 1924 [25]	16	20,8	33,9	11	23,4	23,9	25	33,2	35,7	22	21,8	28,9	74	32,8
Сергеев [41]	2	—	36,8	2	—	24,7	4	33,5	33,8	4	16,0	16,8	12	30,2
Арнольд-Алябьев [55]	—	—	—	11	37,9	38,7	—	—	—	32	30,2	31,1	43	47,6
Ледовая станция [56]	11	33,6	30,2	11	28,6	26,4	28	39,8	41,3	22	19,3	19,1	72	34,4
Коржавин [41] (1934)	18	30,2	34,5	17	12,5	15,3	25	27,8	32,7	34	13,8	15,6	94	28,6
Коржавин [41] (1936) малые скорости	47	17,1	23,4				150	13,0	16,2				197	17,4
Коржавин [41] (1936) большие скорости	60	44,3	40,8				124	26,9	33,0				184	34,1
Брунс [65]	25	43,7	47,7	25	22,4	24,3							50	37,4
Сергеев [42], направление оси неизвестно		4	16,8		18,9			3	13,0		31,5		7	20,6

Продолжение

Авторы	Верхний слой						Нижние слои						Σn	$K_{\parallel}^{\text{нижн.}}$
	$K_{\parallel}$			$K_{\perp}$			$K_{\parallel}$			$K_{\perp}$				
	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее		
Неизвестно, из какого слоя образцы														
Ломан [60] образцы 20 $см^3$							5	16,55	16,1	5	15,0	14,2	10	18,1
Ломан [60] образцы 10 $см^3$							10	41,5	41,0	10	34,3	35,6	20	50,7
Васенко [57] естественный лед							3	25,8	22,2	1	—	32,7	4	28,1
Макаров [58], искусственный лед							8	37,0	39,8	—	—	—	8	39,0
Белль [67]							6	47,1	47,4	2	—	44,0	8	50,7
Барнес и Маккей [67]							7	19,7	21,9	9	21,5	21,1	16	26,1
Финлэйсон [59]							(5)	—	(135)	(5)	—	(79)	(10)	123,0
Маклашин [116], чистый лед							—	—	—	20	(41,2)	(46,7)	20	67,2
Маклашин [116], мутный лед							—	—	—	5	14,4	15,4	5	22,2
Маклашин [116], весенний лед							3	14,9	28,2	4	1,2	1,2	7	12,8
Неизвестно направление оси кристаллов относительно усилия														
Мозелей [30]										1	—	21,7	1	28,0
Розенталь [60]										8	4,8	5,2	8	6,7
Ломан [60] образцы 10 $см^3$										30	—	25,1	30	30
Васенко [57], искусственный лед										13	26,4	22,9	13	29,5

Продолжение

Авторы	Верхний слой						Нижние слои						r_n	$K^{\text{нижн.}}_{\parallel}$
	$K_\parallel$			$K_\perp$			$K_\parallel$			$K_\perp$				
	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее	n	медиана	среднее		
Неизвестно направление оси кристаллов относительно усилия														
Гэовский [67]							(10)	—	(14,7)	(10)			19,0	
Людлов [67]							(20)	—	(28,0)	(20)			36,1	
Миис [67]							(1)	—	(28,2)	(1)			36,4	
Фрюлинг [21]							5	—	20,4	(5)			26,3	
Белль [67]							3	—	(62,0)	3			80,0	
Энгельн [67]							3	—	(65,6)	3			84,6	
Катанский [61]							2	—	(70,6)	2			91,0	
Браун [62]							(19)	—	34,0	19			43,9	
Романович и Хонигман [63]							(15)	—	28,8	(15)			37,2	
Быдин [64], весенний лед							53	29,4	20,0	53			25,8	
Быдин [64], лед перед ледоходом							17	7,6	9,6	17			12,4	
Витман и Шандриков [40]							118	13,2	12,8	118			16,5	
Шейков и Цытович [65], искусственный лед							6	29,6	26,3	6			33,9	

Примечание. В скобках — предположительно взятые числа определений и результаты наших перечислений (кроме приведения к $\theta = -3°$).

что заметно отличается от данных второй строки табл. XLI, которая при пересчете среднего отклонения одного отношения на вероятную погрешность результата дает

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}}/K_{\perp}^{\text{верхн}} = 1{,}33 \mp 0{,}05, \tag{47}$$

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\perp}^{\text{нижн}} = 1{,}83 \mp 0{,}10. \tag{48}$$

Придавая одинаковый вес значениям (45) и (47) и значениям (46) и (48) и вычисляя погрешность как из погрешностей отдельных значений отношений $K/K_{\perp}$, так и из их отклонений от среднего, находим

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}}/K_{\perp}^{\text{верхн}} = 1{,}34 \mp 0{,}08, \tag{49}$$

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\perp}^{\text{нижн}} = 1{,}54 \mp 0{,}31, \tag{50}$$

что дает из значений (43) и (44) $K_{\perp}$ следующие значения $K_{\parallel}$:

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}} = 33{,}0 \mp 7{,}6; \quad K_{\parallel}^{\text{нижн}} = 35{,}1 \mp 12{,}0, \tag{51}$$

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}}/K_{\parallel}^{\text{нижн}} = 0{,}94 \mp 0{,}39, \tag{52}$$

тогда как из значений (43) и (44) $K^{\text{верхн}}$ и $K^{\text{нижн}}$ получается

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}}/K_{\parallel}^{\text{нижн}} = 1{,}19 \mp 0{,}38. \tag{53}$$

Комбинируя значения (52) и (53) в соответствии с их погрешностями и пользуясь значениями (49) и (50), получаем окончательно следующие коэфициенты для отнесения всех результатов к $K_{\parallel}^{\text{нижн}}$, как к наиболее существенной характеристике.

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\parallel}^{\text{верхн}} = 0{,}93 \mp 0{,}20;$$

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\perp}^{\text{верхн}} = 1{,}25 \mp 0{,}22;$$

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}}/K_{\perp}^{\text{нижн}} = 1{,}54 \mp 0{,}31. \tag{54}$$

Обращу внимание на то, что отклонения этих отношений от единицы настолько близки к их погрешностям, что отличия в слоях и направлениях усилий трудно считать реальными.

Допустим далее, что при отсутствии указаний на относительное направление усилия и кристаллографической оси образца параллельность их была вдвое реже перпендикулярности и что при отсутствии указаний на горизонт слоя, из которого взят был образец, вероятность того, что это был верхний слой, вдвое меньше вероятности, что это был один из нижних слоев. Тогда при помощи коэфициентов (54) мы получаем осредненные числа, помещенные в последнем столбце табл. XLIII; n — числа отдельных определений.

Исследования Быдина (а также часть исследований Маклашина) производились над льдом во время весеннего ледохода, т. е. над

льдом, уже начавшим разрушаться; поэтому эти данные не приняты во внимание при выводе окончательного взвешенного среднего (с половинным весом для данных из определений Ломана в последнем разделе). Это среднее (из 1246 определений) оказалось равным

$$K_{\parallel}^{\text{нижн}} = 31 \mp 10, \tag{55}$$

где погрешность — одного результата (средняя взвешенная).

Из (55) на основании коэфициентов (54) получаем следующие вероятные средние значения сопротивления льда на сжатие в других случаях:

$$K_{\parallel}^{\text{верхн}} = 33;\ K_{\perp}^{\text{верхн}} = 25;\ K_{\perp}^{\text{нижн}} = 20. \tag{56}$$

Распределения отклонений от средних по децилям получились при выражении результатов в процентах от среднего для каждой группы определений каждого автора (при $n > 10$ значения n для каждой группы указаны в скобках после автора) и каждой из характеристик K приведены в табл. XLIV.

Из того, что средние для разделов I — VI табл. XLIV более схожи, чем данные разных авторов внутри каждого раздела, следует, что глубина слоя и направление кристаллов относительно усилия не оказывают заметного влияния на распределение значений K. Поэтому можно взять общее среднее из всех данных таблицы; таким образом получается следующее осредненное распределение сопротивлений пресного льда на раздавливание.

Децили . . .	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$K/\bar{K}$ · ($n = 830$)	45	58	67	77	84	96	108	121	141	202
	∓11	∓11	∓13	∓13	∓13	∓8	∓8	∓8	∓14	∓44

(57)

в. СОПРОТИВЛЕНИЕ ПЕРЕЛОМУ ПРЕСНОГО ЛЬДА.

Как и при изучении деформаций льда при изгибе, здесь надо различать три случая (см. рис. 60):

a) ось параллельна f,
b) ось перпендикулярна f и l,
c) ось параллельна l.

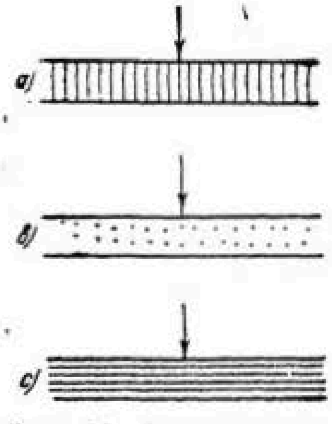


Рис. 60. Три случая изгиба.

В материалах Ледовой станции, которые вошли в приводимую ниже сводку, различаются только случаи *a*), и *b*), у Бессонова *a*) и *c*). В остальных материалах, где только есть какие-либо указания относительно ориентировки усилия и оси, случаи *b*) и *c*) четко не разделяются; так как случай b) более вероятен, они отнесены в табл. XLV к этому случаю. Случай, когда относительно взаимного расположения f, l и оси ничего сказать нельзя, обозначается далее чрез x.

Попытки определения отношения K_a/K_b из результатов испытаний в тех случаях, когда один и тот же слой из одной и той же

Таблица XLIV

Распределение по децилям частных значений отношения K при раздавливании к среднему $\overline{K}$ в процентах

Автор и число испытаний	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I. Верхний слой, $K \parallel$										
Пинегин (16)	44	49	56	57	60	63	84	105	134	289
Ледовая станция (11)	49	66	71	92	96	98	111	115	117	188
Коржавин (малая скорость) (47)	34	45	53	60	64	83	107	124	163	267
Коржавин (большая скорость) (60)	35	67	85	98	104	109	112	115	123	162
Среднее (134)	37	57	69	79	84	94	107	117	138	216
II. Верхний слой, $K \perp$										
Пинегин (11)	35	48	58	82	94	100	108	130	143	206
Арнольд-Алябьев (11)	49	66	71	92	96	93	111	115	117	188
Ледовая станция (11)	48	78	81	100	103	110	116	119	119	121
Среднее (33)	44	63	70	91	98	103	112	121	126	172
III. Нижние слои, $K \parallel$										
Бессонов (11)	73	74	74	85	98	103	106	116	135	135
Пинегин (25)	23	29	34	48	67	100	129	140	178	290
Ледовая станция (28)	53	75	90	92	94	99	104	112	131	148
Коржавин (малая скорость) (150)	37	50	57	62	72	82	93	115	139	239
Коржавин (большая скорость) (124)	40	50	59	64	74	94	111	132	160	218
Среднее (338)	41	52	59	65	75	91	104	123	148	224
IV. Нижние слои, $K \perp$										
Пинегин (22)	37	45	49	58	67	86	94	128	154	305
Арнольд-Алябьев (32)	68	76	80	89	96	101	113	118	125	139
Ледовая станция (22)	37	47	60	73	89	110	120	136	155	168
Среднее (76)	47	56	63	75	84	99	110	129	146	194
V. Слой неизвестен										
Барнес и Маккей (16)	46	58	61	68	82	108	133	141	142	189
Маклашин (32)	50	67	74	81	87	95	99	119	146	193
Среднее (48)	49	64	70	77	85	99	110	126	145	192
VI. Слой и направление усилия относительно оси неизвестны										
Васенко (13)	38	44	46	74	89	109	125	132	157	184
Быдин (70)	42	61	75	81	90	103	112	122	133	180
Витман и Шандриков (118)	68	78	86	93	99	103	108	112	120	134
Среднее (201)	57	70	78	88	95	103	110	117	127	153

Таблица XLV

Средние значения предела пласти

Слой	Верхний слой							
Случай / Авторы	*a*		*b*		*c*		Неизвестно (*x*)	
Васенко [57]								
Макаров [58]								
Вейнберг [51]					10	13,3		
Бессонов 1913 [52]	24	18,0						
Бессонов 1914 [53]					(10)	11,0		
Бессонов 1915 [54]	30	13,6						
Катанский [61]								
Сергеев [42]	2	17,3	2	6,2	1	9,9		
Педдер [49]					10	7,4		
Ледовая станция 1930 [56] .	16	14,2	14	16,2				
Ледовая станция 1931—1934 [56]	13	14,8	8	17,8				
Ледовая станция 1936 [56] .	8	8,6	1	16,1				
Фрюлинг [21]								
Хесс [7]								
Кох [10, 11]								
Рейш [44]								
Пфафф [102]								
Тарр и Рич [8]								
Крейгер [23]								
Пинегин [68]								
Браун [62]								
Маклашин, кристаллический лед [116]							2	9,6
Маклашин [116], мутный лед								
Коржавин [41], малые скорости								
Коржавин [41], большие скорости								
Трощинский [69]	3	19,7	1	19,1				
Среднее:	96	14,8	26	15,3	31	10,6	2	9,6
	155 16,3							

(см. также Доб. IV)

чности льда при изгибе ($\theta = -3°$)

Нижние слои				Из какого слоя — неизвестно			
a	*b*	*c*	Неизвестно (x)	*a*	*b*	*c*	Неизвестно (x)
							10 24,3
				3 13,1			
			15 17,3				
78 15,4							
			(15) 11,4				(60) 11,2
(30) 13,6		(30) 32,2					
							10 33,0
4 18,6	4 7,4		2 14,9				
			47 11,5				
19 14,7	18 12,0						
111 16,3	37 14,2						
18 9,2	3 7,4						
							9 14,6
				2 22,8	2 34,6	4 59,6	
					3 32,5		[2 8,8]
							(20) 34,5
							1 55,0
							9 11,1
							(20) 25,7
							(8) 22,4
							45 12,9
			18 14,4				
			8 10,0	2 1,4			
			15 3,5				
4 19,8	2 16,4		25 9,1				
264 15,3	64 13,1	(30) 32,2	145 11,8	7 15,4	5 33,5	4 59,6	194 17,0
508 15,3				208 18,2			

Таблица XLVa

Распределение по децилям частных значений отношения K при изгибе к среднему $\overline{K}$ в процентах

Автор	Для какого слоя	Направление усилия	Число определений	Децили									
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Вейнберг	верхн. . .	x	10	33	50	62	75	81	132	132	141	143	146
Вейнберг	нижн. . .	x	15	60	66	73	75	84	97	111	132	151	188
Педдер	верх. . . .	x	10	77	82	85	88	99	104	107	110	110	141
Педдер	нижн. . .	x	47	68	81	88	90	93	97	106	114	120	136
Бессонов	верхн. . .	a	24	59	76	79	81	87	97	107	118	133	172
Бессонов	нижн. . .	a	78	38	57	80	92	99	104	115	123	128	170
Ледов. станция 1930	» . .	a	19	57	74	85	92	97	99	102	115	127	154
» » 1930	» . .	b	18	36	44	48	80	83	88	124	148	150	181
» » 1930	верхн. . .	a	16	67	69	87	89	95	98	103	114	133	138
» » 1930	» . .	b	14	78	83	88	88	91	99	114	116	124	126
» » 1931—34	» . .	a	13	61	66	74	84	86	104	120	126	136	151
» » 1931—34	нижн. . .	a	111	39	61	77	85	94	103	114	124	136	162
» » 1931—34	» . .	b	37	32	40	55	88	110	121	125	133	141	172
» » 1936	» . .	a	18	41	53	65	65	72	85	87	136	192	196
Маклашин, все случаи			30	58	69	82	88	89	93	104	114	126	157
Коржавин, малые скорости		x	15	77	77	77	89	94	108	117	117	117	143
» большие »		x	25	64	71	74	89	93	109	120	123	126	132
В среднем:			470	50 ∓14	64 ∓9	76 ∓7	87 ∓4	93 ∓6	102 ∓7	111 ∓8	123 ∓7	133 ∓10	157 ∓16

льдины испытывался по способу a) и b), не дали определенных результатов; чисел оказалось мало (36), и значения отношения получились крайне разбросанными и в среднем равными 4.

Общее среднее всех 871 определений сопротивления льда перелому при — 3° будет

$$K = 16{,}2 \mp 4{,}4, \tag{58}$$

где 4,4 — взвешенное среднее отклонение одного из 55 результатов.

Распределение отклонений дает табл. XLVa.

Обратим внимание на то, что средние погрешности средних в табл. XLVa меньше, чем в табл. XLIII.

Поэтому, если взять с равными весами среднее из последней строки этой таблицы и из данных (57), то находим:

Децили	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$K/\overline{K} \cdot 100$ (n=1300) .	48	61	72	86	94	99	108	122	137	180

(59)

Для сравнения приведем еще данные для определений Быдина [64] сопротивления льда на срез.

Децили	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$K/\overline{K} \cdot 100$ (n=136) .	31	66	84	98	101	106	112	124	131	168

(60)

C. СОПРОТИВЛЕНИЕ ПРЕСНОГО ЛЬДА ПРИ ДРУГИХ ДЕФОРМАЦИЯХ

Для полноты картины приведу средние из немногочисленных имеющихся в этом отношении результатов:

Предел пластичности льда на разрыв [18, 24, 30, 5, 21, 70, 119, 59, 57] — среднее из 235 испытаний 11,1.

Предел пластичности льда на срез [24, 30, 59, 64] — среднее из 111 испытаний 5,8.

Предел пластичности льда на кручение [13] — среднее из 9 испытаний 5,1.

Все перечисленные выше определения предела пластичности относятся к так называемой статической нагрузке. Что же касается нагрузки динамической, т. е. определений предела пластичности при ударной пробе, то нам известны лишь опыты Назарова [71], давшие для образцов пресного льда при испытании на перелом из верхних слоев $\sigma = 5{,}4$ (среднее из 9 определений), из средних 5,7 (из 4 определений) и из нижних 5,2 (из 3 определений), а для поверхностных слоев весеннего мало соленого морского льда — 5,0 (среднее из 12 определений). Отметим, что разбросанность результатов в случае ударной пробы меньше, чем для статической нагрузки.

Как единственное указание на сопротивление льда действию мгновенных сил, какое мне встретилось раньше в литературе, приведу следующие слова из статьи Веделя 1895 г. [101]. «Лед в 60 *см* толщиной выдержал удар нагруженного пассажирского поезда, но разломался под ударом локомотива с тендером».

Таблица XLVI

Предел пластичности K соленого льда в $кг/см^2$, приведенный к температуре на 3° ниже температуры замерзания воды, из которой он образовался; в скобках — число испытаний.

	На раздавливание (поверхность замерзания)		На излом (поверхность замерзания)		$\theta°$	$S‰$	$\frac{v}{V}\%$
	$\perp f$	$\parallel f$	$\perp l$	$\parallel l$			
Лед Атлантического океана [58]	—	—	6,4 (4)		0		
Искусственный лед [58]	—	—	7,9 (16)		0	3,4—5,0	—
Лед у о. Уединения [103]	30,5 (304)	29,6 (304)	8,2 (18)	—	— 19	5,9	2,3
» » » [103]	33,5 (528)	24,4 (536)	9,0 (36)	—	— 19	3,7	1,5
» » » [103]	44,4 (256)	35,5 (256)	9,0 (28)	—	— 7	3,7	5,1
» » » [103]	42,4 (144)	21,3 (144)	8,6 (18)	—	— 2	2,9	9,8
Лед Карского и Баренцова моря [104]	—	—	9,8 (14)	—	— 14	5,0	2,5
» » » » » [104]	—	—	9,2 (36)	—	— 8	2,0	1,4
» » » » » [104]	—	—	9,9 (16)	—	— 6	5,1	5,5
» » » » » [104]	—	—	*5,3 (63)*	—	— 1	0,5	—
Лед Белого моря [69]	—	—	12,3 (13)	9,1 (27)	— 3	1,0	2,2
» » » [69]	—	—	8,8 (5)	9,0 (14)	— 1	—	—
» » » [69]	—	—	—	*4,4 (10)*	0	—	—
Лед из устьев рек Белого моря I—II [105]	43,0 (16)	—	—	5,8 (12)	— 13	3,1	1,5
» » » » » » » [105]	26,4 (12)	—	—	7,4 (12)	— 6	4,5	4,8
» » » » » » » [105]	17,5 (20)	—	—	5,4 (15)	— 4	1,6	5,6
» » » » » » III [105]	19,7 (36)	—	—	6,3 (27)	— 3	3,0	6,5
» » » » » » IV [105]	*25,6 (16)*	—	—	5,4 (12)	— 1,5	3,8	—
» » » » » » » [105]	*19,8 (30)*	—	—	3,7 (24)	— 0,4	2,4	—
Льдина из тороса близ берегов Гренландии [106]	30,1 (7)	36,9 (3)	—	—	— 21	0,4	0,2
» » » » » » [106]	37,6 (3)	30,5 (13)	13,2 (29)	57,1 (15)	— 10	0,5	0,4
» » » » » » [106]	28,2 (17)	21,8 (20)	7,8 (4)	—	— 5	—	—
» » » » » » [106]	18,8 (4)	26,1 (12)	—	—	— 2	0,4	1,2
» » » » » » [106]	—	*8,3 (15)*	*6,6 (2)*	*3,4 (12)*	— 0,3	—	—
» » » » » » [106]	**39,0 (6)**	**30,7 (11)**	**14,7 (11)**	**12,8 (6)**	— 9	0,6	0,3

Курсивом напечатаны значения K, относящиеся ко льду, близкому к распадению на отдельные зерна; жирным — результаты, полученные после продолжительного прогрева образцов до 0°, приведшего к замене соляных прослоек более пресной водой.

D. ПРОЧНОСТЬ МОРСКОГО ЛЬДА

До последних лет было сделано очень мало определений прочности соленого льда [1]), но в настоящее время положение резко изменилось: число уже сделанных определений измеряется многими сотнями и быстро увеличивается с каждым годом, главным образом благодаря интенсивной работе в этом направлении на многих приморских станциях нашего Союза и особенно специальных ледовых лабораторий Главного управления Северного морского пути. Из этих определений пока обработана только сравнительно небольшая часть (а опубликовано еще меньше). Поэтому окончательная сводка данных по прочности соленого льда с соответствующими заключениями была бы преждевременной, и я ограничусь здесь приведением тех результатов, какие пока собраны мною. В отличие от данных табл. XLIII и XLV, в которых все результаты были приведены для сравнимости к одинаковой температуре, подытожение значений прочности соленого льда затрудняется прежде всего тем, что прочность — кроме факторов, перечисленных в начале § 10 гл. II, — должна зависеть от его солености. Второе затруднение в том, что применять числа первой строки табл. XLII, полученные из определений прочности п р е с н о г о льда при различных температурах, для приведения к одной и той же температуре определений прочности с о л е н о г о льда вряд ли вполне законно, даже если воспользоваться (как это сделано ниже) высказанной мне С. М. Андреевым мыслью, что при таких приведениях надо вести счет температур от температуры θ_c замерзания той соленой воды, из какой образовался данный лед.

В табл. XLVI приведены средние значения пределов пластичности соленого льда по определениям различных авторов, приведенные к температуре ($\theta_c = -3°$) (для соответствия с данными табл. XLIII и XLV, относящимися к $\theta = -3°$). В качестве попытки определения каждого автора сгруппированы не по соленостям S‰, а по средним значениям $W = \frac{v}{V} \cdot 100$, где v есть объем жидких прослоек, вычисленный на основании формулы (1) § 8 гл. XI, а V — объем льда.

§ 11. Электрические и магнитные свойства льда

Для практических целей важно знать, что электропроводность *сухого* льда и тем более снега весьма мала и в частности во много раз меньше электропроводности воды, так как этим обстоятельством определяется, например, возможность прокладки плохо изолированных и даже совершенно голых проводников по льду или по снегу. Однако это относится исключительно к *сухому* льду или снегу, потому что поверхностные слои мокрого льда и снега обладают

[1]) См. например [72].

настолько большой электропроводностью, что необходимы обычные методы изоляции проводников.

Поэтому приведем лишь в списке литературы ссылки на четыре более старинные работы [73–76] и укажем, что по опытам Джонстона [77], к результатам которых близки результаты других определений (например Томаса [78]), удельное электрическое сопротивление льда при 0° равно $3{,}67 \cdot 10^7$ *ом*, а при —19°,3 $3{,}86 \times \times 10^9$ *ом*, тогда как особенно тщательно перегнанная вода, из которой этот лед был приготовлен, имела удельное электрическое сопротивление порядка 10^6 *ом*. Обыкновенная же вода, как известно, обладает еще меньшим сопротивлением.

Сопротивление льда увеличивается при понижении температуры сначала очень быстро $\left(-\frac{1}{R}\frac{dR}{d\theta} = 0{,}60 \text{ при } -2°\right)$, затем это увеличение замедляется $\left(-\frac{1}{R}\frac{dR}{d\theta} = 0{,}35 \text{ при } -4°,\ 0{,}22 \text{ при } -6°\right)$, доходит до минимума (0,12 при —12°), а далее снова возрастает (0,18 при —18°).

Добавим, что электрическая прочность льда — порядка $1{,}1 \times \times 10^4$ *в/см*^{3}.

Что касается диэлектрической постоянной льда ε, укажу, что эта величина принадлежит к тем физическим характеристикам льда, которые на данной стадии криологии представляют преимущественно академический интерес. Однако, так как от значения ε зависит скорость распространения электромагнитных волн, а следовательно, и показатель преломления льда, то в случае применения для определения толщины слоя льда методов радиоволн положение может измениться.

В виду этого я ограничусь приведением таблицы, составленной по некоторым данным относительно значений ε, льда при различных температурах t и частотах ν (в циклах), взятых из IV тома «Справочника», отсылая за указаниями источников туда [117], т. IV, стр. 271).

Таблица XLVII

Диэлектрическая постоянная льда ε, при различных температурах θ и для различных частот ν в циклах

ν / θ	50	120	320	$5 \cdot 10^6$	10^7	10^8
— 2	94	—	—		3,4	—
— 5	—	—	51		2,6	—
— 10	95,2	—	—	3,8	—	—
— 18	96,5	59,6	—		—	—
— 30	—	59,0	—		—	—
— 47	—	56,5	3,6	—	—	—
— 70	—	31,5	—	—	—	—
—130	—	4,7	—	—	—	—
—185	3	2,4	—	—	—	1,8

Для полноты укажу на работу Оплатка [79], изучавшего по методу зондов пространственный заряд во льду при переменной электризации и обнаружившего, что в случае льда, полученного из очень чистой воды, но не в вакууме, такие заряды весьма ясно выражены и могут

доводить диэлектрическую постоянную до 2500—2700. В случае замораживания воды, над которой находились только ее пары, пространственных зарядов не оказалось.

По отношению к электризации льда при трении укажем, что по Зонке [80, 81] лед электризуется положительно при трении о воду, пыль воздуха, сталь, латунь, стекло.

По отношению к магнитным свойствам укажу, что лед принадлежит, как и вода, к диамагнитным телам [82] и что его магнитная восприимчивость по опытам Ишивара [83] в пределах от —120° до 0° имеет величину $0{,}699 \cdot 10^5$.

§ 12. Оптические свойства льда

Показатель преломления льда имеет значение главным образом для объяснения оптических явлений, вызываемых наличностью кристаллов льда в атмосфере (гл. X).

Поэтому мы ограничимся ссылкой на работу Пульфриха [118] и табл. XLVIII, которая вычислена по данным «Справочника» и в которой чрез n_o обозначен показатель преломления льда для обыкновенного луча, а чрез n_e — для необыкновенного; данные относятся к 0°, а для перечисления на другие температуры достаточно принять увеличение n с понижением температуры по формуле

$$n_{-\theta} = n_0(1 - 0{,}000029\,\theta). \qquad (61)$$

Для сравнения в последней строке табл. XLVIII приведены значения показателя преломления воды.

Таблица XLVIII

Показатели преломления льда [для обыкновенного луча (n_o) и для необыкновенного (n_e)] и воды ($n_в$) для различных длин волны λ

λ(mμ)	405	436	486	492	546	578	589	623	656	691	706
$(n_o - 1{,}3) \cdot 10^4$	182	158	128	125	103	92	89	76	69	62	59
$(n_e - 1{,}3) \cdot 10^4$	195	171	141	138	114	105	103	89	82	75	72
$(n_в - 1{,}3) \cdot 10^4$	437	410	382	376	353	343	339	331	322	313	310

Гораздо больший интерес представляет коэфициент поглощения лучей различной длины волны льдом и водой, так как его значениями определяется цвет и прозрачность льда и воды для солнечных лучей и прозрачность для лучеиспускания дна водоемов и водотоков, а различная оценка этой прозрачности имела большое значение в полемике относительно теории, приписывавшей лучеиспусканию дна преимущественное значение для образования донного льда.

Я приведу ниже некоторые данные относительно *коэфициента поглощения* $m_л$ и $m_в$ лучей различной длины волны λ льдом и водой. Однако я должен сразу оговориться, что точность этих данных, взятых мной для воды из «Океанографических таблиц (гл. II, [72]) и отчасти из «Справочника», а для льда, вычисленных по работе Плайлера [107], — весьма невелика. Последнее можно видеть, например, из следующих сопоставлений данных для воды по определениям различных авторов.

Таблица XLIX

Коэфициенты поглощения воды для различных длин волн по различным авторам

λ(mμ)	450	530	580	660	730	1 500	3 000
m_1	0,020	0,008	0,026	0,280	1,75	3 840	273 000
m_2	0,012	0,019	0,042	0,162	0,57	—	—
m_3	—	0,003	0,050	0,325	—	—	—
m_4	—	—	—	—	—	2 640	733 000

Здесь m_1 — коэфициент поглощения по опытам Ашкинасса, m_2 — Юана, m_3 — Ауфзесса, m_4 — Дрейша.

Таблица L

Коэфициенты поглощения льда и воды для различных длин волны

λ mμ	186	123	200	220	260	300[1]	415[1]	470[1]	520[1]
$m_в$	6,09	1,66	0,90	0,566	0,255	0,152	0,035	0,012	0,002
λ mμ	560	600	650	700	800	900	1000	1200	
$m_л$	—	—	—	58[2]	63	65	67	130	
$m_в$	0,030	0,158	0,310	0,82	2,43	6,7	40	126	
$\lambda\,\mu$	1,28	1,46	1,5	1,6	1,68	1,96	2,24	3,00	3,93
$m_л \cdot 10^{-3}$	0,16	2,5	3,0	1,6	3,0	—	—	—	—
$m_в \cdot 10^{-3}$	0,12	2,90	2,6	0,9	0,52	12,3	2,0	733	20
$\lambda\,\mu$	6,09	7,00	7,28	8,38	15,0	25	108		
$m_в \cdot 10^{-3}$	253	81	85	70	357	4	42		

[1]) Наблюдения Калитина [84] дают для $\lambda = 332 - 496$ mμ значения $m_л$ от 0,0140 до 0,0159. См. также [109] и [110] стр. 285 и § 5 гл. V.

[2]) Значения $m_л$ вычислены по данным Плайлера, относящимся к лучам, плоскость поляризации которых составляла угол в 45° с главным сечением ледяной пластинки.

Во второй половине таблицы даны значения $m_в$ лишь для тех длин волн, для которых эта величина имеет максимальные или минимальные значения.

Замечу, что все приведенные данные относятся к совершенно прозрачному, т. е. лишенному видимых глазом пузырьков воздуха, льду (то же относится отчасти к воде). Наличие таких пузырьков

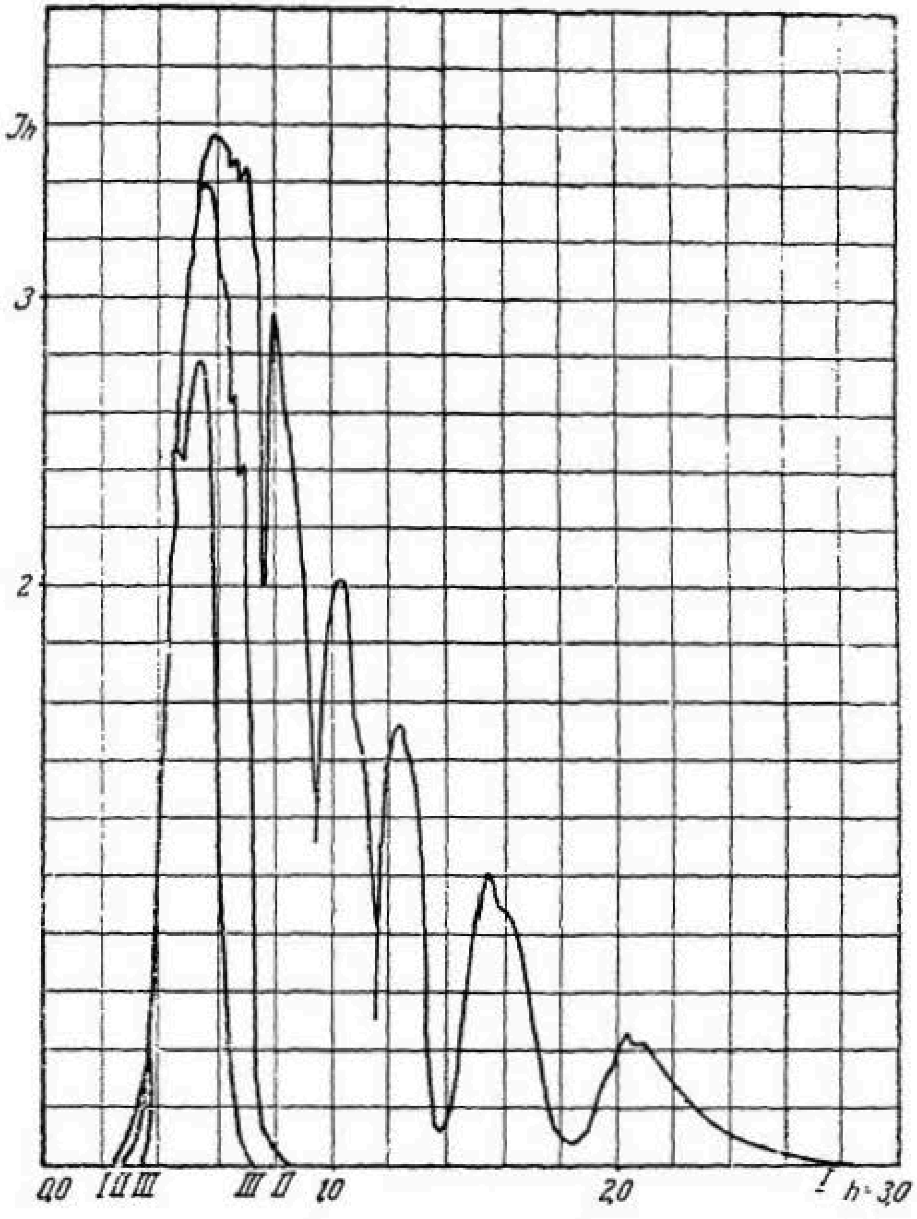


Рис. 61. Распределения энергии в спектре солнечного излучения, падающего на воду (кривая *I*) и прошедшего через слой воды толщиной в 1 и 10 *м* (кривые *II* и *III*).

может настолько сильно ослабить прозрачность льда, что обычно кристалльно прозрачный лед становится белесоватым и даже молочно-белым.

На рис. 61 и 62 изображено распределение солнечной энергии, прошедшей через 1, 5 и 10 *м* чистой воды и чистого льда, и энергии, соответствующей лучеиспусканию абсолютно черного тела, имеющего температуру 0°, и опять-таки прошедшей через 1, 5 и 10 *м* воды

и льда. Рис. 62 объясняет вполне отчетливо тот «синий», «сине-зеленоватый» или «зеленоватый» цвет, какой обыкновенно приписывается льду. Что же касается рис. 61, то он показывает практическую непрозрачность как воды, так и льда для солнечного света и особенно для инфракрасного излучения дна при низких температурах и будет использован нами в дальнейшем.

Ради полноты изложения скажем несколько слов о *триболюминесценции* льда.

Ее «показала сама природа; наблюдалось свечение при ледоходе Сены и Дуная и при трении тонких ледяных иголок на поверхности

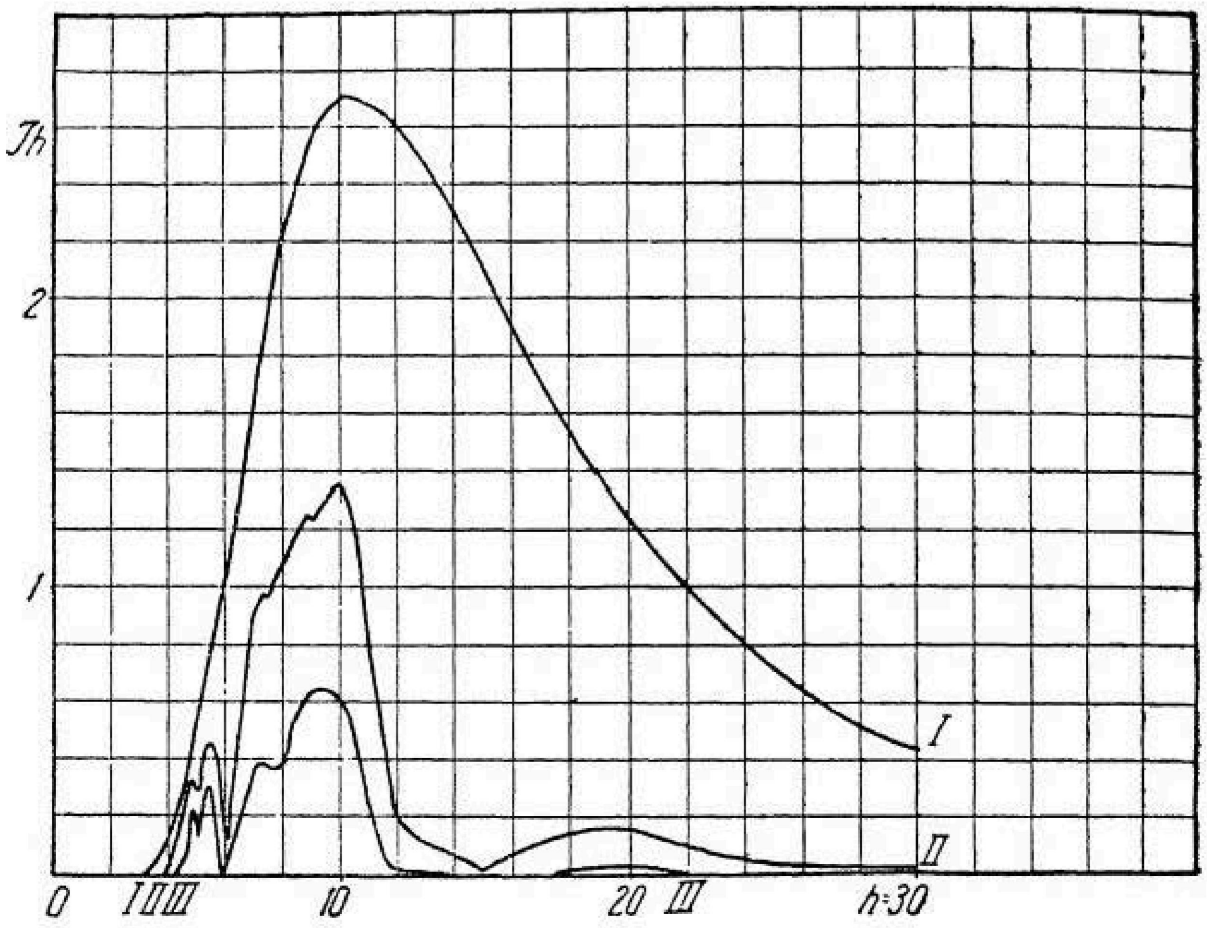


Рис. 62. Распределения энергии в спектре излучения абсолютно черного тела, с температурой 0° (кривая *I*), после прохождения сквозь слой воды в 1 *м* (кривая *II*) и в 10 *м* (кривая *III*).

морей Швеции». «Воспроизвести триболюминесценцию льда искусственно Меккеру и Гейнриху не удалось. Но позднее Понтус заметил свечение при быстрой кристаллизации льда под колоколом воздушного насоса, а Фонтенелль показал, что это явление наблюдается постоянно. Искорки видны даже при дневном свете» (Линденер, [85]).

Аллен-Аллен [86] наблюдал «фосфоресценцию или подобные фосфоресценции искры и блески во льду, когда его ломает пароход».

Отражательную способность льда для инфракрасных лучей (λ от 6 до 18 μ) исследовали Боде [87] и Вейнгеров [88].

§ 13. Микрофлора льда

Широкое применение льда в пищевой промышленности в целях охлаждения продуктов питания, а также при некоторых технологических моментах их обработки, например при приготовлении в США методом эмульсий колбасных фаршей, к которым добавляется до 60% измельченного льда, громадное значение льда в медицинской практике, особенно, когда он назначается для употребления внутрь, наконец, все растущая потребность в применении льда в обыденной жизни естественно выдвигают вопрос о чистоте применяемого льда в бактериальном отношении. Это тем более необходимо, что в некоторых районах пользуются исключительно естественным льдом, условия образования которого могут быть далеко не асептичными.

Данных о бактериологическом состоянии льда имеется в настоящее время значительное количество. Особенно много накоплено их исследователями в Америке, где весьма широко поставлен систематический контроль над микрофлорой льда естественных водоемов, идущего для целей пищевой промышленности. Ввиду отсутствия работ обзорного характера, подводящих итог сделанному, приведем данные некоторых отдельных авторов, чтобы дать этим общее представление о состоянии вопроса.

Бесконечное разнообразие в составе воды обусловливает такое же разнообразие состава и качества природного льда, не только со стороны содержания тех или других примесей или различий в структуре, но и в отношении содержания в нем того или другого количества различных бактерий.

Процесс кристаллизации льда, хотя и является фактором, в сильной степени очищающим лед от всевозможных взвешенных в воде примесей и бактерий, однако еще не может быть признан достаточным. Наличие в природном и искусственном льде прослоек между кристаллами из воды, более насыщенной солями и воздухом, и значительная пористость льда представляются достаточными основаниями для нахождения во льде различных примесей, а также для объяснения связи его бактериального загрязнения с таким же загрязнением воды. Наблюдения проф. Массачузетского технологического института Кизса [89] над льдом реки Гудзон показали увеличение количества микроорганизмов с увеличением пористости льда.

Бактериальная чистота льда зависит от многих, часто неуловимых условий, при которых происходит кристаллизация. В силу этого из воды одного и того же водоема в разное время может получиться лед, различный по бактериальному составу. Большое значение имеет географическое положение, геологические условия залегания водоема, метеорологические факторы и населенность местности. От них зависит степень асептичности образования льда, в частности чистота воздуха от пыли, несущей с собой огромное количество

микроорганизмов, оседающих на поверхности водоема в момент образования льда или незадолго перед этим.

Сказанное с достаточной убедительностью подтверждается как практикой получения искусственного льда, так и исследованиями природного льда у нас и за границей. Лед в районе Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, по исследованиям проф. Б. Л. Исаченко (Арктическая экспедиция О. Шмидта, 1930 г.), оказался стерильным. Также стерилен или почти стерилен лед пролива Маточкин Шар по исследованиям автора в 1927 и 1929 гг.: в 1 $см^3$ этого льда было найдено от 0 до 25 зародышей при содержании в поверхностном слое воды от 7 до 100 бакт. в 1 $см^3$ и полной стерильности воздуха.

В менее северных широтах количество микроорганизмов во льду больше. Лед Невки, по исследованиям А. А. Егоровой [92], содержит от 32 до 98 бакт. в 1 $см^3$, тогда как вода под льдом имела вдвое большее количество бактерий. Еще больше число микроорганизмов в водоемах густо населенных мест и потому более загрязненных.

Френкель [97], исследуя лед прудов, сообщающихся с рекой Шпрее, в воде которой находили до 100 000 микроорганизмов в 1 $см^3$, находил в нем десятки тысяч микробов в 1 $см^3$.

Сравнительно чист, но тем не менее тоже содержит в себе бактерии, лед ледниковый. В ручьях, вытекающих из подножья ледника, Шмельк [98] находил до 6 микр. на 1 $см^3$. Интересно, что во всех пробах из ледников Норвегии, исследованных Шмельком, постоянно встречалась форма, близкая к Bact. fluorescens liquefaciens, вырабатывающая зеленый пигмент.

Лед, выпадающий в виде града, уже в силу своего образования вокруг частичек пыли, поднятых восходящими токами в высокие слои атмосферы, также содержит бактерии. Действительно, Буйвид в Варшаве находил в 1 $см^3$ талой от града воды 21 000 бакт.; А. А. Егорова [92] в Ленинграде в первых порциях находила 3700 бакт. в 1 $см^3$ и 55 — в последующих; Футин — 729 бакт.

Большое количество микроорганизмов может содержаться в снеге. Яновский (Ленинград) [100] в 1 $см^3$ воды, полученной от таяния только что выпавшего снега, находил от 34 до 463 бакт. даже в самые сильные морозы.

Автор [91], беря пробы падающего или только что выпавшего снега на Новой Земле, из 13 проб лишь в 2 нашел зародыши бактерий и то в ничтожном (1 и 3 на 1 $см^3$) количестве. Такая чистота снега Новой Земли находится в связи с чистотой воздуха на Новой Земле, где он, как уже отмечалось, в зимнее время абсолютно стерилен.

Само собой разумеется, что, пролежав некоторое время на поверхности земли, снег постепенно обогащается микробами в большей или меньшей степени в зависимости от населенности пункта, от прерывистости снежного покрова и от засорения его частичками почвы при морозе и ветре.

Снег, остающийся лежать в летнее время на Новой Земле, по-

наблюдениям автора [91] содержал до 500 бакт. в 1 $см^3$. Часто в нем (повидимому, благодаря значительному накоплению минеральных пылевых частичек) получают даже возможность прекрасно развиваться, иногда на больших площадях, микроскопические водоросли Chlamydonomas nivalis Wille (Spheraella nivalis) или Raphinodema nivale. Первая форма является причиной так называемого красного снега, представляющего необычайное зрелище, неоднократно наблюдавшееся путешественниками как в Арктике, так и в Антарктике. Вторая форма вызывает позеленение снега, встречающееся реже. Наряду с водорослями в таком снеге, повидимому, вполне могут размножаться и бактерии. Автор находил в красном снеге от 10 000 до 350 000 бакт. в 1 $см^3$, т. е. во много раз больше, чем в обычном, неокрашенном.

Очень распространен в Арктике также окрашенный в различные цвета лед, морской и материковый.

Что он изобилует различными, главным образом, диатомовыми водорослями и другими организмами—было установлено еще Норденшёльдом и Чильманом в 1875 г. для Карского моря; затем Нансеном в 1894—1896 гг. для 81° шир. и, наконец, Палибиным [93] для берегов Новой Земли во время плавания ледокола «Ермак» в 1901 г. Вместе с Нансеном Палибин считает диатомовые водоросли сильными разрушителями полярного льда, так как благодаря поглощаемому ими теплу и отчасти выделяемой теплоте, в результате их жизнедеятельности, лед значительно быстрее тает. Участки льда, окрашенные в темнопурпурный цвет, наблюдали Норденшёльд и Берггрен в 1870 г. на глетчерах на севере Гренландии. Десмидиевая водоросль Ancylonema Nordenskjoldii Berggr, вызывающая такую окраску, позднее была обнаружена и во льду глетчеров Южной Норвегии.

Таким образом лед в различных своих формах в природе большей частью содержит микробы и притом иногда в больших количествах. Число бактерий, однако, всегда меньше во льду, чем в воде, из которой он образуется.

Рядом врачебно-санитарных исследований льда водоемов Восточных Штатов установлено, что при замерзании в первые 24 часа погибает 90% бактерий. По данным других авторов процент остаточной микрофлоры выше и достигает 50%. Так как известно, что даже гораздо более низкие температуры, порядка —270°, сравнительно мало отражаются на жизни микроорганизмов, то, очевидно, в данном случае гибель бактерий в твердокристаллическом льде обусловливается чисто механическими причинами, возникающими в процессе кристаллизации.

Среди остающейся во льду микрофлоры находили, кроме обычных сапрофитных форм, кокков, спорогенных и не спорогенных палочек, плесней, также и патогенные микроорганизмы: холерный вибрион, чумную палочку и, что особенно важно, бактерии кишечной группы: B. Coli commune, бактерии тифа и по данным Кон-

ради и Роммелера [89] паратифозные бактерии (группа Paratyphus Enteritis), возбудителей человеческого паратифа.

Некоторые из них сохраняются во льду, не теряя способности развиваться, неделями, иногда многие месяцы или более года. По данным Кизса [89], сохраняемость бактерий во льду вообще и в частности патогенных бактерий и их вирулентность тем длительнее и выше, чем больше пористость льда. Нет сомнения, что на длительность их выживания влияет и общая загрязненность льда различными органическими остатками, представляющими субстрат, на котором обычно развиваются бактерии. Известно, что бактерии легче переносят неблагоприятное воздействие внешних факторов, будучи окружены привычным для них субстратом.

Омелянский [92] нашел бактерии (спороносные и бесспорные палочки, кокки, Sarcina flava и др.) в носовой слизи Санга-Юрахского мамонта, пролежавшего в вечной мерзлоте Сибири тысячи лет. Такого же многовекового характера споры Clostridium, обнаруженные Б. Л. Исаченко [90] в «вечной мерзлоте».

Джемс и Таннер, замораживая овощи, содержавшие Clostridium botulinum, обнаруживали его в том же количестве после 14-месячного хранения при —14°, причем ядовитость токсина нисколько не уменьшилась. Н. Б. Нечаева и А. А. Егорова [95] во льду Невы находили денитрифицирующие бактерии, без какого-либо ослабления их жизнедеятельности при высеве на питательные среды.

При определенной пористости льда и при определенных температурах хранения возможно допустить размножение бактерий во льду. Подтверждением этому служит целый ряд новейших наблюдений (Исаченко, Горовиц-Власовой и Гринберг, Рубенчик-Петровой, Бедфорда, Чистякова и Носковой и др.). Ими обнаружено значительное количество микроорганизмов, способных развиваться при отрицательных температурах. Горовиц-Власова и Гринберг [96] число таких бактерий измеряют десятками. Формы, выделенные Бедфордом [99], развивались при —5°. Чистяков и Носкова указывают [111] —8°, как температуру, при которой возможно развитие отдельных форм бактерий. Известно также, что споры плесеней могут прорастать при —8—10°.

Литература к главе III

1. Н. И. Марин, *Труды Центр. аэро-гидр. инст.*, № 139, стр. 20 (1932).
2. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **45**, II ч., 67—115 (1913).
3. В. Д. Кузнецов, *Физика твердого тела*, стр. 504, Томск, 1932.
4. O. Mügge, *Neues Jahrb. f. Mineralogie*, 1895 (2); 211—228 (1895).
5. O. Fabian, *Rozprawy i sprawozdonia z posiedzen wydzialu matematyczno-przyrodniaczego Akademii Umijetnosci w Krakowie*, **4**, 159—176 (1877); *Carl's Repert d. Phys.*, **13**, 447—452 (1877).
6. F. Pfaff, *Ann. d. Phys.*, **155**, 169—174 (1875).
7. H. Hess, *Ann. d. Phys.*, **8**, 405—431 (1902).
8. R. S. Tarr a. J. L. Rich, *Z. Gletscherkunde*, **6**, 225—249 (1912).
9. И. А. Соколов, *Журн. прикл. физ.*, **3**, 275—277 (1926).

10. K. R. Koch, *Sitz.-Ber. naturw. Gesellsch. Freiburg*, 8 (3), 314—329 (1885); *Ann. d. Phys.*, **41**, 709—727 (1913).
11. K. R. Koch, *Ann. d. Phys.*, **45**, 237—258 (1914).
12. Motonari Matsuyama, *Journ. Geology*, **28**, 607—631 (1920).
13. См. гл. I, [80].
14. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. технол. инст.*, **43**, № 3, 39—46 (1923).
15. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. технол. инст.*, **45**, № 2, 27—34 (1924).
16. Bevan, *Phil. Trans.*, 1826, **III**, 306 (1826).
17. Bevan, *Phil. Trans.*, 1826, **III**, 304—306 (1826).
18. Albert Mousson, *Die Physik auf Grundlage der Erfahrung*, **I**, 167, Zürich, 1858.
19. E. Reusch, *Ann. d. Phys.*, **9**, 329—334 (1880).
20. J. Trowbridge a. A. L. Mc Rae, *Amer. Journ. Sci.*, **29**, 349—365 (1885).
21. A. Frühling, *Zeits. d. Ver. deut. Ing.*, **29**, 357—359 (1885).
22. K. R. Beardsley, *Eng. News*, 1908, № 217 (см. гл. I [28]).
23. N. Royen, *Istryck vid temperatur högningar, Hyllmingskrift tilägned F. Vilh Hansen på sextioårsdagen*, Stockholm, 356—383, 1922.
24. В. Н. Пинегин, *Сообщения о научно-техн. работах в Республике*, **12**, 12—14 (1924).
25. В. Н. Пинегин, *Наука и техника*, **5**, № 3—4 (II) 1—6 (1927).
26. B. Brockamp u. H. Mothes, *Z. Geophys.*, **6**, 490—500 (1930).
27. R. W. Boyle a. D. O. Sproule, *Canad. Journ. Research*, **5**, 601—618 (1931).
28. Maurice Ewing, A. P. Crary a. A. M. Thorne, Jr., *Physics*, **5**, 165—168 (1935).
29. См. гл. II, [108].
30. C. Moseley, *Phil. Mag.*, **39**, 1—8 (1870).
31. Mc Connell, *Proc. Roy. Soc. London*, **49**, 323—343 (1891).
32. М. С. Сегель, *Опыт применения полос интерференции к исследованию упругости мягких тел*, стр. 89, Казань, 1899.
33. G. G. Bianconi, *Memorie Accad. Sci. Instituto di Bologna*, **1**, 155—166 (1871); **9**, 581 (1869); **10**, 595 (1869); **2**, 355 (1872).
34. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. техн. инст.*, **45**, № 2, 27—37 (1924).
35. R. W. Wood, *Amer. Journ. Sci.*, **41**, 30—33 (1891); короче, *Nature*, **43**, 309 (1891).
36. Engeln, *Amer. Journ. Sci.*, **40**, 449—473 (1915).
37. Engeln, *Nature*, **80**, 401—403 (1934); R. T. Chamberlain, *Nature*, **80**, 526—527 (1934); Engeln, *Nature*, **81**, 459—461 (1935).
38. G. Tammann, *Ann. d. Phys.*, **7**, 198—224 (1902).
39. Hans Hess, *Ann. d. Phys.*, **36**, 449—492 (1911).
40. Ф. Ф. Витман и Н. П. Шандриков, *Труды арктич. инст.*, **110**, 83—100 (1938);
41. Коржавин, Результаты опытов, сообщенные Б. П. Вейнбергу (частично напечатаны в *Трудах поволжс. инст. воен. инж. ж.-д. трансп.*, **3**, 3 (1938).
42. Б. Н. Сергеев, 18-й сборник отдела инженерных исследований Научно-техн. комитета НКПС, **84**, 5—35 (1929).
43. A. Heim, *Handbuch der Gletscherkunde*, Stuttgart, 1885 [42].
44. E. Reusch, *Ann. d. Phys.*, **121**, 573—548 (1864).
45. Б. П. Вейнберг и С. М. Андреев, *Труды Сибир. физ.-техн. инст.*, **5**, № 3, 15—31 (1938).
46. B. P. Weinberg, *Bull. assoc. intern. d'hydrol. scientif.*, **23**, 509 (1938).
47. Б. П. Вейнберг, *Изв. гл. геофиз. обсер.*, **2**, 29—33 (1929).
48. В. И. Арнольд-Алябьев, *Льды Финского залива по данным наблюдений с советских ледоколов за период* 1922—1932, Доклад № 77 на IV Гидрогр. конф. балтийских стран, стр. 10, Л. 1933.
49. А. Ю. Педлер, *Журн. геофиз. и метеор.*, **1**, 70—76 (1929).

50. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. технол. инст.*, **29**, 1—7 (1913).
51. Б. П. Вейнберг, *Изв. Томск. технол. инст.*, **29**, 1—7 (1913).
52. Е. А. Бессонов, *Изв. Томск. технол. инст.*, **35**, 1—6 (1914).
53. Е. А. Бессонов, *Изв. Томск. технол. инст.*, **43**, № 3, 26—27 (1923).
54. Е. А. Бессонов, *Изв. Томск. технол. инст.*, **43**, 27—28 (1923).
55. В. И. Арнольд-Алябьев, *Изв. гл. геофиз. обс.*, № 2, 15—28 (1929).
56. Ледовая научно-методическая морская станция Центр. упр. гидромет. службы СССР, *Журнал испытаний прочности льда Финского залива* за 1930—1936 гг.
57. Б. П. Васенко, *Сборник инст. инж. путей сообщения*, **50**, 498 (1899).
58. С. О. Макаров, *Ермак во льдах*, ПБ, 418—422 (1901).
*59. J. H. Finlayson, *Canad. Engin.*, **53**, № 5, 101—103 (1927).
60. G. Van Diesen, *Verslagen en mededeelingen d. R. Akad. v. Wetensch. (Natuurkunde)*, **5**, 325—331 (1871).
61. В. Катанский, *Вестник Саратовск. отд. Русск. техн. общ.* 1917, № 11—12, стр. 231—246.
62. S. W. Brown, *Appendix to the Report of the Joint Board of Engineers of St. Lawrence Water-ways*, 1928 (см. гл. I [38]).
63. H. Romanowicz u. E. J. M. Honigmann, *Forschung a. d. Geb. d. Ingenieurwesen*, **3**, 994 (1932).
64. Ф. И. Быдин, *Борьба со льдом на р. Свири*, *Свирьстрой*, 141—148 (1934).
65. См. гл. I [2].
66. Б. П. Брунс, *Труды аркт. инст.*, **83**, 75—97, 1937.
67. См. гл. I, [28].
68. Результаты обработки С. М. Андреевым опытов проф. В. Н. Пинегина 1923—1924 гг. (по записным книжкам), сообщенные им Б. П. Вейнбергу.
69. И. П. Трощинский (Ленинград), Результаты опытов 1936 г., сообщенные им Б. П. Вейнбергу.
70. C. Mc Connell a. D. A. Kidd, *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **44**, 331—367 (1888).
71. В. С. Назаров, *Изучение свойств морского льда*, *Труды Вс. аркт. инст.*, 1937.
72. С. Марютин, Метеор. и гидрол. **2**, № 2, 70—75 (1936).
73. S. P. Bouvier, *Ann. d. Phys.*, **13**, 434—437 (1803).
74. F. Dellmann, *Ann. d. Phys.*, **122**, 334—335 (1864).
75. G. Foussereau, *Journ. de phys.*, **4**, 450—456 (1885); *C. R.* **99**, 80—87 (1885).
*76. Behn u. Kiebiz, *Boltzmann-Festschrift*, 616, 1904.
77. J. H. L. Johnston, *Proc. a. Trans. Nova Scottian Inst. Sci.*, **13**, 127—144 (1912).
78. P. Thomas, *Journ. Frankl. Inst.*, **176**, 283 (1913).
79. G. Oplatka, *Helvetica Physica Acta*, **6**, 244—246 (1933).
80. L. Sohncke, *Ann. d. Phys.*, **28**, 550—560 (1886).
81. Elster u. Geitel, *Ann. d. Phys.*, **32**, 74—91 (1887).
82. C. Brunner jun., *Ann. d. Phys.*, **79**, 173—174 (1850).
83. Ishivara, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **3**, 127 (1914) [см. также **3**, 303 (1914); **5**, 53 (1916); **9**, 233 (1920)].
84. Н. Н. Калитин, *ДАН*, **4** (9), 137—139 (1935).
85. Б. А. Линденер, *Изв. Акад. наук.* 1910, 999—1022.
86. Allen-Allen, *Nature*, **24**, 459—460 (1881).
87. G. Bode, *Ann. d. Phys.*, **30**, 326—336 (1909).
88. M. Weingeroff, *Z. Physik*, **70**, 104—108 (1931).
89. Н. О. Форер, *Ледяное и ледосоленое охлаждение*, *Энергоиздат*, 44—49 (1933).
90. Б. Л. Исаченко, *Изв. инст. СПБ бот. сада*, **12**, № 56, 140—154 (1912).
91. А. Ф. Казанский, *Труды полярной комиссии А. Н.*, **7**, I, 102—106 (1932).
92. Л. В. Омелянский, *Основы микробиологии*, стр. 139, Л., 1931.
93. И. В. Палибин, *Изв. центр. гидромет. бюро*, **5**, 56—66 (1925).
94. Л. В. Омелянский, *Арх. биол. наук*, **16**, 356—366 (1911).

95. Н. Б. Нечаева и А. А. Егорова, *О разложении селитры в воде зимой, Дневник I Всеросс. съезда русских ботаников, ПБ*, № 4, 94—95 (1921).
96. М. В. Тухшнайд, *Холодильная технология, Пищепромиздат*, 1935, 107—109.
97. C. Fränkel, *Z. Hyg.*, **I**, 302—314 (1886).
98. L. Schmelk, *Centralbl. Bacter.* **4**, 544 (1888).
99. B. H. Bedford, *Progress Rep. Pacific Biol. Stat.* № 11, 14—17 (1931).
100. Th. Janowski, *Centrabl. Bacter.*, **4**, 547—552 (1888).
101. P. Vedel, *Journ. Franklin inst.*, **140**, 355—370, 437—455 (1895).
102. Fr. Pfaff. *Ann. d. Phys.*, **155**, 169—174 (1875).
103. Б. П. Бруне и Ю. Н. Дерюгин, *Состав и прочность льда у мыса Желания* в 1934/35 г. (рукопись находится в ред.-изд. отделе Аркт. института).
104. В. И. Арнольд-Алябьев, *О прочности льда Баренцова и Карского моря* (рукопись находится в ред.-изд. отделе Аркт. института).
105. Материалы по изучению сопротивления льда из устьев впадающих в Белое море рек, сообщенные Б. П. Вейнбергу И. П. Трощинским.
106. Материалы по изучению льдины из тороса, взятой в месте снятия папанинцев «Ермаком» и исследованной под наблюдением Б. П. Вейнберга.
107. E. K. Plyler, *Journ. optic. soc. Amer.* **9**, 545 (1924).
108. R. J. Steenstrup, *Geolog. Fören i Stokholm. Förhandl.* **15**, 119 (0893).
109. Н. Н. Калитин, *Труды аркт. инст.*, **39**, 55 (1936).
110. Н. Н. Калитин, *Актинометрия*, стр. 324. Л.—М. 1938.
111. Ф. М. Чистяков и Г. Л. Носкова, *Микробиология*, **7**, 567 (1938) (№ 5).
112. В. К. Маклашин «Коэфициент всестороннего сжатия речного льда» (печатается в журн. *Метеорол. и Гидрол.*).
113. См. гл. I, [3].
114. См. гл. II, [166].
115. См. гл. II, [87].
116. Результаты опытов В. К. Маклашина, сообщенные им Б. П. Вейнбергу.
117. См. гл. II, [1].
118. См. гл. II, [117].
119. Н. М. Абрамов, *Изв. Донск. политехн. инст.* **5** (приложение), I (1916).

Глава IV

СТРУКТУРА ЛЬДА

В. Я. АЛЬТБЕРГ

§ 1. Расположение атомов в кристаллической решетке льда по данным рентгенографического анализа

Со времени открытия Лауэ рентгенографический метод стал мощным и лучшим орудием изучения строения материи, в особенности кристаллов. Наряду с другими веществами было изучено также и строение кристаллического льда.

Для изучения структуры льда рентгенографический метод был применен сначала Джоном [1], затем Деннисоном [2]. Первый нашел у льда гексагональную элементарную ячейку с длиной осей $a = 4{,}74$ Å и $c = 6{,}65$ Å.

Деннисон получал лед для опытов погружением стеклянной трубки, содержащей небольшое количество дистиллированной воды, в дьюаровский сосуд с жидким воздухом. Лед в форме мелких кристалликов экспонировался в течение 10 часов. Он нашел строение решетки, подобное определенному Джоном, со следующей величиной осей:

$$a = 4{,}52 \text{ Å} \quad \text{и} \quad c = 7{,}32 \text{ Å}.$$

Однако ни тем, ни другим из упомянутых исследователей не было определено действительное распределение атомов в решетке. Это было сделано Брэггом [3] независимо от непосредственного анализа рентгеновскими лучами. При этом он исходил из предположения, что лед принадлежит к классу ионных кристаллов и что структурное устройство таково, что каждый положительный ион симметрично окружен отрицательными ионами и наоборот — таким образом, чтобы число соседей было возможно меньше, так как известно, что лед обладает малой плотностью. Такое широкое охватывание пространства с возможно меньшим числом тесно соприкасающихся молекул может быть достигнуто, если каждый кислородный атом поместить в центре тяжести четырех других таких же атомов, размещенных в вершинах тетраэдра, подобно тому как атомы углерода размещены в решетке алмаза. Водородные же атомы размещаются по одному в каждом промежутке, разделяющем два соседних кислородных атома. Для такой структуры количество водородных

атомов по сравнению с кислородными двойное, как того и требует химическая формула молекулы воды. Так как структура кристалла сводится, таким образом, к непрерывной перемежающейся последовательности водородных и кислородных ионов, удерживающихся вместе электрическими силами, то понятие молекулы теряет свое значение: весь кристалл может быть рассматриваем как одна громадная молекула.

Размеры элементарной ячейки решетки льда могут быть получены путем сравнения с ячейкой алмаза, имеющего аналогичное строение, с заменой атомов кислорода атомами углерода и с изъятием всех водородных атомов; хотя молекулярный вес льда больше, чем у алмаза, в отношении 18 : 12, зато плотность льда меньше плотности алмаза в отношении 0,9165 : 3,52. Положим, что линейные размеры решетки льда должны быть увеличены по сравнению с алмазом в отношении $1 : p$.

Для объемного расширения имеем

$$p^3 = \frac{18 \cdot 3{,}52}{12 \cdot 0{,}9165}.$$

Отсюда для линейного расширения получаем $p = 1{,}79$.

Расстояние между центрами двух углеродных атомов в алмазе равно 1,54. Умножая это на вышенайденный коэфициент расширения p, получим для расстояния между центрами двух кислородных атомов $1{,}54 \cdot 1{,}79 = 2{,}76$.

Расстояние между двумя смежными основными плоскостями в алмазе равно 2,05; соответственно для льда оно равно

$$2{,}05 \cdot 1{,}79 = 3{,}67.$$

Наконец, расстояние между двумя атомами, находящимися в одной из означенных плоскостей:

для алмаза 2,52,

для льда $2{,}52 \cdot 1{,}79 = 4{,}52$.

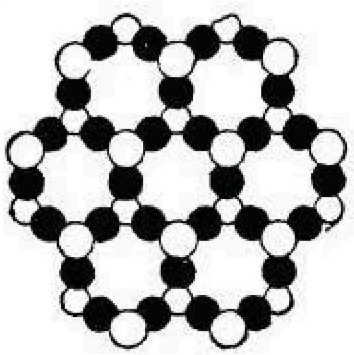


Рис. 63. Расположение кислородных (белые шары) и водородных (черные шары) атомов в зоне, вырезанной параллельно основанию кристалла льда.

Полученные независимо от рентгенографического способа размеры решетки для льда[3] в точности согласуются с размерами, полученными Деннисоном рентгенографически, если принять во внимание, что ось c ячейки Деннисона представляет собой удвоенное расстояние между двумя соседними плоскостями (111).

Для того чтобы ясно представить себе распределение атомов в пространственной решетке льда, попытаемся при помощи плоских чертежей и модели дать представление о пространственной структуре этого кристалла, относящегося к гексагональной системе. На рис. 63

представлено расположение кислородных (белые кружки) и водородных (черные кружки) атомов в зоне, вырезанной параллельно основанию кристалла, причем черные шары нужно представлять себе находящимися в плоскости чертежа, а белые шары — выступающими вперед (более крупные) и назад, за плоскость фигуры.

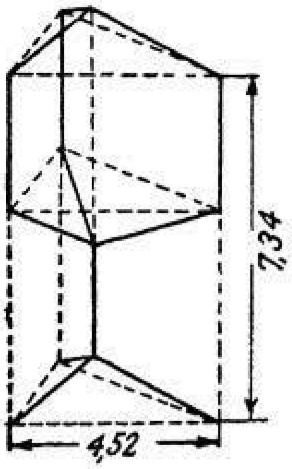


Рис. 64. Элементарная ячейка решетки льда.

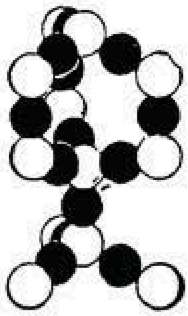


Рис. 65. Расположение атомов в элементарной ячейке решетки льда.

Для того чтобы получить полную модель, нужно заготовить несколько таких каркасов с нанизанными на них шарами и поставить параллельными рядами друг над другом таким образом, чтобы расположенные ниже всего белые шары верхнего ряда приходились против наиболее выдающихся вверх белых шаров нижнего ряда и чтобы можно было между упомянутыми шарами поместить по одному черному шару. Связанные при помощи последних параллельные ряды каркаса с нанизанными шарами в одно целое представят собой модель кристалла льда. Устроить модель можно было бы и иным образом, собирая ее из элементарных призм Деннисона-Брэгга (рис. 64).

Нанизав шары на схему рис. 64, мы получим расположение атомов в элементарной призме решетки (рис. 65). Такая пространственная модель, изготовленная в Главной геофизической обсерватории, представлена на фотографии (рис. 66).

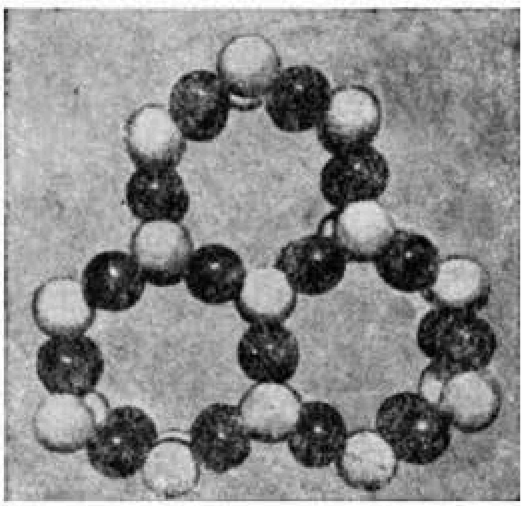


Рис. 66. Модель кристалла льда.

Структура модели показывает, что упаковка молекул отличается своей некомпактностью: имеется много пустых, не занятых молекулами участков пространства. Этим объясняется малая плотность льда (меньше плотности воды), как это с наглядностью вытекает и из вышеприведенных расчетов Брэгга.

Таким образом рентгеновский метод дал возможность твердо и с достоверностью установить как абсолютные расстояния между атомами, так и их действительное расположение в кристаллах вообще и в кристаллах льда в частности.

§ 2. Расположение электронов в молекуле воды и молекул воды относительно друг друга

Из изложенного выше рентгенографического анализа следует, что положение ядер H, а следовательно, и ориентация молекул за-

фиксированы. Это вытекает также и из данных, полученных путем изучения спектральных полос поглощения водяных паров [4].

Анализ этих полос, а также наличие дипольного момента у молекулы воды (см. дальше) позволяют заключить, что атомы H—O—H в ней расположены так, что они образуют равнобедренный треугольник (рис. 67) с углом HOH, равным 103—106°, т. е. весьма близким к тетраэдрическому углу 109°. Длины разных сторон треугольника $OH = 0{,}96 \cdot 10^{-8}$ *см* (величина эта у разных авторов колеблется от 0,9 до $1{,}9 \cdot 10^{-8}$); радиус же молекулы обыкновенной воды равен 1,38 Å.

Треугольник, изображенный на рис. 67, окружен электронным облаком с радиусом 1,38 Å, составленным из 10 электронов, расположенных, однако, неравномерно внутри сферы. 2 электрона принадлежат водородным атомам, остальные же 8 — кислородному атому, расположенному в центре сферы. Из последних электронов два находятся в непосредственной близости к атому O и не принимают заметного участия в образовании

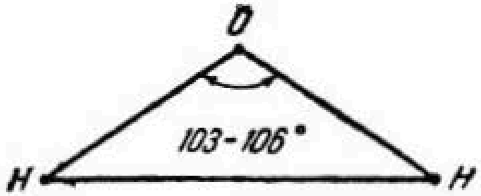


Рис. 67. Расположение атомов H—O—H в молекуле воды.

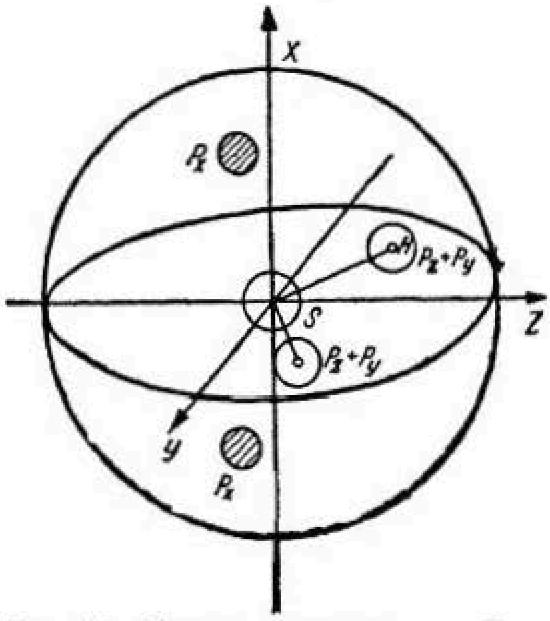


Рис. 68. Модель электронного облака молекулы воды по Милликэну.

связи между O и H; остальные же 6 связывают протоны с ядром кислорода и дают два сгущения, окружающие протоны. Последние представляют собой два положительных центра, в то время как два электрона, о которых упоминалось вначале и которые принадлежат обоим H, образуют два отрицательных центра. Означенные 4 центра расположены в вершинах тетраэдра.

Такую модель электронного облака водяной молекулы с графическим изображением этой модели (рис. 68) дал Милликэн [5].

В центре сферы — атом кислорода, два незаштрихованных кружочка — атомы водорода (положительные центры) и, наконец, два заштрихованных кружочка — два отрицательных центра.

Водородные ядра в молекуле воды надо представить себе вращающимися каждое вокруг своей собственной оси. Молекулы воды будут отличаться друг от друга в силу различной взаимной ориентации осей вращения (спинов) водородных ядер: получаются так называемые *ортовода* и *паравода*.

Строением воды и льда в последнее время особенно много и успешно занимались Берналь и Фаулер [6,7]. По их мнению взаимное

расположение молекул в конденсированных агрегатных состояних жидкой воды и льда определяется стремлением их занять такие положения, при которых протоны одной молекулы (положительные вершины молекулярного тетраэдра) стоят напротив отрицательных электронных сгущений (отрицательные вершины молекулярного тетраэдра) другой соседней молекулы. При таком расположении молекул получается тетраэдрическое строение, т. е. вокруг каждой молекулы воды стоят 4 другие молекулы, как это видно из рис. 69.

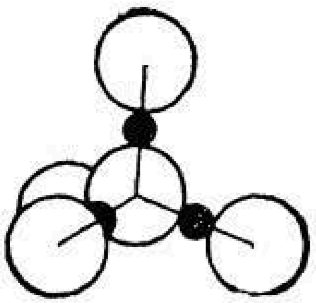


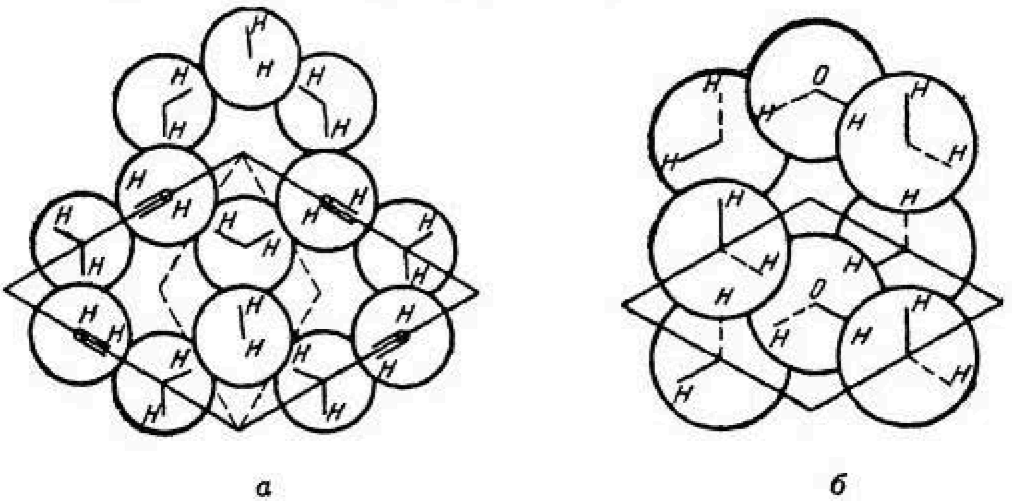
Рис. 69. Тетраэдрическое строение воды.

Строение кристаллов обычного льда по Берналю и Фаулеру показывает рис. 70, *а*.

Если бы при плавлении льда кристаллическая упорядоченная структура нарушалась и получалась жидкость с плотным хаотическим расположением молекул радиуса $1{,}38 \cdot 10^{-8}$ *см*, то плотность воды при 0° по Берналю была бы гораздо выше обычной, именно, 1,84 *г/см*^{3}.

Это обстоятельство в связи с результатами рентгенографического анализа строения льда, изложенного в начале главы, приводит Берналя и Фаулера к заключению, что жидкая вода имеет строение, более близкое к кристаллическому, чем к хаотическому, которое обычно приписывается всем жидкостям.

Обстоятельство это по мнению авторов находится в связи не только с большим дипольным моментом водяных молекул, но и с самой геометрической структурой их, способствующей образова-



а *б*

Рис. 70. Структура льда (*а*) и воды (*б*) по Берналю и Фаулеру.

нию прочной тетраэдрической упаковки в виде решетки типа тридимита (лед № 1) или типа кварца (жидкая вода).

При низких температурах (от 0° до 4°) в воде по теории Берналя и Фаулера сохраняется отчасти еще и ледяная тридимитовая структура, с чем связана и известная аномалия плотности воды. При очень высоких температурах (выше 200°) вода теряет свою скрытокристаллическую кварцевую структуру и переходит в обычную жидкость с хаотическим расположением молекул.

В то время как Таммани объяснял свойства воды, допуская в ней образование полимерных молекул определенного молекулярного веса, Берналь и Фаулер стали, повидимому, на более правильную точку зрения, признавая в воде наличие кристаллической решетки, сильно нарушенной тепловыми движениями (поступательными и вращательными).

В результате своих углубленных исследований они считают, что в воде имеются трояко рода основные формы расположения молекул воды:

1. *Ледо-тридимитообразная форма* (вода I), присущая в особенности переохлажденной воде.

2. *Кварцеобразная форма* (вода II), преобладающая при температурах примерно от 0° до 200°.

3. *Аммониеобразная форма* (вода III), преобладающая при высоких температурах от 200° до 340°, немного не доходя до критической температуры (374°).

При изменении температуры эти формы непрерывно переходят друг в друга, изменяя в соответствии с этим взаимное расположение молекул.

Тридимитообразная форма отличается менее плотной упаковкой молекул, чем кварцеобразная форма. Поэтому исчезновение первой формы с переходом воды от переохлажденного состояния в непереохлажденное является причиной аномального сжатия воды при нагревании выше 0°.

Уменьшение плотности при переходе от воды II к воде III и увеличение расстояния между соседними молекулами вызвано скорее термическим возбуждением их, чем стремлением компенсировать геометрическое сжатие при переходе от кварцеобразной к плотноупакованной структуре.

Эти структурно-геометрические представления о воде дают возможность вывести чисто теоретическим путем ряд свойств воды и ионных растворов в полном согласии с опытом, притом частью количественно, частью качественно.

Сравнивая строение льда, полученное рентгенографическим путем, с тем, которое дают Берналь и Фаулер (см. рис. 70*а*), как будто можно усмотреть существенное различие.

В первом случае дается пространственное расположение *атомов*, в то время как во втором дается взаимное расположение *молекул*. Сами авторы (Берналь и Фаулер), давая свое расположение молекул, сопровождают его следующим замечанием: «Такое расположение, конечно, лишено тригональной симметрии и с первого взгляда не может быть согласовано со структурой льда, известной нам из данных рентгеновского анализа» [7].

Правда, в первом случае о молекулах нет речи, так как «в кристалле понятие молекулы, по мнению Брэгга, теряет свое значение». Во втором же случае, наоборот, преимущественное внимание обращено на расположение именно молекул.

Однако, несмотря на различную трактовку вопроса теми и другими авторами и несмотря даже на прямое указание Берналя и Фаулера на невозможность (с первого взгляда) согласовать обе структуры, все-таки нетрудно усмотреть весьма много общего между обеими структурами, если не сказать даже большего.

Для того чтобы читатель мог в этом убедиться, достаточно немного изменить модель молекулы, принятой Милликэном и Берналем в виде сферы (конечно, условно, так как молекула воды, наверное, не шарообразна и не симметрична, ибо атомы, ее образующие, составляют треугольник с тупым углом), и представить себе, что водородные атомы ее находятся не внутри сферы, а вне ее и не в виде точек, а в виде черных шариков, касающихся белого шара, который в этом случае символизировал бы не молекулу воды, а только атом кислорода.

Если так представить себе модель молекулы воды и сохранить в ней те же две линии под углом, символизирующие силы взаимодействия между ядром кислорода и водородными ядрами, и те же два отрицательных центра на поверхности сферы (атома O, а не молекулы H_2O), то, располагая такие модели молекул таким же образом, как у Берналя и Фаулера, получим (рис. 70,*б*) строение, ничем, повидимому, не отличающееся от рентгенографического строения (см. рис. 63), в котором, однако, *молекулярность* не отражена совершенно.

В рисунке же 66 отражены как молекулярность, так и полное соответствие между новой структурой Берналя и Фаулера и структурой Деннисона-Брэгга в отличие от указания первых авторов на отсутствие такого соответствия.

§ 3. Данные исследования методом спектров Рамана

Согласно данным многократного изучения *рамановского спектра* воды, последний состоит из трех полос при $\Delta\nu = 3216$, 3435 и 3582, которые, очевидно, соответствуют основной частоте $\nu = 3700$ молекулы H_2O, найденной по инфракрасной абсорбции водяного пара. Полосы воды отличаются от полос других жидкостей своей шириной, благодаря чему они почти полностью перекрываются. Это указывает на эффект нарушения энергетических уровней местными диполями и само по себе является доказательством внутренней структуры, отличной от структуры нормальных жидкостей.

Полосам воды в рамановском спектре льда соответствуют линии $\Delta\nu = 3193$, 3391 и 3549. Это показывает, что в первом приближении влияние соседних молекул на любую молекулу одинаково в обеих фазах и что, по всей вероятности, вода подобно льду имеет тетраэдрическую структуру с четверной координацией.

Относительные интенсивности линий показывают, что эта координация неточна и имеет тенденцию к разрушению при более высоких температурах. Преобладающей линией для льда является

линия 3200, для холодной воды — линия 3400 и для горячей воды — линия 3600. Поэтому ослабление линии 3200 в рамановском спектре является указанием, параллельным максимуму 2,2 Å в дифракции рентгеновских лучей, и знаменует начало перехода к плотно упакованной структуре.

Весьма возможно, что линии 3200, 3400 и 3600 соответствуют структурам воды I, II и III; однако утверждать это с определенностью можно было бы лишь после экспериментального подтверждения означенного соответствия.

Среди особых свойств воды и льда весьма примечательным свойством является высокая диэлектрическая постоянная воды (88 при 0° С), тогда как для льда при низких частотах она падает до 2. Особенно тщательно этот вопрос был изучен Дебаем [8], пользовавшимся для молекулы воды H_2O моделью, состоящей из сферических носителей диполей, которые могут вращаться под комбинированным действием эффективного электрического поля и внутреннего трения воды и льда. Дебай показывает, что внутреннее трение, время релаксации, а следовательно, и длина волны колебаний, при которой происходит большое изменение диэлектрической постоянной, повидимому, возрастают (в 10^5 раз) при замерзании резким скачком, но в остальном переход от свойств воды к свойствам льда совершается гладко и непрерывно.

Вода и лед обладают, как известно, целым рядом аномалий, особенно рельефно выступающих при сравнении воды с другими жидкостями, обладающими, как и вода, 10 электронами в молекуле и относящимися к типу неона. Такое сопоставление детально проведено в цитированной статье Берналя и Фаулера. Вода относится к группе типичных ассоциированных жидкостей с относительно высокими критической температурой и температурой кипения и с широкой областью жидкого состояния. Молекулы означенной группы обладают одной высокополярной группой ОН, и совершенно очевидно, что притяжение между положительными концами этих диполей и отрицательно заряженной частью молекулы определяет наблюдаемые в этих случаях исключительные кохезионные силы. Вода имеет наиболее высокую константу a формулы ван-дер-Ваальса, соответствующую наибольшему притяжению между молекулами, и наиболее низкое значение константы b, соответствующее наименьшему расстоянию между центрами молекул.

Своеобразная кохезия воды по Берналю и Фоулеру объясняется не только присутствием диполей, но и геометрической возможностью сближения молекул. Тетраэдрическое расположение молекул возможно только в воде. Присутствие в каждой молекуле двух и только двух атомов Н дает возможность присоединять две молекулы таким образом, а две другие — при помощи их собственных атомов Н. Отсюда авторы делают вывод: «исключительные свойства воды объясняются структурой ее молекулы, позволяющей

образовывать в твердой и жидкой фазах протяженный электрополярный комплекс, характеризующийся тетраэдрической (четверной) координацией».

§ 4. Вероятное соотношение между жидким и твердым состоянием вещества вообще и в частности воды

За последнее десятилетие не только строение воды и льда привлекало внимание исследователей, но также и более общий вопрос о природе жидкости вообще и о соотношении между жидким и твердым состоянием вещества. Ввиду того, что этот общий вопрос охватывает собой также частный вопрос о взаимоотношении между жидкой и твердой водой, уместно коснуться его хотя бы мимоходом, тем более, что достижения в этом направлении еще более подкрепляют новые воззрения на строение воды и льда и на соотношение между жидкой и твердой фазой.

В настоящее время к раскрытию природы агрегатных состояний веществ идут, вообще говоря, тремя путями: рентгенографическим путем, электронографическим путем и путем изучения спектров Рамана.

Все эти методы в полном согласии друг с другом выявили с несомненностью важный факт, что в основе строения жидкости, в частности воды, лежит некоторая упорядоченная структура. Этот факт в корне изменяет прежнее воззрение, согласно которому жидкость представлялась подобной сжатому газу, и потому молекулы ее представлялись находящимися в хаотическом состоянии.

Согласно новой теории жидкости, данной Стюартом [9], упорядоченность молекул в жидкости осуществляется здесь за счет сил, подобных тем, какие связывают молекулы в кристалл в твердом состоянии. При этом, вероятно, для всех жидкостей с приближением к точке кристаллизации расположение молекул меняется, приближаясь к тому, какое имеет место в кристаллах того же вещества.

В настоящее время возможны *два* истолкования результатов рентгенографических исследований природы квазикристаллических образований в жидкости.

Согласно одному истолкованию в жидкости в областях порядка 10—20 Å господствует длительная упорядоченность рассеивающих центров, приближающаяся очень близко к кристаллической. Вся жидкость при этом может рассматриваться как состоящая из собрания очень мелких кристалликов, разделенных в отличие от твердых поликристаллических тел аморфными прослойками.

Другое истолкование дается в работах Стюарта, развивающего представление о так называемом *сиботактическом* состоянии жидкости. В какой-либо момент времени вся жидкость представляется с этой точки зрения состоящей из небольших областей, в которых молекулы упорядочены. При этом молекулы, постоянно смещаясь, не остаются продолжительное время в одной и той же сиботактической группе.

Последние также не представляют собой образований, существующих продолжительное время. Эти группы не приходится уподоблять кристалликам твердого вещества. Подвижность молекул в них значительно больше. Можно представить себе, что с изменением температуры строение сиботактических групп, а также упорядоченность могут сильно изменяться, и с приближением к точке кристаллизации строение этих групп благодаря действию сил кристаллического происхождения, приближается к строению кристаллов.

Последнее представление считается более вероятным и более приближающимся к истине, чем первое.

Наличие различных структурных модификаций в жидкости (3 модификации воды, несколько модификаций жидкой серы и др.) наводит на мысль, что между строением жидкостей и кристаллов существует более глубокая связь, чем это предполагает Стюарт в своих представлениях о сиботактических группах.

Резюмируя, можно сказать, что жидкость становится подлинно аморфным телом лишь при высоких температурах, близких к критической, при температурах же, близких к точке плавления, в ней существуют упорядоченные области, все время меняющиеся и в некоторой мере приближающиеся к микрокристаллическому телу. Это квазикристаллическое строение многих жидкостей с несомненностью установлено как рентгенографическим, так и электронографическим методом.

Исследование воды показывает, что в твердом состоянии (лед) она имеет структуру, аналогичную структуре тридимита (модификация твердого SiO_2), тогда как в жидком состоянии приближается к структуре кварца. Как в том, так и в другом случае каждая молекула воды окружена всего лишь четырьмя соседями, расположенными в вершинах тетраэдра (неправильного в первом случае и правильного во втором).

Изменение плотности льда и воды происходит за счет изменения геометрической группировки отдельных молекул, на которую накладывается тепловое расширение. Эта же причина обусловливает и изменение плотности льда при плавлении.

ДОПОЛНЕНИЕ (Б. В.)

Селяков в недавней работе [10] путем рентгенографического анализа обнаружил две разновидности льда, названные им «лед α» и «лед β».

Приведу некоторые выдержки из этой работы с оговоркой, что доводы автора в пользу того, что лед β получается из переохлажденной воды, представляются мне не вполне убедительными.

«Лед α образуется, когда температура окружающего воздуха близка к 0° и ниже 0°, и лед β — тогда, когда имеется значительный мороз. Образцы были просмотрены оптически в поляризационном микроскопе, и удалось установить, что как лед α, так и лед β

оптически анизотропны (четырехкратное погашение поля зрения в скрещенных николях). Отсюда на наш вопрос, к какому классу симметрии относится обыкновенный лед, следует ответить: существуют две модификации льда α и β, из которых первая относится к одному из четырех следующих классов D_{6h}, D_6, $\overline{C}_{6v}$ и D_{3h} (гексагональный лед) и вторая — к одному из двух $\overline{C}_{3i}$ и $\overline{C}_3$ (ромбоэдрический лед). Обе формы устойчивы (экспозиция продолжалась от 3 до 20 час.), и лед α не переходит в лед β (в условиях опытов автора)».

«Найденный здесь лед α идентичен льду, который изучался Ринне, Гроссом и Барнесом (их рентгенограммы Лауэ идентичны рентгенограмме α-льда). Вероятно, α-лед не переходит в β-лед, так как Барнесом было показано, что лед α устойчив в области температур от 0° до —183°».

«Естественно полагать, что лед β обязан своим происхождением переохлажденному состоянию поверхности воды».

Укажем еще на обзор «стереометрии воды и льда», который помещен в недавно вышедшем II томе «Физики моря» В. В. Шулейкина ([12], стр. 112—125) и в котором даны убедительные доводы против предположения, что вода в различных агрегатных состояниях представляет различные смеси молекулярных комплексов H_2O (гидрол), $(H_2O)_2$ (дигидрол) и $(H_2O)_3$ (тригидрол). То обстоятельство, что существует промежуточная область температур воздуха от —5° до —10°, в пределах которой может получиться или лед α, или лед β, нас не может удивлять, если принять во внимание только что сказанное о необходимости переохлаждения воды с поверхности для получения α-льда.

Литература к главе IV

Весьма полный обзор различных взглядов на структуру льда приведен в книге Фрицмана [11].

1. A. John., *Proc. Nat. Acad., Sci*, **4**, 193 (1918).
2. D. Dennison, *Phys. Rev.*, **17**, 20—29 (1921).
3. W. Bragg, *Proc. Phys. Soc.*, **34**, 98 (1921—1922).
4. R. Mecke и W. Baumann, *Physik. Z.*, **33**, 833—835 (1932).
5. R. A. Millikan, *Phys. Rev.*, **41**, 356 (1932).
6. J. D. Bernal a. R. H. Fowler, *Journ. Chem. Phys.*, **1**, 515—548 (1933).
7. Дж. Берналь и Р. Фаулер, *Успехи физич. наук*, **14**, 586—643 (1934).
8. П. Дебай, *Полярные молекулы*, стр. 247, М. 1931.
9. G. W. Stewart, *Phys. Rev.*, **35**, 1426—1427 (1930); **37**, 9—16 (1931).
10. Н. Я. Селяков, *ДАН*, **1** (10) 280—282 (1936).
11. См. гл. I [9].
12. В. В. Шулейкин, *Физика моря*, **2**, стр. 362, М.—Л. 1938.

Глава V

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Б. П. ВЕЙНБЕРГ (§ 1, 3, 5 и 6), С. М. ГОРЛЕНКО ПО А. И. ДОБРОВОЛЬСКОМУ (§ 2 и 4)

§ 1. Трудности и значение изучения свойств снега

В главах II и III были изложены наиболее существенные результаты изучения свойств льда, рассматриваемого не в общем смысле этого слова, как мы условились в настоящей монографии, а в смысле сплошного твердого тела, хотя бы и не вполне однородного (прослойки рассола, включения воздуха), но все же сплошного и не имеющего, вообще говоря, определенной внешней формы.

Однако в природе вода в твердом состоянии встречается и в виде отдельных затвердевших капель (ледяной дождь, град) или их наслоений (сосульки, водный пещерный лед), физические свойства которых должны по существу мало отличаться от свойств льда в частном смысле слова, и в виде явно выраженных кристаллических индивидуумов (снег, иней, изморозь, атмосферный пещерный лед), свойства которых как в отдельности, так и особенно в виде скоплений (хлопья снега, крупа, снежный покров) могут быть весьма отличны от свойств льда.

Что касается свойств снега, то, несмотря на громадную распространенность снега на земле, «ни одно физическое свойство его, кроме температуры плавления, — ни удельный вес, ни показатель преломления, ни светорассеяние, ни теплоемкость, ни теплота плавления, не говоря уже об упругости пара диэлектрической постоянной, электропроводности, магнитной проницаемости, двупреломлении и т. д., — до сих пор неизвестно. Кроме случайных определений теплоты плавления снега, сделанных Реньо, не существует, повидимому, никаких определений физических свойств снега, ни даже попыток таких определений; эти свойства всегда молчаливо отождествляются со свойствами льда.

«Почему же не изучены физические свойства снега или, точнее, отдельных снежинок? Причины — двоякие.

«Во-первых, поверхность каждой снежинки, как и всякого твердого тела, покрыта слоем сгущенного воздуха, и этот «адсорбированный» воздух в связи с крайне малой толщиной снежинок скрывает действительные свойства самого вещества их.

«Предположим, например, что мы хотели бы определить удельный вес «снежинки» по методу «всплывания», подыскивая такую жидкость, которая имела бы одинаковый удельный вес со снежинкой и в которой снежинка была бы вследствие этого в равновесии, т. е. не опускалась бы на дно и не поднималась бы на поверхность. В этом случае слой приставшего воздуха действовал бы как своего рода «спасательная одежда», и наблюденный удельный вес такой снежинки с приставшим к ней слоем воздуха был бы меньше действительного удельного веса самого вещества снежинки.

«Другой источник трудностей при изучении снежинок заключается в том, что они могут существовать в неизмененном состоянии лишь пока они свободно падают, хотя в это время они обычно (правда, очень медленно) растут» [1].

Несколько лучше — с одной стороны, а с другой стороны, столь же плохо — обстоит дело и с нашими сведениями о свойствах *снежного покрова* — той неопределенной по соотношению составных частей (снежинки, воздух, замерзшая, а иногда и жидкая вода, проникшая между снежинками или образовавшаяся там в результате явления смерзания) смеси твердой (иногда и жидкой) воды и воздуха, которая периодически или постоянно покрывает не менее двух третей суши и почти весь ледяной покров морей.

Свойства снежного покрова нам известны лучше, чем свойства отдельных снежинок, потому что неоднократно определялась его плотность, был произведен ряд измерений теплопроводности снежного покрова и имели место также случайные определения и других его свойств, как, например, электропроводности, прохождения сквозь него лучей света, акустических свойств (хруст снега).

Однако можно утверждать, что наши сведения о физических свойствах снежного покрова столь же малы, как и о физических свойствах отдельных снежинок, так как свойства снежного покрова зависят от его плотности, а эта плотность в свою очередь зависит и от условий снегопада, и от времени, в течение которого пролежал на поверхности земли снежный покров, и от метеорологических условий, какими характеризовался этот отрезок времени.

Плотность же снежного покрова варьирует в очень широких пределах. Если даже исключить значения плотности многолетнего слежалого снега — *фирна* снежных полей, расположенных выше снеговой линии, — значения, которые доходят в глубоких слоях, где мы видим уже «фирновый лед», до 0,85 (и постепенно возрастает до 0,91 — средней плотности ледникового льда) и значения плотности сильно промокшего и затем замерзшего снега, доходящие до 0,68 и выше, то для однолетнего снежного покрова наблюдались часто плотности порядка 0,53. С другой стороны, минимальные плотности свеже выпавшего снега порядка 0,01—0,02 $г/см^3$; например Абельс [2] получил 0,022; Любославский [3] 0,017; Сумгин [4] 0,013; Гери [5] 0,013; Уард [6] 0,008; Линдрфорс [7] 0,004.

От плотности снежного покрова зависят его механические свой-

ства и, как мы увидим в § 3, в большой степени его теплопроводность и, следовательно, например, глубина промерзания почвы, быстрота нарастания льда, покрытого снегом. Так, например, очень рыхлый снег не удерживается и на лопате, а если плотность снега порядка 0,5 $г/см^3$, то «уборка с путей такого снега очень трудна; нижние слои высоких отложений приходится брать иногда ломами и кирками; эта уборка обходится миллионы, а часто за отсутствием рабочих рук она становится невозможной, и движение нарушается» (Давид [8]).

Большое количество данных по плотности снежного покрова с указанием свойств и структуры его по наблюдениям 16 станций, расположенных на различных широтах, собрал в 1938 г. А. А. Шепелевский, сделавший попытку выяснить вопрос о возможности оценки плотности снега по внешним признакам [35, 36].

Заметим, что для очень пушистого снега, почти не обладающего сцеплением и пересыпающегося, как мука, начинает прививаться термин «*дикий снег*», как это и стоит в первой строке приводимой ниже таблицы.

Таблица LI

Удельный вес различных видов снега по Зелигману

Дикий снег	0,01—0,03
Обыкновенный снег немедленно после выпадения в штиль	0,05—0,065
Оседающий снег	0,07—0,19
Осевший снег	0,2 —0,5
Очень слабо уплотненный ветром снег немедленно после выпадения	0,063—0,08
Среднеуплотненный ветром снег	0,28
Более твердый ветровой наст [1])	около 0,35
Свежий фирновый снег	0,4 —0,55
Взрослый фирновый снег	0,55—0,65
Талый фирновый снег, «весенний снег»	0,6 —0,7
«Фирновый лед»	0,85
Мокрый свежий снег немедленно после выпадения	0,1—0,2
Очень мокрый снег	0,8

Остальные термины будут объяснены ниже, в § 1 гл. XIV; разбор различных классификаций снежного покрова имеется в работе Павлова [37].

[1]) Удельный вес наиболее твердого ветрового наста и ветровой корки не был определен.

Зелигман, мало занимающийся ледниками, дает, несомненно, преувеличенное значение 0,9169, относящееся к речному и озерному льду, тогда как даже для ледникового льда, в котором зачастую имеется довольно большое количество пузырьков воздуха, плотность порядка 0,91. (*Б. В.*)

§ 2. Плотность различных слоев снежного покрова

Плотность снега зависит от двух основных причин: от давления внутреннего — слеживания под действием собственной тяжести — и от действия внешнего ветра, давящего на снег и сжимающего его.

Хамберг [10] в Лапландии в 1907 г. получил в глубине хвойных лесов плотность снега от 0,145 до 0,160, а в открытой местности от 0,23 до 0,31. Абельс [11] в Свердловске (Екатеринбурге) получил в лесу 0,21, в открытой местности 0,26, в местах, подверженных наибольшему действию ветра,— до 0,40. Но и свежевыпавший снег имел удельный вес от 0,053 до 0,132, что зависело преимущественно от силы ветра и температуры [1]).

В качестве первого приближения считалось, что вертикальное распределение плотности подчиняется формуле

$$\varrho = \varrho_0 + az, \tag{1}$$

где ϱ_0 — плотность снега на поверхности покрова, z — глубина; иначе говоря, что плотность снежного покрова возрастает пропорционально глубине.

Вестман [12] полагал, что, начиная с некоторой глубины, плотность снега перестает возрастать.

Окада [13] придерживался точки зрения пропорционального возрастания плотности с глубины, а Абе [14] в 1907 г., измеряя плотность снежного покрова толщиной в 70 *см* на семи уровнях, получил эмпирическую формулу

$$\varrho = 0{,}1695 + 0{,}0037z\,; \tag{2}$$

причем различия между данными подсчетов по формуле и промеров для верхних слоев находятся в пределах ошибок измерений, но на глубине 55 *см* достигают 0,061 (наблюденная 0,349, вычисленная 0,41).

Для получения зависимости, более близкой к действительности, Абе пробовал заменить пропорциональную зависимость логарифмической, исходя из соотношения

$$\varrho\, dz = dp, \tag{3}$$

где p означает давление на глубине z. Далее он положил, что плотность возрастает пропорционально давлению, т. е. что

$$\varrho = a + kp, \tag{4}$$

где a и k суть постоянные величины.

---

[1]) Действие ветра не всегда увеличивает плотность снега, как это показывает, например, следующее наблюдение Абельса: «9 декабря 1891 г. плотность сметенного легким ветром свежевыпавшего снега оказалась равной 1:19,1, между тем как она у павильона была равна 1:6,2. Этот неожиданный для меня результат показывает, что ветер иногда может действовать на плотность снега и разрыхляющим образом» [2].

Исключая из уравнений (3) и (4) давление p, он получает

$$dz = \frac{1}{k}\,\frac{d\varrho}{\varrho}, \tag{5}$$

откуда

$$\lg \varrho = \lg \varrho_0 + kz, \tag{6}$$

где $\lg \varrho_0$ означает константу интегрирования.

На основании своих измерений Абе получил значение этих постоянных, и формулу представил в виде

$$\lg \varrho = \lg 0{,}1854 + 0{,}00545\, z. \tag{7}$$

Эта формула лучше согласуется с наблюдениями и дает результаты в пределах ошибок измерений.

Здесь погрешность на глубине 55 *см* достигает 0,020 (наблюденная величина 0,349, вычисленная 0,369).

Промеры Дефанта [15] на Зоннблике в 1908 г. полностью подтвердили соображения Абе.

Таким образом логарифмическая зависимость между плотностью снега и глубиной может считаться наиболее близкой к действительности.

По соображениям Дефанта увеличение плотности снега с глубиной объясняется отчасти сжатием воздуха снегом и главным образом вытеснением его новыми слоями снега.

Обозначив через γ вызываемое этим уменьшение единицы объема воздуха при $p = 1$, он получил для связи между плотностью и давлением выражение

$$\frac{\varrho_0}{\varrho} = 1 - \gamma p. \tag{8}$$

Величины ϱ_0 и k связаны уравнением

$$\gamma = \frac{\varrho_0 - 10^{-kz}}{p}. \tag{9}$$

Из измерений выяснилось, что γ — не вполне постоянная величина, а является функцией глубины [1])

$$\gamma = 0{,}062 - 0{,}00055\, z. \tag{10}$$

§ 3. Процесс увеличения плотности снежного покрова

Верхние свежие слои снежного покрова во время снегопада представляют собой совокупность тонких ледяных пластинок (если выпадают пластинки и звездочки, а не иглы,— значительно более

[1]) Дефант нашел на основном месте своих измерений $\gamma = 0{,}048 - 0{,}0003757$, на остальных семи $\gamma = 0{,}073 - 0{,}0006257$, а из данных Окада и Абе получил соответственно 0,063—0,0005757 и 0,064—0,0005747. (*Б. В.*)

редкий случай, который мы не будем рассматривать), надавливающих друг на друга и в случае не слишком низкой температуры примерзающих друг к другу вследствие явления режеляции. Не будь этого последнего явления, снежный покров представлял бы аналогию с пушистыми или волокнистыми веществами (пух, вата, сено и т. п.) и не превращался бы с течением времени из совокупности разрозненных элементов в единое твердое тело, хотя и с многочисленными включениями воздуха, как это наблюдается в действительности. Однако, кроме превращения разрозненных снежинок в единый снежный покров, наблюдается постепенное увеличение его плотности, в результате чего более молодые и находящиеся ближе к верхней поверхности снежного покрова слои снега имеют меньшую плотность, чем лежащие под ним более старые.

Таким образом снежный покров следует рассматривать скорее как *явление*, чем как тело, и с этой точки зрения работы Абельса, Абе, Окада и Дефанта (см. § 2), стремившихся установить закон изменения плотности ϱ_z с глубиной z, недостаточны, так как они устраняют из рассмотрения влияния времени.

Если первые три автора ограничивались установлением феноменологических зависимостей ϱ_z от z, то Дефант сделал, кроме того, интересную попытку выяснить, какими причинами обусловливается увеличение плотности с глубиной. В качестве двух возможных причин этого, он указал 1) свободное удаление находящегося в снежном покрове воздуха по мере возрастания давления с увеличением глубины и 2) устранение возможности такого удаления воздуха сросшимся вплотную снежным покровом и уменьшение объема получившихся пузырьков воздуха под влиянием увеличения давления по закону Бойля-Мариотта. Однако и при этой попытке Дефант рассматривает плотность ϱ_z как функцию только z, а не z и времени t совместно.

На самом же деле постепенное увеличение плотности даже «сухого» снежного покрова с течением времени является следствием по меньшей мере девяти причин:

1) увеличения давления на внутренние слои при каждом новом снегопаде;

2) излома отдельных снежинок под влиянием их собственного веса и веса снежинок, находящихся под ними;

3) соскальзывания снежинок в промежутки, находящиеся между ними;

4) постепенного изгиба отдельных частей снежинок, если действующие на них силы превышают их предел упругости;

5) смерзания снежинок в местах их соприкосновения;

6) пластических деформаций совокупности смерзшихся снежинок;

7) свободного выдавливания воздуха из пространств между снежинками;

8) сжимания пузырьков воздуха, зажатого между сросшимися вплотную элементами снежного покрова;

9) постепенного увеличения растворимости и адсорбции воздуха элементами снежного покрова.

Если бы нам была известна зависимость плотности некоторого элемента снежного покрова от давления p, под которым находится этот элемент, и от времени t, в течение которого действовало это давление, т. е. вид функции

$$\varrho = f(p, t),$$

то, обозначая через t'_i момент начала, через t''_i момент конца каждого отдельного снегопада и через p_t давление в момент t, мы имели бы для плотности в некотором месте снежного покрова в момент t выражение

$$\varrho = \sum \left[\int_{t'_i}^{t''_i} \frac{df(p_t, t)}{dt}\, dt + \frac{df(p_{t'_i}, t)}{dt} (t'_{i+1} - t''_i) \right] \qquad (11)$$

уравнение, которое требует знания функции f.

В этом направлении интересную попытку сделал Шепелевский[16], обративший прежде всего внимание на недочеты выводов Дефанта, исходившего из гипотез 7) и 8) приведенного выше списка.

Шепелевский делает примерный подсчет поперечного сечения тех зигзагообразных проходов, которые могут остаться в слое слежавшегося снега при увеличении его плотности даже до 0,8, и приходит к выводу, что даже при сто раз меньшей общей сумме сечений их было бы достаточно, чтобы воздух мог свободно выходить из-под слоя.

Придя к заключению о неудовлетворительности выводов Дефанта, Шепелевский попробовал установить закон распределения плотностей в слое свежевыпавшего снега, исходя из того соображения, что время снегопада настолько мало, что можно ограничиться причинами 1), 2) и 3) из перечисленных выше. По мнению автора, пока общая толщина слоя снега не достигнет некоторой предельной толщины H_0, прочность снежинок будет достаточной, чтобы выдерживать без каких-либо изменений формы и расположения давление вышележащих слоев. Вследствие этого в верхнем слое получится постоянная плотность ϱ_0. По превышении толщиной выпадающего снега некоторого значения H_0 постоянная плотность будет только в верхнем слое этой толщины; ниже плотность будет возрастать с глубиной, а именно автор выводит, предполагая пропорциональность прочности снега увеличению плотности, что плотность ϱ на глубине z будет связана с плотностью ϱ_0 на глубине H_0 формулой

$$\varrho = \varrho_0 \exp\left(\frac{z - H_0}{H_0}\right). \qquad (12)$$

Отсюда с помощью некоторых дополнительных предположений автор приходит окончательно к формулам

$$\varrho = \varrho_1 \sqrt{\frac{z - H_0}{H_1}}, \tag{13}$$

$$H_0 = \frac{2}{3} H_1 \frac{\varrho_0^2}{\varrho_1^2}, \tag{14}$$

где ϱ_1 — плотность снегового покрова на глубине H_1.

Во второй части исследования Шепелевский устанавливает уравнение оседания снега при постоянстве давления на верхнюю поверхность снежного покрова, т. е. в промежуток времени между снегопадами.

Автор рассматривает свою работу лишь как начальную стадию исследования вопроса. В дальнейшем необходимо сопоставление теории с результатами экспериментального изучения явлений слеживания снега и смерзания кусков льда как в естественных условиях, так и при искусственно повышенном давлении [17]. Опыты подобного рода были начаты в 1936 г. группой студентов Псковского педагогического института, но вследствие позднего наступления морозов и их кратковременности дали результаты, не вполне пригодные для количественной обработки, а лишь выяснившие условия улучшения методики подобных опытов.

В пользу предположения Шепелевского о приблизительном постоянстве плотности свежевыпавшего снега и о постепенном увеличении ее, когда толщина выпавшего слоя или, что то же, добавочное давление перейдет за некоторый предел, говорят наблюдения Саатчяна [18]. Эти данные показывают вместе с тем на недостаточность всех теорий, по которым плотность снежного покрова в некотором горизонте является функцией только давления, так как трудно допустить, чтобы указываемые Саатчяном скорости увеличения плотности снега являлись результатом только увеличения высоты снежного покрова над данным горизонтом от новых снегопадов. К сожалению, весьма интересные опыты того же автора над повышением «сцепления» снега после нагрузок на него [1]) не могут быть полностью использованы для поверки теорий, подобных изложенной выше теории Шепелевского, так как опыты эти относились к изучению влияния *кратковременных* нагрузок на снежный покров.

§ 4. Теплопроводность снежного покрова

Знание удельного веса снега и его распределения в вертикальном направлении требуется для выяснения теплопроводности снежного покрова, зависящей в значительной мере от количества воздуха между частицами снега. Для этой же цели требуется знание распределения температуры внутри снежного покрова.

[1]) Опыты эти будут разобраны ниже в § 6.

Обилие воздуха между частицами снега является причиной весьма плохой теплопроводности снега. Он плохо пропускает тепло из почвы в атмосферу и из атмосферы вглубь себя. Отсюда ясно, что зимой температура снега должна возрастать с глубиной, а температурные колебания должны с глубиной ослабляться.

Как пример можно указать, что Сатке [19,20] в Тарнополе на основании громадного числа наблюдений (1895—1897 гг.) получил средний прирост температуры снега до глубины 30 *см*, равный 0°,14 на 1 *см*.

Колебания температуры внутри снежного покрова запаздывают во времени и ослабляются по сравнению с колебаниями на поверхности тем больше, чем больше глубина.

К весне температура воздуха становится выше нуля, наступает таяние, прослойки воздуха между частицами снега постепенно уменьшаются, а удельный вес снега возрастает, температура на всех уровнях делается одинаковой, равной температуре таяния. Всякий приток тепла идет тогда не на нагрев покрова, но на превращение снега в воду.

Механизм теплопроводности снега, как тела порошкообразного, сложен и своеобразен. Здесь приходится иметь дело со смесью твердого тела и газа, проводимость которых по существу различна. Даже физически однородная смесь может быть чрезвычайно разнообразна в зависимости от природы составляющих веществ, от их количественного соотношения, от размеров, формы и расположения зерен твердого вещества и от давления газа. Весьма важен вопрос, являются ли свойства порошкообразного тела лишь суммой свойств твердых частичек и газа или поверхность раздела их обладает вообще особыми свойствами, играющими значительную роль в порошкообразных телах.

Исследованием порошкообразных тел занимался Смолуховский [21], которого побудили к этому некоторые выводы из кинетической теории газов, в частности независимость, с одной стороны, коэфициентов вязкости и теплопроводности от плотности газа, с другой стороны, наличие особых явлений на поверхности соприкосновения газа и твердого тела, ведущих к снижению этих обоих коэфициентов, особенно при низких давлениях. Кундт и Варбург объяснили это кажущееся снижение внутреннего трения скольжением газа вдоль поверхности твердого тела.

Исследования Смолуховского объясняли уменьшение теплопроводности наличием температурного скачка на пограничной поверхности, вызывающего тепловое сопротивление, численно связанное с длиной пути молекул газа и с понижением температуры в направлении, нормальном к поверхности. Оказалось, что при данном давлении и данной разности температур, эти величины изменяются в соотношении, обратном объему, заполненному газом, через который проходит поток тепла. Это обстоятельство должно

играть выдающуюся роль в порошкообразных телах, где пространства между зернами очень малы.

Выводы исследований Смолуховского следующие:

1. Теплопроводность порошкообразных тел зависит главным образом от природы и физического состояния заключенного в них газа. Для данного газа и при данном давлении она тем меньше, чем меньше зерна, составляющие порошок; для данного же рода порошка теплопроводность уменьшается с давлением заключенного в нем газа.

Это обстоятельство выделяет порошкообразные тела из всяких других сред, состоящих из двух различных веществ. Формула теплопроводности Максвелля-Мейтнера для таких тел:

$$k = \frac{2k_2 + k_1 - 2m(k_2 - k_1)}{2k_2 + k_1 + m(k_2 - k_1)} - k_2, \tag{15}$$

где k_1 и k_2 означают коэфициенты теплопроводности зерен и газообразной среды, m — доля объема, занятая зернами, которую для порошкообразных тел не удается определить.

2. В пустоте проводимость порошков, хотя и не спадает до нуля, но остается весьма небольшою (порядка одного процента от проводимости при атмосферном давлении).

3. Процесс сжатия (например многократным встряхиванием) в порошках, мало сжимаемых, не вызывает заметных изменений теплопроводности, а в легко сжимаемых, например в саже, вызывает заметный рост ее.

4. В случае хорошо проводящего вещества имеется зависимость между проводимостью порошков и давлением газа общего вида:

$$k = f(E, p),$$

где E — постоянная величина, различная для различных порошков, f — неизвестная функция, одинаковая для различных порошков. Одинаковость функции f для различных порошков видна из рис. 71, в котором дана зависимость проводимости хорошо проводящих порошков от давления находящегося в них газа (воздуха). Кривая I относится к кварцевому песку, II — к более грубому кварцевому порошку, III — к более мелкому кварцевому порошку, IV — к грубозернистому порошку очищенного цинка, V — к мелкозернистому цинковому порошку, VI — к порошкообразному железу.

Для плохо проводящих порошков такой правильной зависимости не наблюдается.

Далее Смолуховский дает следующее выражение для теплообмена зерен:

$$k = A \log(1 + Ep), \tag{16}$$

где множитель A зависит от группировки зерен, $E = \frac{r}{\delta_0 p_0}$, причем r — диаметр шаровидного зерна, δ_0 — длина пути газовых частичек при давлении p_0.

5. В порошках из плохо проводящих веществ дает себя сильно знать влияние проводимости самих зерен, которой можно пренебречь при хороших проводниках. Влияние это основано на ослаблении теплового потока.

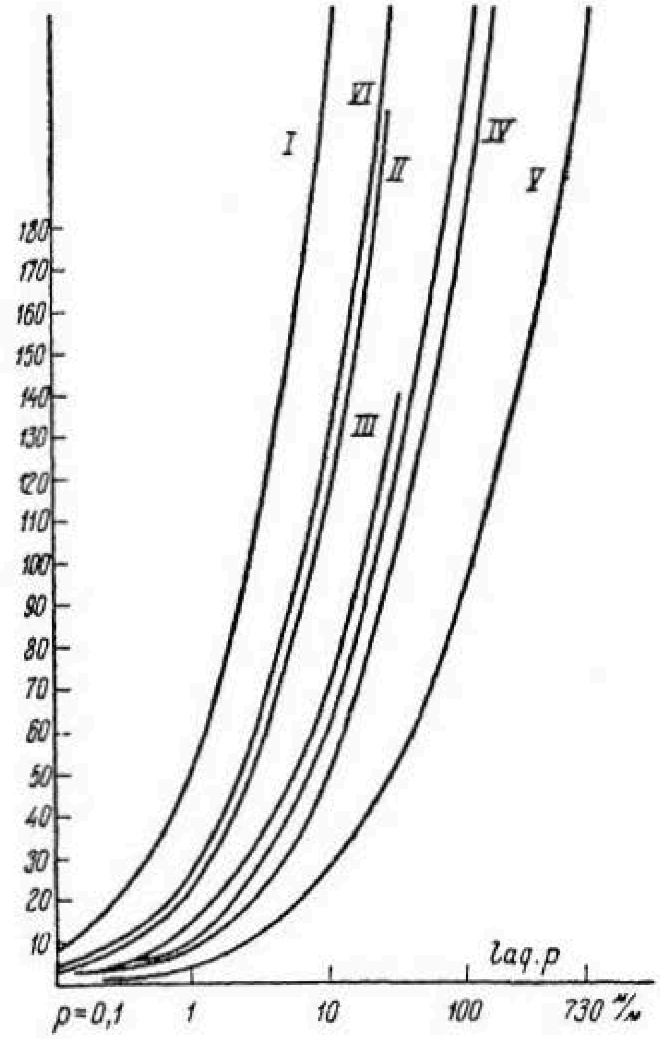


Рис. 71. Зависимость коэфициента теплопроводности хорошо проводящих материалов от давления находящегося в них воздуха по Смолуховскому.

Общий вывод Смолуховского: в обычных условиях теплопроводность порошков зависит главным образом от заключенного в них газа; доля проводимости через вещество зерен совершенно незначительна.

Переходя к теплопроводности снежного покрова, следует отметить, что он может быть разделен на четыре основных разновидности: 1) покров молодой, еще не подвергшийся метаморфизму, 2) покров старый, уже подвергшийся метаморфизму и представляющий переход к фирну, 3) покров вторичный, вызванный метелями, и 4) покров, комбинированный из предыдущих трех типов.

Обычный метод определения передачи тепла снегом основывался на изучении распределения температуры в снежном покрове, но это изучение дает непосредственно коэфициент *температуропроводности* K, связанный с коэфициентом *теплопроводности* k соотношением

$$K = \frac{k}{\varrho c}. \qquad (17)$$

Нейманн [22] первый определил температуропроводность снега, но, так как он не измерял при этом плотности снега, то отсюда нельзя найти коэфициент теплопроводности. Нейманн делал из снега кубики и шары, нагревая их до определенной температуры, а потом выставлял их для охлаждения на воздух, измеряя помощью термоэлементов разность температур между средней их частью и поверхностью. Для K он получил значение 0,0035 *кал/см²·сек.*

Эндрюс [23], пользуясь также методом охлаждения, пришел к выводу, что чистый лед дает проводимость, равную 122% проводимости снега плотности 0,35.

Первое определение теплопроводности снега было произведено Хьелстрёмом [24]. Он измерял в течение восьми мартовских дней по несколько раз в день температуру снегового покрова на глубине 11, 21 и 31 *см*. Суточный ход температуры в каждом из этих уровней он выражал в виде ряда Фурье вида

$$\theta = A_0 + A \sin(A' + t) + B \sin(B' + 2t) + \ldots \tag{18}$$

и определял постоянные по способу наименьших квадратов.

За исходный пункт для определения проводимости Хьелстрём взял формулу Онгстрема для проводимости почвы, основанную на теории Фурье-Пуассона

$$\theta = A_0 + ae^{-z\sqrt{\frac{\pi\varrho c}{k}}} \sin\left(2\pi t - z\sqrt{\frac{\pi\varrho c}{k}} + \alpha\right) + \\ + be^{-2z\sqrt{\frac{\pi\varrho c}{k}}} \sin\left(2\pi t - 2z\sqrt{\frac{\pi\varrho c}{k}} + \beta\right) + \ldots, \tag{19}$$

где z означает глубину, k — коэфициент теплопроводности, c — теплоемкость, ϱ — удельный вес, t — время, выраженное в долях целого периода, e—основание натуральных логарифмов, A_0, a, α, b, β — постоянные, определяемые на основании наблюдений. Хьелстрём [24] получил среднее значение k, равное 0,00051 *кал/см²·сек*.

Абельс исходил из метода Вильда определения коэфициента теплопроводности почвы, основывающегося на формуле Пуассона

$$\ln a_z = \ln a_0 - Bz, \tag{20}$$

которая выражает уменьшение амплитуды колебаний температуры с глубиной и в которой a_z и a_0 — амплитуды на глубине z и на поверхности. Если из опыта определить постоянную B, то из формулы

$$K = \frac{k}{\varrho c} = \frac{\pi(\ln e)^2}{\tau B^2}, \tag{21}$$

где τ — длина периода, можно найти значения K и k.

На основании семи серий продолжительных ежечасных наблюдений в течение двух зим 1891/92 и 1892/93 гг. на глубине 0,5 и 10 *см* Абельс [25] получил зависимость типа

$$K = a + B\varrho, \tag{22}$$

причем первый член правой части оказался настолько малым по сравнению со вторым, что им оказалось возможным пренебречь.

В числовых величинах Абельс принял

$$K = 0{,}800\,\varrho \ см/мин \cdot град. = 0{,}0133\varrho \ см/сек \cdot град. \tag{23}$$

Принимая теплоемкость снега равной теплоемкости льда, Абельс получил

$$k = 0{,}406\,\varrho^2\ кал/см^2 \cdot мин = 0{,}0068\,\varrho^2\ кал/см^2 \cdot сек, \qquad (24)$$

т. е. что коэфициент теплопроводности снега возрастает пропорционально квадрату плотности.

В противоположность Абельсу и Хьелстрёму, пользовавшимся измерениями в полевых условиях, Янсон [26] применил лабораторный метод Христиансена, основанный на определении проводимости слоя тела по сравнению с известной уже проводимостью слоя другого тела, причем эти слои помещаются между тремя параллельными горизонтальными хорошо проводящими пластинками, крайние из которых поддерживаются при постоянных температурах.

Из своих измерений Янсон пришел к более сложной зависимости коэфициента теплопроводности от удельного веса, чем это дал Абельс. Принимая эмпирическую формулу типа

$$k = a + b\varrho + c\varrho^2 + d\varrho^3 + e\varrho^4 \qquad (25)$$

и исходя из положения, что снег есть смесь льда и воды и что для случаев отсутствия льда (наличие только воздуха) и отсутствия воздуха (чистый лед) должны получаться соответствующие воздуху и льду значения k, Янсон получил уравнение

$$k = 0{,}00005 + 0{,}0019\,\varrho + 0{,}006\,\varrho^4. \qquad (26)$$

Окада [27,28] производил измерения методом, подобным методам Хьелстрёма и Абельса в течение восьми дней февраля 1907 г., через каждый час на четырех уровнях (0; 10; 20 и 30 *см*), а в другой серии — на пяти уровнях. Это дало возможность получить полную картину суточного хода температуры снежного покрова и отсюда теплопроводности. Плотность измерялась для еще большего числа уровней снежного покрова. В результате измерений Окада получил для слоя между 10 и 20 *см* $\varrho = 0{,}18$, $K = 0{,}0031$, $k = 0{,}00028$ для слоя от 20 до 30 *см* $\varrho = 0{,}24$, $K = 0{,}0038$, $k = 0{,}00045$.

[Кроме рассмотренных работ имеется еще работа Керэнена [29]. Он дает (индексом a обозначены значения коэфициентов, полученные из *амплитуд* температурных волн на различной глубине снежного покрова, индексом r — полученные из разностей фаз температурных волн; в последних двух столбцах даны значения k, вычисленные по формулам Абельса и Янсона):

ϱ	K_a	K_r	k_a	k_r	$k_{Аб}$	$k_{Янс}$
0,12	0 0016	0,0032	0,00010	0,00020	0,00010	0,00028
0,16	0,0026	0,0058	0,00021	0,00047	0,00017	0,00036

Следующая таблица дает результаты определений еще различных авторов:

Таблица LII

Теплопроводность снега по различным авторам

Автор	ϱ	$k_{\text{набл.}}$	$k_{\text{Аб}}$	$k_{\text{Янс}}$
Онгстрем [18]	0,27	0,00049	0,00059	0,00050
Ингерсоль и Кёпп [31]	0,54	0,0011	0,0020	0,0016
Кох и Вегенер	0,37	0,0035	0,00093	0,00085
Эндрюс [23]	0,35	0,0011	0,00081	0,00080
Окада [27]	0,24	0,00045	0,00039	0,00053
Окада [27]	0,18	0,00028	0,00023	0,00040
Курада [33, 32]	0,125	0,00052	0,00010	0,00030

Таблицы LII и LIII указывают на некоторое преимущество формулы Янсона и вместе с тем на недостаточную исследованность теплопроводности снега.

Подробная сводка и критический анализ определений теплопроводности даны в работе Шепелевского [34].

§ 5. Радиационные свойства снежного покрова

До приближения весны толщина снежного покрова большею частью увеличивается, но так как при этом увеличивается его плотность (§ 3), параллельно с чем идет увеличение коэфициента теплопроводности (§ 4), то возможно как увеличение суммарной теплопроводности снежного покрова с течением времени, так и ее уменьшение. Как общее правило лишь в очень малоснежные зимы увеличение общей толщины снежного покрова отстает от его слеживания, а потому обычно суммарная теплопроводность снежного покрова настолько уменьшается к разгару зимы, что он является достаточной защитой растений. Гомилевский [38] указывает, например, что слой снега в 25—35 *см* предохраняет растение даже при морозах порядка —45°.

К весне процесс передачи тепла от почвы к снегу начинает сопровождаться все более и более интенсивным проникновением солнечной радиации вглубь снега, как вследствие общего увеличения суточных сумм ее, падающих на горизонтальную поверхность, так и в связи с уменьшением альбедо снежного покрова (главным образом вследствие накопления пыли и грязи в его верхнем слое). Особый интерес представляет вопрос о проникновении радиации сквозь слой снега в случае, когда снежный покров покрывает собой ледяной.

Не входя в подробности вопроса о радиационных свойствах снега, ограничусь ссылкой на соответствующий раздел *Актинометрии* Калитина [39] (стр. 280—285) и на некоторые другие работы — в том числе и на определение «коэфициента холодоотдачи», — в частности, на работу Рихтера [40].

Из результатов Рихтера [40], измерявшего «актинометрическую разность» — разность показаний термометров с зачерненной и блестящей поверхностью — под или за слоем снега, небольшой экстраполяцией получается, что прямая солнечная радиация проникает под наклонный пласт снега на расстояние около 25 *см*, под горизонтальный — на 35 *см*, а за вертикальный — на 36 *см*. Отметим факт, подлежащий дальнейшему изучению и объяснению, что при той же длине пути лучей по снегу актинометрические разности оказались значительно меньше при углах падения около 65°, чем при углах падения около 25°, причем отклонение этих разностей быстро убывало с увеличением длины пути (0,37 при длине пути 10 *см*, 0,26 при 15 *см*, 0,18 при 20 *см* и 0,04 при 25 *см*).

§ 6. Механические свойства снежного покрова

Единственное из таких свойств, которое могло бы быть действительно важным в практических вопросах (в особенности для передвижения по снегу и в частности для лыжного спорта), это — величина предела пластичности при сжатии. В самом деле, если снежный покров и является при некоторых условиях упругим, то, вероятно, предел упругости его лежит настолько низко, что определение последнего опытным путем представило бы чрезвычайно большие трудности; то же относится, конечно, к определению упругих постоянных снега. Единственное указание в этом направлении я встретил в работе Саатчяна [18] — и только относительно «плотного снега», под которым он понимает снег «ясно кристаллический, очень мелкозернистый, твердый, с трудом поддающийся лопате, мало сжимаемый и до некоторой степени упругий». Такой снег «образуется вследствие длительного уплотнения свежевыпавшего снега»...; «процессам таяния снег этот не подвергся»...; «поэтому снег этот не влажный».

Приведем цитату из этой работы, описывающую поведение такого снега при действии на него сил.

«На площадку на уровне того горизонта, который должен испытываться, устанавливался загрузочный столик площадью в 800 $см^2$, с нагрузкой в 228 *кг*. Испытуемая площадка с одной стороны была ограничена вертикальным откосом, на котором были нанесены горизонтальные линии. В случае плотного снега эти линии плавно прогибались, имея наибольшую стрелку в середине, что указывает на способ, которым в плотном снеге происходит распределение давления. Что же касается верхнего горизонта и фирнообразного снега, то опыты показали, что на них при небольших нагрузках столик проваливался в снег, который под штампом очень сильно сжимался, снег же на соседних участках не подвергался никакой деформации» ([18], стр. 11—12).

Отсюда можно заключить, что даже предел пластичности на раздавливание обычного снега ниже доли килограмма на $см^2$,

а для «плотного» снега, может быть, того же порядка и предел упругости. Косвенным подтверждением этого порядка предела пластичности на раздавливание можно считать указание Абельса [2], что «способность снега задерживать тяжесть зависит не только от плотности, но и от температуры» и что «при плотности в 1 : 3,8 снеговой покров не вполне выдерживал тяжесть человека, а при плотностях в 1 : 3,0 и в 1 : 3,5 выдерживал» (а давление ноги человека — порядка 0,2 *кг/см²*).

Еще меньше предел пластичности на разрыв, как это видно из табл. LIII, заимствованной из работы Саатчяна [18].

Таблица LIII

Механические свойства снега по Саатчяну

Виды снега	Плотность ϱ	Сцепление *кг/см²* C_0	Угол внутреннего трения φ	Коэфициент внутреннего трения $f = \operatorname{tg}\varphi$	Сопротивление на разрыв, *кг/см²*	Погружение клина (рыхлость), *см*	Характеристика снега
Свежевыпавший снег .	0,08—0,12	0,03—0,05	22°—26°[1]	0,40—0,49[1]	—	—	Ясно кристаллический. Пушистый
Верхний горизонт . .	0,19—0,39	0,2—0,3	22°—30°[2]	0,4 —0,58[2]	0,025	10—13	Неравномернозернистый. Мягкий. Мокрый
Плотный снег	0,29—0,38	1—2	25°—30°[3]	0,47—0,58[3]	0,110	3—6	Мелкозернистый. Твердый
Фирнообразный снег .	0,30—0,37	0,3—0,5	27°—30°[4]	0,50—0,58[4]	0,031	14—17	Равномернозернистый. Рыхлый. Влажный
Фирнообразный по земле . . .	—	0,08—0,15	28°—33°	0,53—0,65	—	—	—

1) Свежий снег по насту.
2) Рыхлый по плотному.
3) Плотный по плотному
4) Фирнообразный по фирнообразному.

В табл. LIII «сцепление» C_0 представляет собой «предел пластичности на срез» по принятой нами терминологии, причем значения C_0, помещенные в таблице, относятся к случаю, когда над прямоугольным параллелепипедом, подвергавшимся испытанию, не было никаких других слоев снега, т. е. все верхние слои были убраны[1]).

Автор произвел обширный ряд опытов над определением «сцепления C» после кратковременного воздействия на верхнюю поверх-

[1]) Повидимому, того же рода были определения Курада [31,32], к сожалению, знакомые мне только по рефератам.

ность испытуемого параллелепипеда — из того же горизонта — нагрузки с напряжением p *кг/см*^{2}, вызывавшей соответствующее увеличение плотности ϱ. Результаты автор выражает эмпирической формулой

$$C = C_0 + K \frac{p}{C_0}\left(1 - 0{,}02 \frac{p}{C_0}\right), \tag{27}$$

где K — постоянный коэфициент, изменяющийся в пределах от 25 (для свежевыпавшего снега) до 60 (для «плотного» снега). Если пренебречь вычитаемым в выражении, стоящем в скобках, и обратить внимание на приблизительную пропорциональность коэфициента K плотности ϱ, то, повидимому, результаты Саатчяна можно выразить формулой

$$C = C_0 + 200 \frac{p_\varrho}{C_0}, \tag{28}$$

которая может служить руководящей нитью для выяснения внутренней картины, происходящей при таком параллельном повышении плотности и прочности снега.

Заметим, что, если выразить результаты отдельных определений C в процентах от среднего, соответствующего тому же слою и той же нагрузке p, то получается следующее весьма мало разбросанное распределение их по децилям группам определений.

Децили	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$C/\overline{C} \cdot 100$ ($n = 49$)	80	91	95	97	98	102	103	105	109	120

(29)

Такая малая разбросанность указывает на то, что каждое значение C представляет собой совокупную характеристику весьма большого числа снежинок, индивидуальные свойства которых автоматически усредняются.

Кроме этого, Саатчян произвел ряд определений предела пластичности C_p на срез не после действия перпендикулярного к срезывающему усилия напряжения, p, а во время этого действия, т. е. при наличности соответствующей нагрузки на срезываемый параллелепипед. Из сопоставления значений C_p и C он определял «угол внутреннего трения φ» и «коэфициент внутреннего трения f» по формуле

$$f = \operatorname{tg} \varphi = \frac{C_p - C}{p}, \tag{30}$$

выражающей, что при такой постановке опыта «надо преодолевать силы сцепления и трения». Автор вполне правильно подметил, что φ и f «для всех состояний снега — вне зависимости от его физических свойств», но не дает объяснения этому любопытному, хотя и не вполне удачно формулированному обстоятельству.

Мерой «рыхлости» снега Саатчян считает глубину погружения в снег клина (деревянного, весом в 1,5 *кг* и с углом при вершине в 30°), свободно падавшего с высоты 0,5 *м*. Аналогичные опыты бросания конуса (диаметром 20 *см* с высоты 10 *см*), представляющие в сущности определения снежного покрова на уплотняемость

при ударе, производил также Курада [31], получивший одинаковую «твердость» в первых 5 *см* снега, а в более низких слоях — сильное возрастание и снова почти постоянство. Интересно, что результаты оказались не зависящими от утаптывания.

После работы Саатчяна появилось обстоятельное исследование Гоффа и Оттена [46], определявших для снежного покрова: а) сцепление (временное сопротивление скалыванию) внутри слоя; б) сопротивление разрыву; в) коэфициент трения внутри слоя — в 1932 г. в районе селения Верхние Роки (Осетия), а в 1936—1937 г. — в районе города Кировска.

Сцепление внутри слоя соответствует величине сцепления C_0 в опытах Саатчяна, а «коэфициент трения внутри слоя» — величине «коэфициента трения». Результаты 297 опытов по сцеплению, 118 — на разрыв и 157 — на трение в 1936—1937 г. выражаются следующей таблицей.

Таблица LIV

Механические свойства снега по Гоффу и Оттену

Виды снега	Плотность, наблюдавшаяся при опытах	Сцепление внутри слоя в *кг/м²*	Сопротивление разрыву в *кг/м²*	Коэфициент трения внутри слоя
		Сухой снег		
Свежий снег	0,10—0,13	0— 50	0	—
Уплотнившийся снег .	0,15—0,32	75—175	0—275	0,45
Молодой фирновый снег	0,32—0,48	850—4700	500—1500	0,39—0,50
Фирновый снег . . .	0,32—0,48	1000—3600	350— 850	0,39—0,55
Фирновый снег по мху	0,40	830—2100	0	0,51
		Влажный снег		
Молодой фирновый снег	0,32—0,38	300—1100	300	0,28
Фирновый снег . . .	0,41—0,48	1500—3300	400—900	0,35—0,37
Фирновый снег по мху	0,36	250	—	—

Приведем также из этой работы две кривые (рис. 72), показывающие зависимость сцепления и сопротивления разрыву снега различных видов в зависимости от плотности. Обратим внимание на то, что эти зависимости весьма схожи для всех видов снега, кроме молодого снега, для которого сила сцепления (а также сопротивление разрыву) возрастает медленно с увеличением плотности, что в известной мере соответствует теории Шепелевского. Определения сцепления C_0 для различных видов снега имеются также в работе Окслина [47].

Упомянем еще об явлении хруста снега под ногами или под полозьями — явлении, пока совершенно неисследованном, но стоя-

щем в несомненной связи с температурой снежного покрова, как, вероятно, каждый замечал по собственному опыту. Добровольский (гл. I, [3], стр. 483—485) обращает внимание на любопытный факт, что хруст снега, слышимый явственно при температурах от —20°

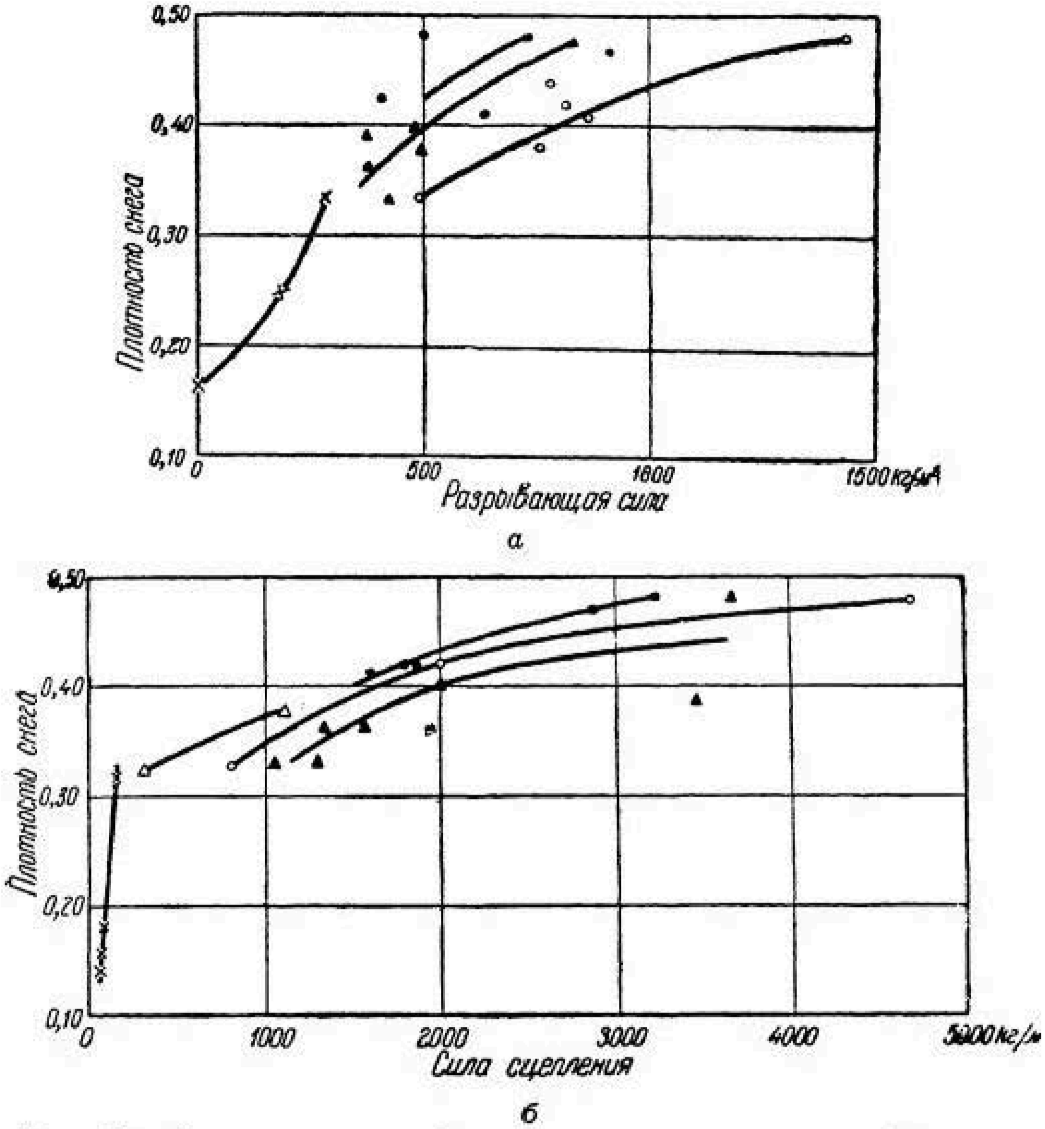


Рис. 72. Сила сцепления (*а*) и сопротивление разрыву (*б*) снега различной плотности (по Гоффу и Оттену).

до —2°, прекращается при менее низких температурах и ставит это в связь с изменением «твердости» снежного покрова. Было бы интересно хотя бы исследовать зависимость тона, издаваемого хрустящим снегом, от температуры, так как это могло бы навести на соображения относительно природы этого явления.

Литература к главе V

1. См. гл. I, [6].
2. Г. Абельс, *Метеор. вестн.*, **2**, 60—65 (1892).
3. Г. Любославский, *Метеор. вестн.*, **7**, 78 (1897).
4. М. С. Сумгин, *Изв. метеор. бюро Амурского района*, **1**, 44—47 (1913).
5. M. E. Ghuery, *Monthly Weather Review*, **37**, 95—100 (1909).
6. Ward-Symon, *British Rainfalls*, 1875.
7. H. Lindfors a. J. Keränen, *Ann. Acad. Sci. Fenniae*, A **13**, № 8, pp. 15 (1920).

8. Давид, *Снегозадержание*, стр. 103, М., 1932.
9. См. гл. I, [40].
10. A. Hamberg, *Naturwiss. Untersuch. des Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland*, **1**, Abt. 3, Lief. 1, Stockholm, pp. 1—68 (1907).
11. Г. Абельс, *Изв. Акад. наук, физ.-мат. отд.*, **3**, № 9, стр. 24 (1896).
12. J. Westmann, *Spitzberg. Miss. scient. pour la mesure d'un arc. de méridien au Spitzberg., en 1891—1902; Miss. Suéd.*, **2**, VIII, B, Stockholm, 1905.
13. T. Okada, *Meteor. Z.*, **25**, 82—85 (1908); заключает в себе изложение работы [14].
14. K. Abe, *Journ. Meteor. Soc. of Japan* (на японск. языке), **26**, № 4 (1907) [13].
15. A. Defant, *Sitzber. Wien. Akad.*, **117**, 11a, 1231—1249 (1908).
16. А. Шепелевский, *Труды аркт. инст.*, **110**, 15—31 (1938).
17. См. гл. II [86].
18. См. гл. I [43].
19. W. Satke, *Meteor. Z.*, **11**, 353 (1894) [18].
20. W. Satke, *Meteor. Z.*, **34**, 97 (1899) [18].
21. Smoluchowski, *Bull. Akad. Sci. Cracovie, Cl. math. et natur.*, A 1910, 129—153; 1911, 548—557.
22. См. гл. II [169].
23. См. гл. II [105].
24. A. Hjeltström, *Ofversigt K. Vetensk. Akad. Forhandl.*, **46**, № 10, 669 (1889) [15].
25. Abels, *Report. f. Meteor.*, SPB, **16**, 53 (1893) [18].
26. M. Jansson, *Ofversigt K. Vetensk. Akad. Förhandl.*, № 3, 207—222 (1901); * *On Värmeledninssförmägan hos snö, Upsala*, 1904.
27. T. Okada, *Journ. Meteor. Soc. Japan*, Febr. 1905, 52—53
28. Okada, Abe a. Yamada, *Proc. Tokyo Math. Phys.* Soc. (2), **4**, 385 (1908).
29. J. Keränen, *Ann. Acad. Sci. Finniae* A, **13**, № 7, 197 (1920).
30. A. Angstrom. *Arkiv für matem., astron. och fysik*, **13**, № 21, стр. 17.
31. L. R. Ingersoll a. O. A. Koepp, *Phys. Rev.*, **24**, 92—93 (1924).
*32. Masao Kurada, *Sci. Pap. Inst. Phys. a. Chem. Res. Tokyo*, **12**, 149 (1929).
*33. Masao Kurada, *Scient. Pap. Inst. Phys. a. Chem. Res. Tokyo*, **12**, № 211, 69 (1929).
34. А. Шепелевский, «О плотности и теплопроводности снежного покрова», (приг. к печ. 1938).
35. А. Шепелевский, «Каталог определений плотности снега с описанием свойств и структуры» (рукопись в ледов. отд. Арктич. инст-та).
36. А. Шепелевский «Определение плотности снежного покрова по видимым признакам» (рукопись в редакции журн. *Метеорология и Гидрология*).
37. Н. И. Павлов, «К вопросу о классификации снежного покрова» (рукопись в ред. журн. *Метеорология и Гидрология*).
38. В. Гомилевский, *Вестн. Псковск. губ. земства*, **36**, № 49—50, 5—7 (1915).
39. См. гл. III, [110].
40. K. Richter, *Naturwiss.* **22**, 501 (1926).
41. J. Devaux, *CR*, **191**, 1358 (1930); E. Niederdorfer, *Meteor. Zeits.*, **50**, 201 (1933).
42. J. Devaux, *CR*, 200, 80 (1935).
43. Н. Т. Черниговский, *Arctica*, 4 137 (1937).
44. Н. С. Комаров, *Холод. дело*, 14, № 7, 7—6 (1936).
45. В. А. Бобков. *Холод. дело*, 14, № 8, 6—7 (1936).
46. А. Г. Гофф и Г. Ф. Оттен, *Снег и снежные обвалы в Хибинах*, Сборник работ снежно-метеорологической службы **1**, 32 (1938).
47. M. Oechslin, *Bull. assoc. intern. d'hydrol. scient.* **23**, 721 (1938).

Глава VI

ОБЩАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ ЛЬДА

В. П. ВЕЙНБЕРГ (§ 1), М. П. ГОЛОВКОВ (§ 2, 16),
А. И. ДОБРОВОЛЬСКИЙ (§ 3—15).

§ 1. Наблюдательный материал по кристаллографии льда

Кристалличность льда в природе отчетливее всего проявляется у сублимационного льда, внешняя форма которого ясно обнаруживает эту кристалличность как у снежинок, так и у инея, у изморози, у морозных узоров на стенах и у пещерного сублимационного льда. Если пещерный лед представляет собой довольно редкое явление, то этого никак нельзя сказать про остальные виды сублимационного льда и особенно про снежинки.

Между тем, если на земную поверхность ежегодно выпадают десятки квадриллионов отдельных снежинок, если ежегодно осаждается достаточное число (триллионы) кристалликов инея и изморози, если ежегодно миллионы и десятки миллионов квадратных метров оконных стекол покрываются кристаллическими узорами, то число когда-либо сделанных фотоснимков снежинок, если и перевалило за десяток тысяч, то немного; макро- и микрофотографий инея и изморози — во много раз меньше, и, к сожалению, снимков оконных морозных узоров вряд ли сделано более нескольких сот, а числа опубликованных фотографий их, а также пещерного сублимационного льда — порядка нескольких десятков.

Но даже такая малочисленность фотодокументов этих краткожизненных созданий природы представляла бы собой полбеды, если бы эти снимки сопровождались научным описанием условий образования снимаемых объектов и хотя бы такой простой количественной их характеристикой, как *увеличение* микрофотографий, и если бы эти снимки представляли собой одну из сторон некоторого *научного* исследования. Между тем научная постановка фотографирования кристаллов льда или зарисовок их является редким исключением, как это особенно ясно видно на примере Бентлея — метеоролога-любителя и скорее коллекционера различных форм снежинок, чем ученого исследователя.

Приведем характеристику наиболее полного собрания снимков Бентлея ([1], на обложке):

«В течение более 40 лет Уилльям Бентлей сделал своим главным стремлением микрофотографирование снежинок и сходственных

природных форм. За это время он сделал более 5300 фотоснимков, из которых нет двух одинаковых. Так как его коллекция частично известна только метеорологам, то лучшая часть ее делается теперь общедоступной в этом томе, восприемником которого явилось Американское метеорологическое общество.

«Более 2000 лучших микрофотографий было выбрано и превосходно воспроизведено. У. Дж. Хемфрис написал текст, в котором он дает историю этой коллекции, описывает технические приемы автора и дает другие интересные данные».

По словам Хемфриса (в предисловии) появление этой книги было вызвано проявленным из различнейших мест «желанием, чтобы все эти снимки Бентлея (или по крайней мере все снимки особенной красоты или специального интереса) были каким-либо образом сохранены от несомненной в ином случае более или менее ранней потери и сделаны в удобной форме доступными всем желающим».

В опубликованных в этом прекрасном издании фотографиях включены, если не все, то большинство снимков, помещенных Бентлеем в его работах [2], и их совокупность представляет характерный пример противоречия интересов коллекционера различных форм снежинок («из 5300 снимков нет двух одинаковых») и «ученого, ищущего истину». В своих работах метеоролог-любитель Бентлей стремится снять это противоречие, пытаясь дать некоторую классификацию снежинкам различных типов и некоторую связь их с метеорологическими условиями в месте их выпадения, но успех его в этих отношениях несравнимо мал с мировыми рекордами его как коллекционера.

Едва ли не наиболее интересной частью атласа Бентлея является четкая формулировка тех четырех особенностей структуры снежинок, которые определяют собой характер рисунка на их снимках, — единственном или почти единственном материале, по которому можно сделать какие-либо выводы о кристаллографии сублимационного льда, так как снежинки неконсервируемы. Эти четыре особенности («минимум четыре», как предусмотрительно указывает Бентлей) следующие:

1) хребтообразные возвышения, 2) бороздки, 3) пустоты, 4) водяные прослойки. Бентлей не только выясняет, как наличие их должно отражаться на снимке прозрачной однородной ледяной пластинки, но и делает попытку объяснить физические причины возникновения этих особенностей. Последние объяснения Бентлея не очень отчетливы и убедительны, но мы все же приведем их полностью:

«Присутствие возвышений в некоторых снежинках, в особенности вдоль соединений сегментов кристаллов и по крайней мере частей радиусов к гексагональным углам (или в направлении их продолжений) обнаруживается при медленном плавлении или испарении. Когда это были последние долженствующие исчезнуть части, как это часто случается, то совершенно ясно, что они были толще, чем

другие части кристалла, и образовывали валики на его верхней и нижней поверхностях. Бороздки, очевидно, имеют место там, где сегменты, лучи или разветвления кристалла только частично оплавились. Однако значительно большее число линий и пятнышек на снимках снежинок вызвано полостями, обычно пустыми, но иногда частично наполненными водой. Наконец, представляется возможным, что волнобразные фестоны обусловлены водяными прослойками, получившимися от медленного плавления».

Если ко всевозможным комбинациям этих четырех особенностей присоединить различия в преимущественном развитии главной оси (стержневидные и игольчатые кристаллы) или побочных осей (пластинчатые кристаллы) и в наличии у гексагональной пластинки различнейших комбинаций лопастей первого и высшего порядков, то будет очевидно, что, если бы не один Бентлей, а тысячи и даже миллионы таких же энтузиастов-коллекционеров делали снимки со снежинок, то все же двух совершенно одинаковых кристаллов могло бы и не встретиться.

Причина такого чрезвычайного многообразия строения снежинок, не встречающегося ни у какого другого минерала, заключается в крайнем разнообразии условий роста снежинки при падении ее с места возникновения до земной поверхности. И если две капли дождя из одного и того же слоя облака совершенно похожи друг на друга, так как они одинаковы не только по форме, но и по величине, то две снежинки даже из одного и того же слоя облака, наверное, чем-нибудь да отличаются друг от друга.

Но все же не малочисленностью изученных кристаллов льда по сравнению с разнообразием их формы и внутреннего строения можно объяснить малую изученность их, а скорее недостаточностью применяемых способов изучения, лишь в исключительных случаях выходящих за пределы визуальных наблюдений, зарисовок и фотографий, а также еще одним весьма существенным обстоятельством, подмеченным Добровольским. Обстоятельство это — местонахождение кристаллов льда с ясными кристаллическими контурами только в атмосфере, которая не является обычным полем исследования кристаллографов, мало занимавшихся вследствие этого кристаллами атмосферного льда. Метеорологи же, для которых атмосфера — привычное поле работы, при изучении кристаллов льда совершенно естественно не обратили внимания на вещи, важные с точки зрения кристаллографии, и потому не извлекали из своих наблюдений всего того, что можно было из них извлечь.

Как бы то ни было, приходится констатировать, что по кристаллографии льда сделано очень мало, особенно по сравнению с тем, что надлежало бы сделать даже с узко практической точки зрения.

Мы коснемся далее, в главе VIII, указаний Бентлея о связи видов снежинок с метеорологическими условиями, а здесь ограничимся указанием в «Литературе» на некоторые наиболее интересные и полные, хотя и далекие от рекордов Бентлея, собрания

Таблица LV

Данные различных авторов о кристаллах льда

Сингония	Вид симметрии (класс)	Форма и описание	Угол оптических осей	Автор	Дата	Ссылка
Аморфное вещество (крупа)				Вернадский	1933	[19]
Кубическая		Гексаэдр		Розе	1847	[20]
		То же		Добровольский	1934	[21]
Гексагональная		«Угол между лучами звездчатых форм равняется 60°, а углы шестиугольных пластинок всегда отвечают 120°»		Кеплер	1611	[3]
		Комбинация ромбоэдрических форм		Норденшельд	1893	[20]
		«Шестиугольные пластинчатые и пространственные образования, облекающие друг друга спирально»		Альтберг	1933	[22]
	Дитригонально-пирамидальный: $L_3 3P$	Комбинация призмы, пирамиды и моноэдра		Ропер	1859	[20, 23]
	То же	То же		Норденшельд	1893	
	То же	То же		Корсаков	1931	
	То же	—		Грот	1906	[24]
	Тригонально-трапецоэдрический: $L_3 3L_2$	Комбинация призмы, ромбоэдра (или тригональной дипирамиды) и тригонального трапецоэдра		Флеров	1934	[25]

Продолжение

Сингония	Вид симметрии (класс)	Форма и описание	Для двойников	Угол оптических осей	Автор	Дата	Ссылка
Гексагональная	Дигексагонально-пирамидальный: L_6P	Комбинация призмы, моноэдра и нескольких пирамид (конхоидальный излом)		0°	Дана	1911	[26]
	То же	Комбинация призмы, двух моноэдров и нередко пирамидального приострения на одном из концов		0°	Болдырев	1928	[27]
	Дитригонально-пирамидальный: $L_3 3P$	Комбинация призмы, пирамиды и моноэдра			Добровольский	1931	[9]
	Гексагонально-скаленоэдрический: $L_3(L_6)\,3L_2 3PC$	Комбинация призмы и двух ромбоэдров	Для двойников				
	Дигексагонально-дипирамидальный: $L_6 6L_2 7PC$	Комбинация призмы и дипирамиды					
Тетрагональная		Гексаиды			Шумахер 1844 Гейнитц 1860 Норденшельд 1893 Футтерер 1901		[20]
Ромбическая		Гексаиды			Норденшельд	1893	

зарисовок и снимков кристаллов льда [3-18] и подчеркнем, что вряд ли даже суммарной малочисленностью всех их можно объяснить ту разноголосицу мнений о кристаллической системе льда, обзор которых приведен выше в табл. LV, относящейся к § 2.

В последующих разделах мы дадим, как наиболее детальную, хотя и не бесспорную, классификацию, данную Добровольским, а в последнем разделе добавим некоторые наблюдения Головкова над морским льдом, как дополняющие использованные Добровольским данные, относящиеся в большинстве случаев к сублимационному льду и лишь в небольшой доле — к дну водному и притом пресноводному.

§ 2. Обзор взглядов на кристаллическую систему льда

История изучения льда как кристалла, документально начинающаяся с 1555 г., связана почти со всей историей развития минералогии и кристаллографии. Замечательным в этой истории является то обстоятельство, что кристаллы льда в разные времена и разными авторами считались принадлежащими едва ли не ко всем кристаллографическим сингониям: кубической, гексагональной, тетрагональной и ромбической, так что безошибочным будет лишь утверждение, что этот вопрос еще не решен окончательно.

Наиболее вероятно все же — см. табл. LV, — что кристаллы льда относятся к дитригонально-пирамидальному виду симметрии $L_3 3P$ гексагональной сингонии. Однако это положение требует гониометрической проверки; в связи с этим необходимы дальнейшие кристаллографические исследования льда.

§ 3. Сводка результатов по общей кристаллографии льда

Выводы могут быть выражены вкратце следующим образом.

1. Кристаллы льда *одноосные и принадлежат к гексагональной системе*. Это — вещь известная. Однако я считаю не лишним систематическое изложение вещи, менее известной, — итога наблюдений, благодаря которым этот факт стал общепризнанным.

2. Кристаллы льда обладают *тройной полярной осью симметрии* и принадлежат к классу $L_3 3P$ [1]) — классу турмалина. Факт этот менее известен. Оба эти положения, если им верить, являются более или менее вероятными. По моему мнению итоги наблюдений вполне их подтверждают.

3. Из простых форм, возможных в классе $L_3 3P$, почти постоянно в кристаллах льда встречаются: *две трехгранных призмы* с базисной плоскостью на менее растворимом полюсе. В пластинчатом типе равным образом постоянно имеется другая базисная плоскость на

[1]) Добровольский применяет вышедшее теперь из употребления обозначение S_3, которое заменено здесь обозначением $L_3 3P$ (по Федорову-Гроту), равнозначащее с обозначением C_3^V по Шенфлису. (*Б. В.*)

более растворимом полюсе. Не так постоянно встречаются два рода трехгранных пирамид, выступающих особенно в стержневом типе (вероятно, также и в игольчатом) на более растворимом полюсе, где они заменяют основание.

4. *Пластинчатый тип* (с главной осью, относительно очень короткой) является, повидимому, нормальным типом роста, между тем как стержни и иглы допускают, кажется, наличие особых агентов, возможно, присутствие следов некоторых газов, непостоянных в воздухе.

5. Существуют *двойники* ледяных кристаллов по направлению (0001), которые образуются соединением между собой более растворимых полюсов, — явление систематическое в стерженьковом типе. Существование других двойников кристаллов я не мог подтвердить.

6. До сих пор мы не знаем геометрической постоянной кристаллов льда.

7. До сих пор мы не знаем, существуют ли в природе два вида льда.

§ 4. Одноосность кристаллов льда

Этот факт вытекает из многочисленных наблюдений, сделанных в поляризованном свете над кристаллами льда всевозможного происхождения.

1. Над кристаллами, составляющими ледяной пласт на поверхности воды: наблюдение очень старое (Брюстера [28], Лейдольта [29]), повторявшееся много раз позже и недавно.

2. Над кристаллами, образующими ледяные сосульки (наблюдения Лейдольта [29], Кобелля [30], Кеннготта [31], Футтерера [32] [1]).

3. Над градинками (наблюдения Лейдольта [29]).

4. Над кристаллами льда, образовавшимися внутри переохлажденной воды при введении зародыша льда (опыты Иванова и Вейнберга) [34].

5. Над кристаллами снега (пластинки, призмочки); наблюдения А. Е. Норденшельда [35].

6. Над кристаллом инея на окнах (наблюдения того же автора).

7. Над кристаллами изморози (наблюдения Футтерера [32]).

8. Над зернами ледникового льда (очень многочисленные наблюдения).

Это свойство характерно для гексагональной системы, а также для тетрагональной системы.

§ 5. Принадлежность кристаллов льда к гексагональной системе

Этот факт доказывается следующими данными:

1. *Внешняя форма кристаллов.* Когда кристаллы льда имеют четкую огранку, то они обнаруживают формы, которые не позво-

[1]) Иногда констатируют аномалии, вызываемые, вероятно, давлением Клокке [33]).

ляют поместить их в тетрагональную систему ни как отдельные кристаллы, ни как сростки, но которые прекрасно согласуются с гексагональной системой.

2. *Внутренние пустоты* (наполненные воздухом):

a) *В ледяном покрове на поверхности воды.* Иногда у этих пустот кристаллические контуры; форма таких «отрицательных кристаллов», ось которых ориентирована параллельно оптической оси ледяного покрова, не отличается существенно от наблюдаемой в кристаллах льда и может указывать только на гексагональную систему или систему ромбическую (рис. 73, увеличение пустот 4 : 1); будучи одноосным, лед не может быть ромбическим и может принадлежать только к гексагональной системе (Лейдольт).

b) *В кристаллах снега, ледяного тумана, инея, изморози.*

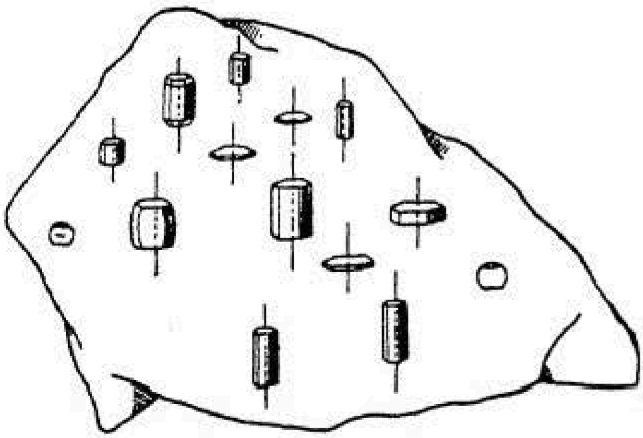


Рис. 73. Внутренние полости в речном льду в виде «отрицательных кристаллов» по Лейдольту.

aa) Внутренние пустоты, обычно [1]) закругленные, представляются иногда в виде «отрицательных кристаллов», форма и ориентировка которых указывают на гексагональную систему [2]).

bb) Расположение внутренних пустот согласуется всегда с гексагональной системой [3]).

3. *Фигуры удара.* Неудачно получавшиеся Клокке [33], который оперировал в малых размерах, эти фигуры были осуществлены много раз и с успехом Принцем [36] у слоев льда, покрывавших лужи воды. Наиболее правильные из них получались тогда, когда толщина льда, еще поддерживавшегося водой, была от 4 до 10 *мм*, особенно, если удары производились не при помощи металлического острия, но палкой с закругленным концом. Фигуры эти имели форму «шестилучевых (иногда трехлучевых) звезд, иногда очень правильных, окруженных простым многоугольником, кратным и концентрическим, несовершенным, закругленным, в зависимости от условий опыта», но обнаруживали тенденцию к шестиугольной форме ([36] фиг. 5, 6, 7 и 8); иногда получался равносторонний треугольник,

---

[1]) Внутренние пустоты особенно характерны для кристаллов атмосферного льда; их форма и их расположение соответствуют внешней системе кристалла или же симметрии более низкого порядка. Хорошо известны в кристаллах снега «органообразные пустоты»—А. Е. Норденшельд [7], «капиллярные пустоты» — Хельманн [8]. Они были точно так же обнаружены в кристаллах ледяного тумана, инея, изморози (Добровольский [9]).

[2]) Кристаллические границы внутренних пустот в атмосферических кристаллах более заметны на негативах, чем на их воспроизведениях, где они чаще всего затушеваны.

[3]) Эти пустоты расположены симметрично в шести сектантах кристалла или в трех сектантах через один.

заключающий в себе сетку из трех направлений, параллельных сторонам треугольника ([36], фиг. 8).

4. *Фигуры коррозии* (плавления):

a) *Внешние*. Под влиянием медленного действия тепла наблюдались впервые Лейдольтом на кусках льда, оставленных на улице, а именно на тех нижних гранях, которые были в соприкосновении с голой или покрытой снегом почвой. Это были небольшие пирамидообразные ямки, весьма напоминавшие известные углубления, какие образуются на гранях кристаллов каменной соли во влажном воздухе, с основанием, имевшим форму, повидимому, правильного шестиугольника, и с шестью треугольными гранями, повидимому, одинаковыми и составленными из мельчайших фацеток, образующих между собой угол в 120°, от чего получилась параллельная основанию полосчатость; оси их были все параллельны оптической оси льда (рис. 74).

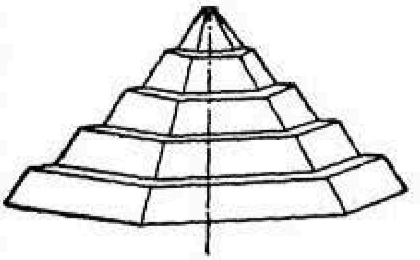


Рис. 74. Фигуры плавления на поверхности речного льда по Лейдольту.

b) *Внутренние*. Фигуры Тиндалля обнаруживают гексагональную систему как по своей форме (симметрично размытые пластинки, напоминающие одинаковые звездочки льда), так и по своей ориентировке (перпендикулярно к оптической оси слоя льда) [1]).

§ 6. Принадлежность кристаллов льда к тригональному типу гексагональной системы

Можно окончательно доказать, что кристаллы льда имеют тройную ось симметрии; в самом деле, их базальные плоскости тройной симметрии. Соберем все данные, относящиеся к этим утверждениям.

1. *Внешняя форма кристаллов.*

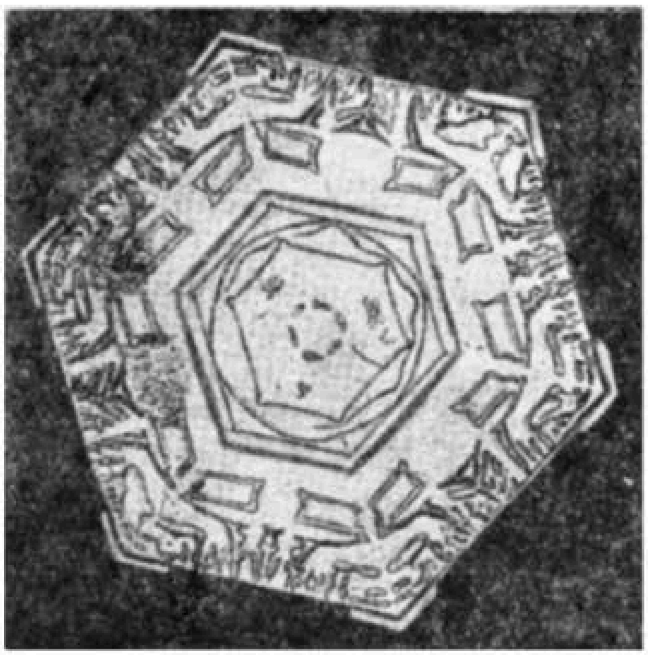
a) Кристаллы пластинчатого вида (сильно сплющенные перпендикулярно к главной оси). Когда эти кристаллы хорошо образованы (не очень изрезаны скелетообразным ростом и не очень деформированы неправильным развитием), их базальные плоскости показывают очень часто контуры явно тройной симметрии: видно, что три стороны базального шестиугольника длиннее трех других, заключенных между первыми (рис. 75—78), но еще чаще попеременное неравенство шести сторон пластинки не бросается в глаза и может быть обнаружено только при измерении на фотографиях; наконец, очень часто измеренное различие очень мало, и, таким образом, мы приходим к пластинкам, шесть сторон которых кажутся одинаковыми, т. е. где циркуль не обнаруживает больше заметных попеременных различий (рис. 80—87).

---

[1]) Фигуры Тиндалля вафотографированы Хагенбах-Бишофом (одна фотография воспроизведена в книге Хесса «Die Gletscher— см. гл. I [33]), Сноу (несколько фотографий, воспроизведенных Бентлеем [37]) и особенно Шентьесом [38].

b) Стержневидные кристаллы, вытянутые, но не сильно по главной оси.

Так как они обычно падают таким образом, что не показывают своих оснований, а только свои боковые поверхности, то здесь более трудно проверить симметрию контуров; однако в тех слу-



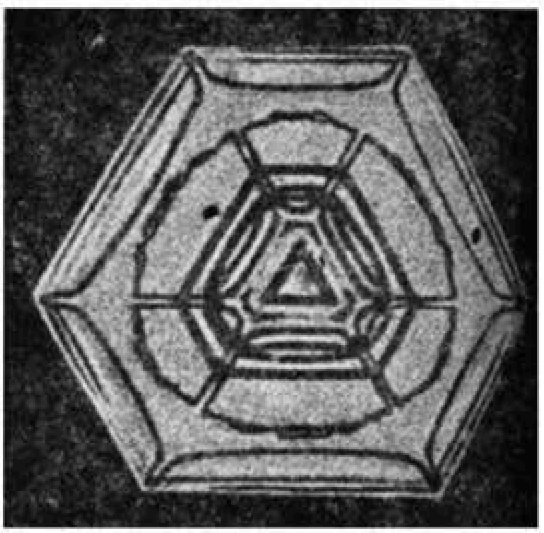


Рис. 75 и 76. След якобы гексагонального стержня $(1\bar{1}20)$, обнаруженного во внутренних фигурах пластинки снега (снимки Бентлея).

чаях, когда я мог наблюдать основание, я обнаруживал довольно часто тройную симметрию.

c) Игольчатые [1]) кристаллы (вытянутые сильно по направленной основной оси).



Рис. 77. Пластинчатый кристалл снега с ясно выраженной гемиэдрией (снимок Халльберга).

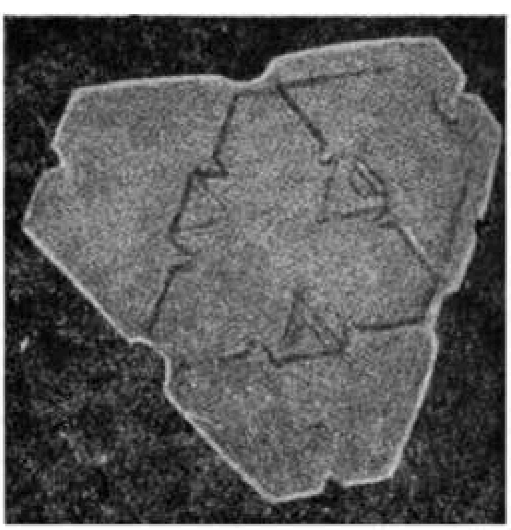


Рис. 78. Пластинчатый кристалл снега: поворот относительного развития двух тригональных стержней на некоторой стадии роста кристалла (снимок Бентлея).

[1]) Под игольчатыми мы вместе с автором будем понимать кристаллы льда удлиненной формы с постепенно — непрерывно или скачками — уменьшающимся поперечным сечением. (*Б. В.*).

Так как контуры этих тонких кристаллов являются почти всегда деформированными (вследствие испарения, таяния, осаждения замерших капелек), трудно судить об их наружной симметрии. Все

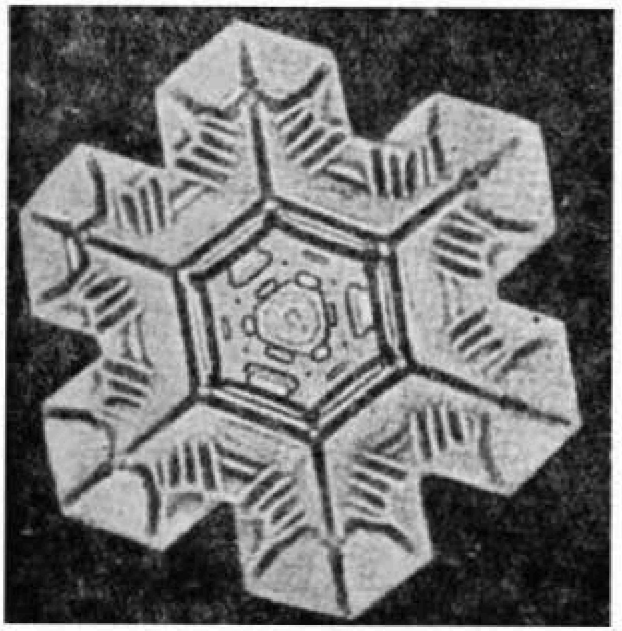


Рис. 79. Гексагональный пластинчатый кристалл снега, в котором отдельные внутренние фигуры и линии указывают на гемиэдрию (снимок Бентлея).

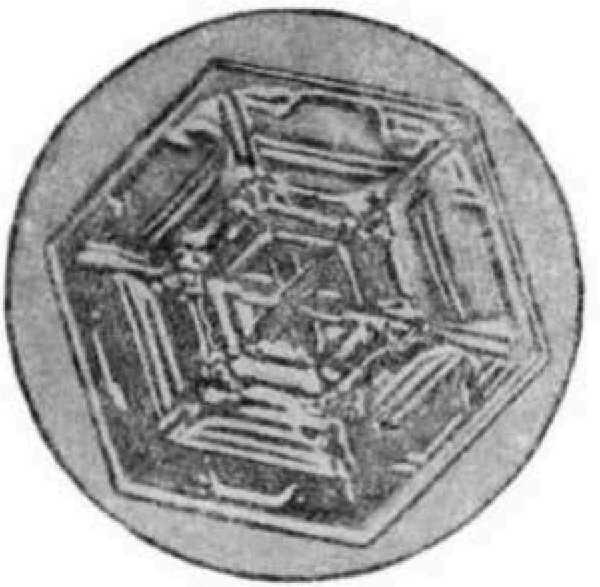


Рис. 80. Гексагональный пластинчатый кристалл снега (снимок Сигсона).

же Бентлей сообщил мне, что он видел иголочки снега и инея почти треугольного поперечного сечения.

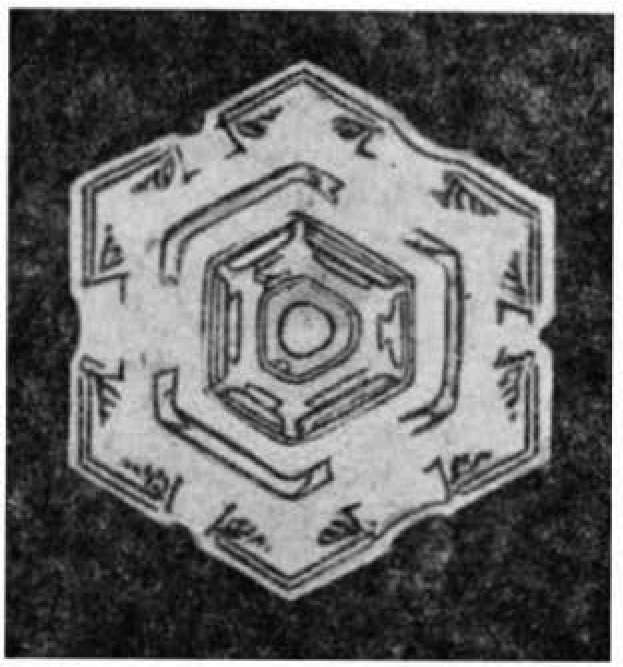


Рис. 81. Гексагональный пластинчатый кристалл снега с зачатками лопастей (снимок Бентлея).



Рис. 82. Гексагональный пластинчатый кристалл снега с короткими лопастями (снимок Бентлея).

2. *Внутренние фигуры в кристаллах льда* (иные, чем внутренние пустоты).

а) *В пластинчатых кристаллах.* Здесь находим три вида внутренних фигур:

аа) Линии, указывающие разные стадии бокового роста пластинок, имевших форму шестиугольников, звездообразных шестиугольников, звезд, концентричных с данной пластинкой и представляющих следы боковых контуров более молодых стадий.



Рис. 83. Гексагональный пластинчатый кристалл снега с короткими лопастями (снимок Сигсона).

bb) Линии, указывающие *вертикальное наращивание* пластинок; если смотреть на основание, они имеют также форму шестиугольников, звездообразных шестиугольников, звезд, но представляют контуры элементарных пластинок, у которых один пластинкообразный кристалл кажется обычно составным, а эти элементарные пластинки представляют слои прироста по толщине, различающиеся между собой как по диаметру, так и по форме, так что пластинкообразный кристалл имеет вид стопки из нескольких, чаще всего из трех отдельных элементарных пластинок;

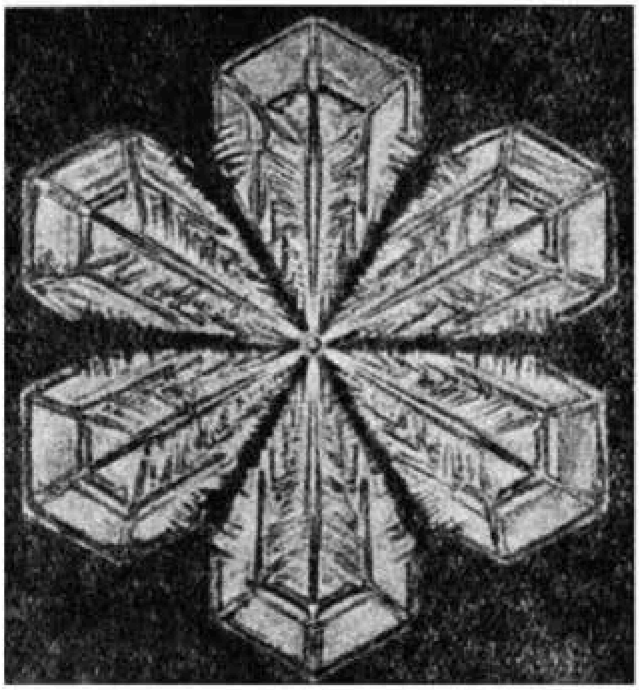


Рис. 84. Шестилопастный кристалл снега (снимок Бентлея).

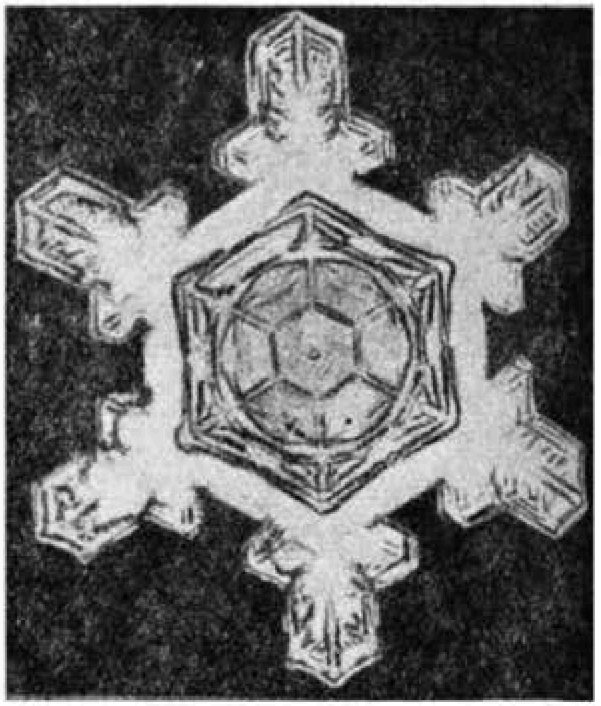


Рис. 85. Шестилопастный кристалл снега со вторичными лопастями (снимок Бентлея).

cc) Линии, указывающие следы спайки различных частей одной и той же скелетообразной пластинки (лучи, боковые ответвления лучей одной и той же звезды) и обнаруживающие себя каждый раз,

когда пластинки переходят из стадии неполной, скелетообразной (звезды) в стадию полного кристалла (гексагональная пластинка) путем заполнения промежутков между лучами. Эти следы спайки, очевидно, не образуют непрерывных линий, как это будет в случае вышеупомянутых внутренних линий, симметрично распределенных по пластинке.

В случаях, где контуры пластинки тройной симметрии, внутренние фигуры обычно такие же (сим. рис. 77 и 78).

Наоборот, когда контуры пластинки кажутся гексагональной симметрии, тогда очень часто внутренние фигуры кажутся тройной



Рис. 86. Шестиугольный пластинчатый кристалл снега со значительно разветвленными лопастями (снимок Сигсона).



Рис. 87. Звездообразный кристалл снега (снимок Сигсона).

симметрии, обнаруживая, таким образом, настоящую симметрию кристалла (см. рис. 79).

b) *Столбчатые кристаллы* в тех редких случаях, когда можно видеть их основание, указывают фигуры бокового наращивания, аналогичные с фигурами у пластинок тройной симметрии или, повидимому, гексагональной симметрии.

c) *Игольчатые кристаллы* не обнаруживают внутренних фигур.

3. *Внутренние пустоты.*

a) *В пластинчатых кристаллах.* В случаях, когда контуры пластинок тройной симметрии, расположение внутренних пустот таково же (см. рис. 75—76). Наоборот, когда контуры пластинки кажутся гексагональной симметрии, тогда *очень часто* расположение внутренних пустот оказывается тройной симметрии, обнаруживая таким образом настоящую симметрию кристалла (см. рис. 77—79).

b) *В столбчатых кристаллах.* Кроме больших осевых пустот, находим здесь эксцентричные пустоты, имеющие форму небольших каналов, параллельных главной оси, иногда в количестве шести, расположенных против шести призматических граней стерженька, но чаще в количестве трех, расположенных против трех чередую-

щихся граней; в таком случае совокупность их имеет тройную симметрию (Г. Норденшельд [7], Добровольский [9]).

c) *В игольчатых кристаллах* не находим внутренних пустот.

4. *Фигуры коррозии*. Пирамидальные углубления, наблюдавшиеся Лейдольтом, казались гексагональной симметрии.

Точно так же фигуры Тиндалля не обнаруживали контуров тройной симметрии.

5. *Фигуры удара*, осуществленные Принцем [35], были то гексагональной симметрии (шестилучевые звезды с концентричными шестиугольниками), то тройной симметрии (звезды с тремя лучами под углом 120°; равносторонние треугольники).

6. *Фигуры давления*, осуществленные А. Е. Норденшельдом, были то гексагональной симметрии (шесть трещин, параллельных сторонам пластинки и расположенных вдоль шести сторон внутренней гексагональной фигуры), то тройной симметрии (три больших трещины, доходивших до разлома на части и образующих между собой угол в 120°, и три другие небольшие трещины, расположенные между первыми и образующие с ними угол в 60°).

7. *Заключение*. Наблюдения и опыты, имеющие ценность для определения истинной симметрии кристаллов льда и сделанные над кристаллами всех форм и всякого происхождения, показывают то тип треугольной симметрии, то тип гексагональной симметрии; часто в одном и том же кристалле льда ряд наблюдения одного рода (например внешние контуры) указывает на кажущуюся гексагональную симметрию, тогда как наблюдения другого рода (например внутренние фигуры и пустоты, фигуры давления) обнаруживают тройную симметрию. Так как базироваться необходимо на наблюдениях, указывающих низшую степень симметрии, то приходится сделать вывод, что кристаллы льда принадлежат к *тригональному типу* [1]).

§ 7. Гемиморфизм кристаллов льда

По нашему мнению полярность оси симметрии — такой же несомненный факт, как и тригональная симметрия.

1. *Столбчатые или стержневидные кристаллы*. Здесь гемиморфизм обнаруживается поразительно систематично.

Есть два вида стерженьков: одни имеют вид призмы, заканчивающейся двумя основаниями (будем называть их *незаостренными стерженьками*) (рис. 88); мы увидим (§ 10), что эти

[1]) А. Е. Норденшельд [7] называет кристаллы снега с основанием, имеющим очевидную тройную симметрию, кристаллами гемиэдричными, а те, основание которых кажется имеющим гексагональную симметрию, — кристаллами голоэдричными. Мюгге, основываясь на некоторых микрофотографиях, опубликованных Норденшельдом, не колеблется утверждать с полным основанием, что кристаллы льда гемиэдричны. Мы находим такое же утверждение, но в виде гипотезы, в новом издании Минералогии Хинтце [20]. Однако большинство авторов, повидимому, не зная этого обстоятельства, продолжает приписывать кристаллам льда шестерную симметрию.

кристаллы, кажущиеся голоморфными, представляют собой сростки кристаллов, по крайней мере в большинстве случаев; другие (будем называть их *заостренными стерженьками*), столь же часто встречающиеся, как и первые, как в снеге, так и в изморози и в инее, имеют два конца, очевидно, различных; один представляет пирамидальные грани (иногда срезанные мало развитым основанием — рис. 88), другой — базальную плоскость (иногда с слабо выраженными фасетками на базальных ребрах; рис. 89, правый снимок) [1].

Гемиморфизм заостренных стерженьков выражается не только во внешней форме, но еще:

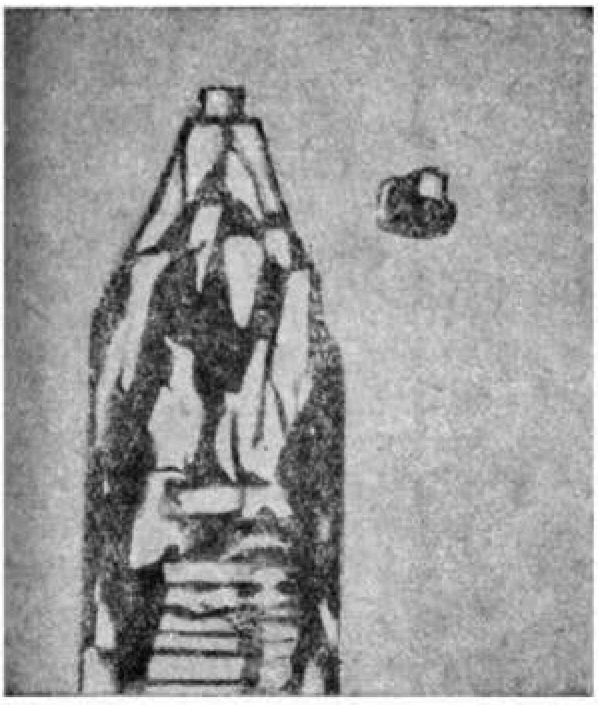


Рис. 88. Заостренный стержневидный кристалл льда (снимок Вестмана).

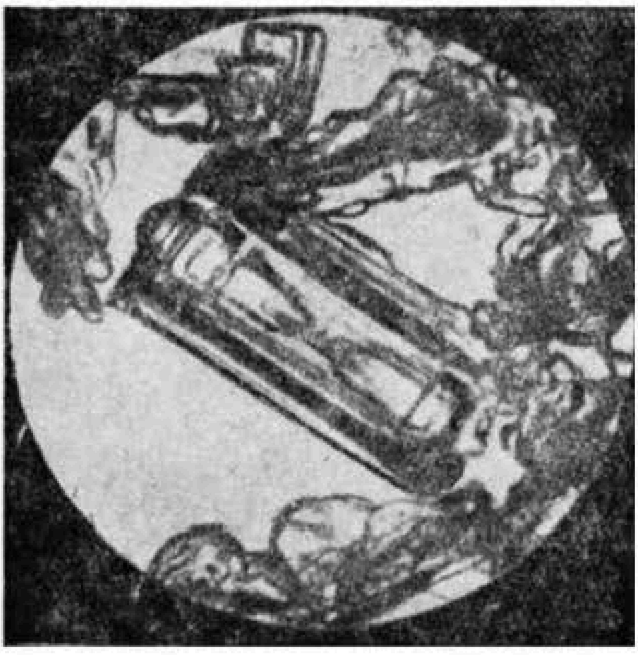


Рис. 89. Незаостренный стержневидный кристалл льда (снимок Норденшельда).

а) в форме почти всегда наличной центральной пустоты; эта пустота, ось которой совпадает вообще с осью стерженька, показывает тоже два неодинаковых полюса; будучи более широкой со стороны базальной плоскости, она суживается к пирамидальной точке (см. рис. 88, правый снимок, и рис. 90) [2];

[1]) Эти стерженьки впервые упомянуты среди кристаллов снега Рорером [39], А. Е. Норденшельдом [7] и Корсаковым [40]. Их изображения мы находим во всех коллекциях микрофотографий кристаллов льда: Г. Норденшельд называет их «ледяными бутылочками», Вестман [10] — «пирамидальными призмами». Бентлей [37] обнаруживает заостренные стерженьки между кристаллами инея и изморози, что подтверждено ненапечатанными микрофотографиями Вестмана и Хамберга. Автор показал частоту заостренных стерженьков среди кристаллов снега: В Антарктике последние — по крайней мере так кажется — так же часты, как и незаостренные стерженьки. Бентлей в одном из писем, написанных автору, утверждает такие же взаимоотношения для Джерико, США.

[2]) Так как стерженьки относительно толсты, то их внутренние пустоты не всегда обнаруживаются на микрофотографиях; только непосредственным микроскопическим наблюдением можно убедиться в почти постоянном наличии осевых пустот (Добровольский [9]).

b) в том факте, что заостренный конец стерженька кажется более растворимым, чем плоский конец.

Доказательства:

aa) Во время моих наблюдений в Антарктике довольно часто заостренный конец стерженька имел вид пучка иголочек, причем такое расчленение должно было зависеть, несомненно, от испарения; один раз это было постоянным явлением для всех наблюдавшихся заостренных стерженьков, плоский же конец стерженька никогда не казался расчлененным (рис. 91).

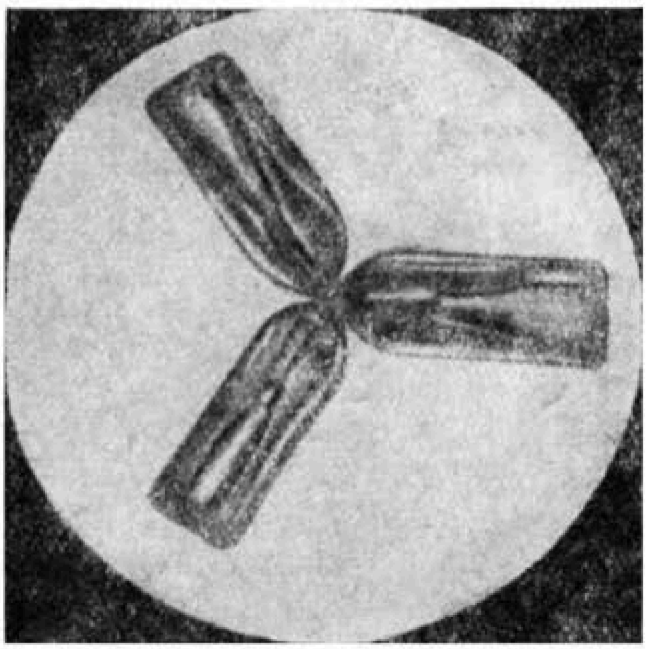


Рис. 90. Сужение внутренних пустот к пирамидальному концу заостренных стержневидных кристаллов льда (снимок Халльберга).

bb) Известно, что кристаллы гемиморфного вещества, прикрепляясь к какой-нибудь подставке, чаще всего делают это своими наиболее растворимыми полюсами (правило Мюгге [41], подтвержденное Ионсеном [42]), а заостренные стерженьки инея и изморози прикрепляются всегда к основанию пирамидальным концом и никогда не прикрепляются основанием (Бентлей [36]).

cc) Известно, что, когда гемиморфные кристаллы образуют случайные группировки, они чаще всего сочленяются своими наиболее растворимыми полюсами (Ионсен), заостренные же стерженьки образуют очень часто лучистые агрегаты своими заостренными оконечностями и никогда не образуют их плоскими оконечностями (рис. 90 и 92).

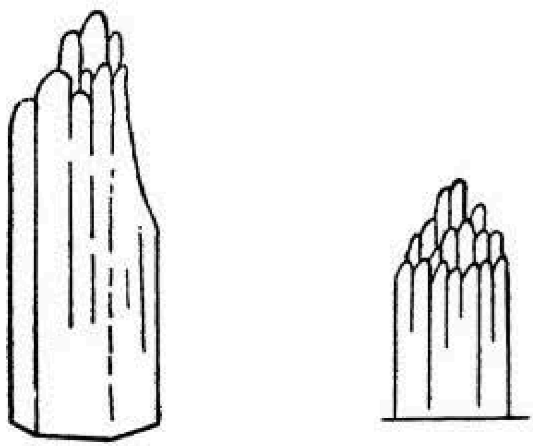


Рис. 91. Стерженьки с заостренным концом, растрепанным в виде пучка иголок (снимок Добровольского).

2. *Игольчатые кристаллы.* Так как границы этих кристаллов обычно неясны, то трудно сказать что-нибудь положительное об их наружной симметрии; они также не дают фигур с внутренними пустотами (рис. 93). Однако я иногда наблюдал палочки с одним концом, более или менее плоским, другой же был заостренным.

3. *Столбчатые кристаллы.* Так как кристаллы заканчиваются всегда у двух полюсов базальными плоскостями, то полярность может здесь обнаруживаться только разным характером двух поверхностей, что трудно констатировать, потому что под микроскопом видна одна базальная плоскость и не так легко перевернуть

пластинку, чтобы увидеть другое основание. В одной пластинке Вестман [10] смог убедиться, что одна поверхность была гладкая, тогда как другая была шершавой.

4. *Ледяной покров на поверхности воды.* Внутренние пустоты, наблюдавшиеся Лейдольтом, а также фигуры Тиндалля не выявляют гемиморфии.

5. *Заключение.* Наружная форма кристаллов льда, а также внутренние пустоты то обнаруживают гемиморфию, то не обнаруживают ее; кроме того, в заостренных стерженьках пирамидальный конец

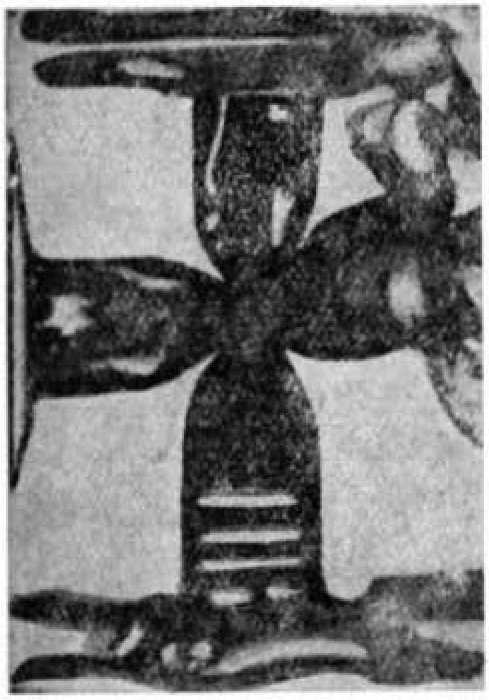


Рис. 92. Сросток четырех заостренных стержневидных кристаллов льда, имеющих пластинчатые кристаллы на плоских гранях (снимок Халльберга).

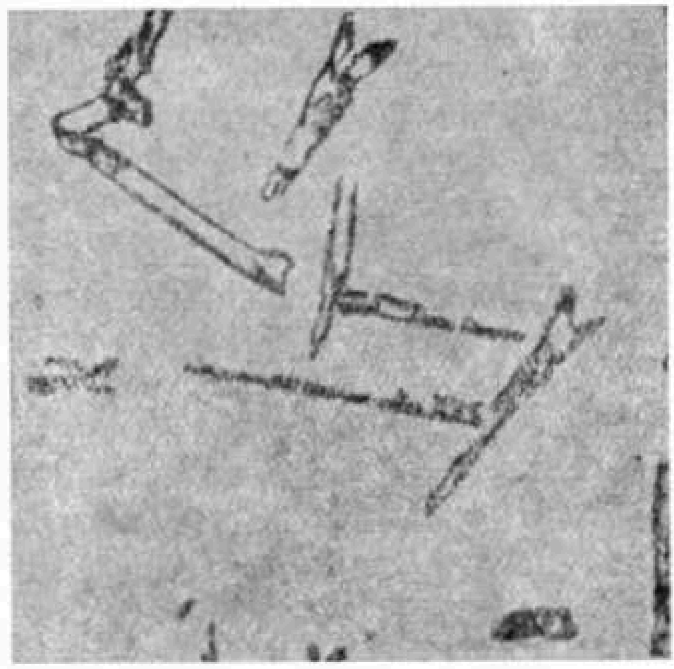


Рис. 93 Игольчатые кристаллы (снимок Вестмана).

кажется более растворимым, чем базальный полюс. Так как наблюдения, указывающие симметрию более низкого порядка, должны служить основанием, чтобы судить об истинной симметрии кристаллов, то кристаллы льда имеют ось полярной симметрии.

§ 8. Принадлежность кристаллов льда к классу $L_3 3P$ гексагональной системы

В действительности, кристаллы с тройной и полярной осью симметрии могут принадлежать к классу $L_3 3P$ (класс дитригональной пирамиды) и к классу $3P$ (класс тригональной пирамиды). Но симметрия этого последнего класса (один элемент симметрии: тройная полярная ось) слишком бедна, чтобы обхватить кристаллы льда, которые показывают все три плоскости симметрии. Остается только класс $L_3 3P$ с тремя плоскостями симметрии и с тройной полярной осью, являющейся пересечением этих плоскостей.

§ 9. Экспериментальные методы определения симметрии кристаллов льда

Было бы, может быть, трудно разрешить вопрос о тройной или гексагональной симметрии кристаллов льда экспериментальным путем. Но трудности не существуют в вопросе полярности или неполярности главной оси.

Первый опыт был сделан Мюгге [41], который проверил на опыте утверждение о неодинаковой растворимости двух полюсов кристаллов льда [9], подвергая эти полюсы одновременному действию тепла и наблюдая быстроту плавления. Результат получился отрицательный. Мюгге вполне справедливо утверждает, что эти результаты еще ничего не говорят, так как употребленный лед был с пруда, составные волокна которого могли быть срощены по плоскости (0001); может быть, по этой причине давно произведенные термоэлектрические опыты также не удались. Прибавлю, что повышение температуры было, может быть, чересчур большое (3—4° в опытах Мюгге; больше 5° в термоэлектрических опытах).

Недавно опыты Мюгге были возобновлены в более действительной форме Адамсом [43] и на этот раз, повидимому, с полным успехом.

Адамс употребил в качестве материала изолированные микроскопические кристаллы льда, полученные искусственно и совершенно подобные зернышкам инея, которые я уже давно указал в качестве зародышей кристаллов льда, и вместо того чтобы их подогревать подвергнул их испарению. Дезинтеграция произошла на двух концах главной оси с быстротой, явно неодинаковой, и позволила констатировать, наряду с обыкновенными кристаллами, сростки соответственно (0001).

Что касается исследования кристаллов льда посредством лучей Рентгена, то критический обзор результатов приводит к заключению, что эти результаты не разрешают полностью вопроса о симметрии этих кристаллов, но во всяком случае не могут считаться противоречащими предположению о том, что главная ось является тройной и полярной [1]).

§ 10. Три главных вида льда (пластинчатый, столбчатый, игольчатый)

Если исключить *a*) агрегаты, зернистые или волокнистые (лед, происходящий от затвердения воды; лед ледников), где кристаллы самым фактом своего скопления вынуждены принимать зернистый или волокнистый вид, *b*) минимальные зернышки инея, которые могут быть рассматриваемы, как зародыши, и *c*) редкие случаи градин, показывающих явные кристаллические границы, то имеются

---

[1]) Заметим, что метод резонанса электрических колебаний высокой частоты [44] указывает на наличие у льда центров симметрии. (*Б. В.*)

три главных вида свободных *кристаллов* льда (в облаках и ледяных туманах, в снеге, в инее и в изморози в период первой кристаллизации жидкой воды): *пластинчатый*, *столбчатый*, *игольчатый*, из которых два первых обратны один другому (значительно преобладающее наращивание в направлении, перпендикулярном к главной оси; значительно преобладающее наращивание в направлении, параллельном главной оси), тогда как третий (стерженьки) представляет средний ряд.

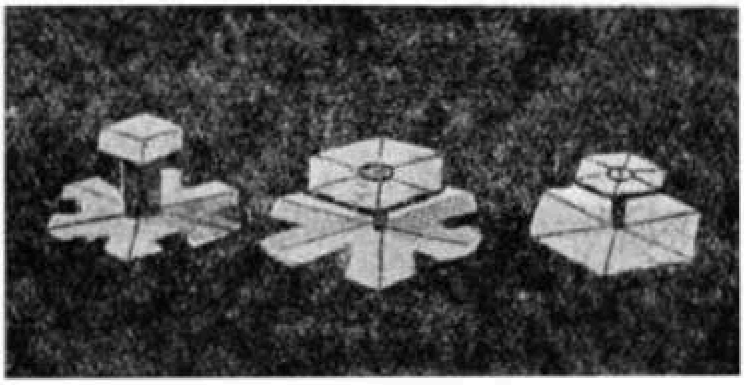


Рис. 94. Стержневидные кристаллы с пластинчатыми на основаниях (снимок Бентлея).

Эти три типа и есть три естественных группы свободных кристаллов льда.

В самом деле:

1. Переходные формы встречаются очень редко (рис. 96)

2. Чаще всего выпавший снег, ледяной туман, покров изморози или инея состоят из одного и того же вида, точно так же и весь



Рис. 95. Стержневидный кристалл со звездчатыми на основаниях (снимок Бентлея).

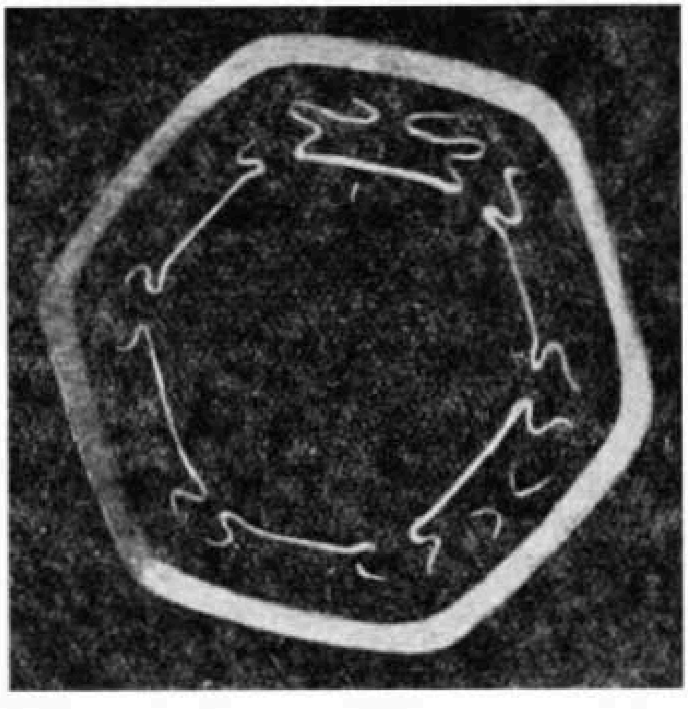


Рис. 96. Шестиугольный пластинчатый кристалл снега с признаками пирамидального строения в виде узких полосок по краям основания (снимок Г. Норденшельда).

первый покров льда на воде состоит исключительно из пластинок; так же и переохлажденная вода, если в нее положить кусочек льда, кристаллизуется пластинками.

3. Когда они появляются одновременно, один рядом с другими, то два или три общих вида обычно не связаны переходными формами,

которые отсутствуют также, когда один вид следует во времени за другим.

4. Случается, что один вид растет прямо на другом без всякого перехода; так стерженьки снега весьма обыкновенно соединены с пластинками, представляющими как бы расширение основных стерженьков (вид гвоздя или двух колес, соединенных осью): тип стержневидный может в некоторый момент и сразу увеличиться по пластинчатому типу (рис. 94 и 95).

Значительное преобладание базальных плоскостей является характерной чертой пластинчатого типа; значительное преобладание плоскостей призмы, очень длинной и очень узкой, отличает иглообразный тип, тогда как стержневидный тип показывает лишь незначительное преобладание призматических плоскостей на основаниях (отношение длины к толщине > 1, чаще всего — от 2 до 3, редко > 5) и позволяет в большинстве случаев полное развитие пирамидальных плоскостей у наиболее растворимого полюса кристалла в ущерб основанию (0001).

§ 11. Факторы изменчивости видов у кристаллов льда

Так как разнообразие видов — обыкновенное явление для всех кристаллов, то вопрос причин, определяющих три разных вида кристаллов льда, входит в общую задачу кристаллографии.

(Далее автор излагает общие правила Бедана-Кюри и Гобера [45] относительно влияния примесей и быстроты кристаллизации на степень сложности образующегося кристалла и, считая нормальным пластинчатый тип, высказывает мысль, что, «вероятно, лишь переменные и ничтожные количества некоторых неустойчивых газов в атмосфере могут вызвать появление столбчатого или иглообразного типа вместо нормальной пластинчатости»).

Подробнее об этом предположении будет речь в гл. IX.

12. Сростки

Сростки, в которых две составных неделимых части, симметричные по отношению к базальной плоскости, повернуты друг к другу своими наиболее растворимыми полюсами, наблюдаются несомненно и систематично среди стерженьков льда.

Мы даже видим, что существует два сорта стерженьков льда: *заостренные стерженьки* (заканчивающиеся у одного полюса базальной плоскостью, а у другого — пирамидальными гранями) и *стерженьки незаостренные* (заканчивающиеся на обоих концах базальными плоскостями).

Можно доказать, что незаостренные стерженьки, по крайней мере в большинстве случаев, представляют собой настоящие сростки по (0001) — наиболее обыкновенные, как известно, в гексагональной системе — и могут быть рассматриваемы как два стер-

женька, соединенные полюсами, соответствующими пирамидальным вершинам, т. е. наиболее растворимым полюсам [1]).

§ 13. Кристаллографическая постоянная льда

Мы определили класс симметрии льда. Остается самая важная задача — определить кристаллографический тип льда.

Не одно тело, но целый ряд их кристаллизуется в классе дитригональной пирамиды, а каждое из них, за исключением случаев одинакового вида, составляет в пределах этого класса особый вид: углы между плоскостями пирамид и вертикальной осью для данного тела своеобразны и постоянны, для разных тел с одинаковой симметрией бывают различные; другими словами, отношения отрезков, отсекаемых на осях кристалла соответствующими гранями разных тел одной и той же симметрии, неодинаковы. Поэтому отношение параметров плоскостей, имеющих одинаковые индексы у обоих тел [обычно плоскостей $(\bar{1}111)$], т. е. по существу отношение осей элементарной ячейки кристалла, является характеристикой данного тела. Так как в гексагональной системе три оси равны между собой, то вопрос сводится к одному единственному отношению c/a, называемому кристаллографической постоянной данного тела.

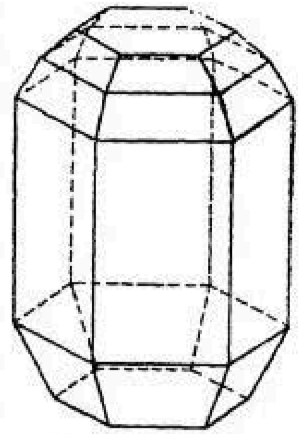


Рис. 97. Призматический кристалл льда перистых облаков (по Хессу).

Итак, для определения кристаллического типа льда следует определить его кристаллографическую постоянную, что сводится попросту к измерениям наклона плоскостей пирамид в кристаллах льда.

Мы до сих пор не знаем кристаллографической постоянной льда. Для граней его кристаллов не имеем до сих пор конкретных выражений. Мы не умеем отличить кристаллов льда от кристаллов турмалина, пираргирита и других тел той же симметрии, что и лед. Для распространеннейшего, важнейшего тела мы не смогли до сих пор узнать вещи первейшей важности, кристаллографического типа [2]).

---

[1]) Не лишнее будет привести здесь мнение Хендрикса, Мервина, Росса и Шаллера, авторов кристаллографической части введения к атласу снежинок Бентлея [1], склонных рассматривать весьма многие сложные снежинки, как сростки. (*Б. В.*)

[2]) Хотя Добровольский и относится недоверчиво к определениям геометрической постоянной льда, мы все же приведем по Хессу [46] главные их результаты. Из размеров кристаллической решетки льда по Гроссу Хесс получает отношение осей 1,60 : 1. Ринне [47] дает значения между 1,678 и 1,575 и, как лучшее, 1,617. Норденшельд [7] из непосредственных измерений на кристаллах с хорошо развитыми гранями пирамиды получил значение 1,61, а Штейнмец [48] 1,631. Последний для угла (0001):(1011) нашел значение 62°02′. Ринне дает для угла (0001) : (1010) значение 61°49′40″. Отсюда Хесс выводит как наиболее вероятные следующие величины (см. рис. 97) $c : a = 1{,}6$; $\alpha_1 = 57°10'$; $\alpha_2 = 61°30'$; $\alpha_3 = 42°40'$. (*Б. В.*)

§ 14. Полиморфизм льда

В литературе имеется несколько указаний на наблюдение прямоугольных кристаллов льда — А. Е. Норденшельда [34], Футтерера [32], Бентлея (рис. 98), Халльберга [11], — но надо критически отнестись к ценности и значению этих наблюдений.

1. Правильны ли эти наблюдения? Вполне возможно, что некоторые из них ошибочны. Лейдольт замечает, что можно представить двойную гексагональную пирамиду, в которой две пары соответствующих граней развиваются аномально, удлиняя, таким образом, кристалл соответственно главному сечению и придавая ему вид четырехгранной призмы, на двух концах которой имеются подобия небольших четырехгранных, очень плоских пирамид, которые могут производить впечатление оснований. С другой стороны, Принц находил на стебельках травы такие же шестигранные стерженьки, «соединенные в пучки такой же длины, как и ширины: можно было бы подумать, что видишь кубические кристаллы; их настоящая симметрия обнаруживалась при таком их повороте, когда можно было увидеть их основания, где эти элементарные шестиугольники легко было распознать».

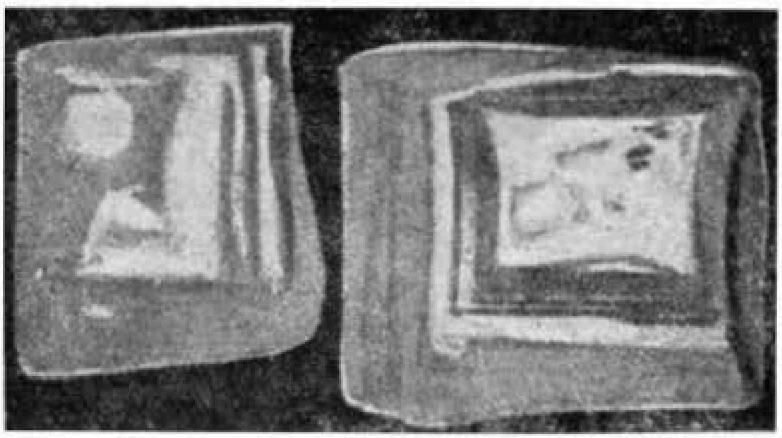


Рис. 98. Кристаллы инея формы прямоугольных параллелепипедов (снимок Бентлея).

Что касается моих наблюдений, то они, повидимому, не были иллюзиями. Два раза я видел в микроскоп между зернами инея, осевшими на стеклянной пластинке, довольно ясные гексаэдры, иногда кубические, иногда удлиненные, иногда сплющенные, у которых все грани, доступные обозрению, казались совершенно плоскими и гладкими, а все ребра — совершенно ровными.

Не менее убедительны фотографии Бентлея (см. рис. 98) и Хамберга; на них можно различить даже центральную прямоугольную пустоту.

Таким образом существование кристаллов льда, имеющих прямоугольный вид, кажется несомненным.

2. Что можно думать об истинной симметрии этих аномальных кристаллов? Необходимо проверить эти кристаллы в поляризованном свете. Во время моих наблюдений у меня не было подходящего прибора, а проверка А. Е. Норденшельда, произведенная на одном параллелепипеде льда с пустотами и полосками, не может считаться окончательной.

3. Можно ли уподоблять эти кристаллы с прямоугольным сечением неустойчивому льду Барендрехта и Валлерана (см. § 15) и льду IV Таммана (см. стр. 102)?

Кристаллы с прямоугольным сечением, описанные Бентлеем, наблюдались или внутри снега, или хорошо прикрепленными под каркасом, образовавшимся на старом слое снега, и находились, следовательно, в соприкосновении с обыкновенным льдом; следовательно, они не были неустойчивыми.

Мы видим, таким образом, что вопрос о полиморфизме природного льда остается открытым.

§ 15. Лед Барендрехта и Валлерана

Уже давно, в 1895, Барендрехт [49] случайно открыл при обыкновенном давлении лед неожиданного вида. Желая убедиться, существуют ли химические соединения алкоголя с водой, этот исследователь смешивал обе жидкости в различных пропорциях и эти смеси замораживал. Анализ кристаллов, полученных из относительно слабых растворов, ни разу не обнаружил водных соединений алкоголя, но — обыкновенный лед с небольшой примесью алкоголя; на это впрочем указывал вид кристаллов (звездочки снега больших размеров), равно как и их исследование в поляризованном свете.

Начиная, однако, от 50% раствора, появлялись при замораживании, кроме обыкновенных кристаллов, виды, совершенно особые, тем более многочисленные, чем крепче был раствор. По виду это были большие кубы, с оптической точки зрения — тела изотропные, а поэтому кристаллы правильной формы. Химическое рассмотрение этих новых видов было невозможно: крепкие растворы алкоголя замерзают лишь при очень низких температурах, от —40° до —80°, жидкость при таких температурах становится густой, тягучей, и, следовательно, об отделении кристаллов от нее не может быть и речи. Кроме того, можно быть уверенным, что это не были вовсе водные растворы алкоголя, ибо такие же самые кубические кристаллы получены были не только из этилового, но и из других различных алкоголей крепости выше 50%, самые удачные же, повидимому, — из раствора альдегида. Следовательно, это были *кристаллы правильного льда* с примесью алкоголя.

Двенадцать лет спустя известный французский кристаллограф Валлеран [50], ничего не зная об исследованиях Барендрехта, повторил их в несколько ином виде. Из разных смесей воды с этиловым алкоголем, равно как и изопропиловым, он брал на стеклышко тоненький слой, который замораживался и исследовался под микроскопом. Пока содержание воды не достигало 55%, образовавшиеся *прочные* кристаллы были в форме кубов. Они образуются и при 55% воды, но в этих условиях становятся неустойчивыми: преобразовываются самостоятельно и непосредственно в гексаго-

нальные кристаллы обыкновенного льда, поглощая целые кучи маленьких кубических кристаллов, но в сильно разбавленном алкоголе сразу образуются формы гексагональные, оптически одноосные.

Из наблюдений обоих исследователей напрашивается следующий общий вывод:

При обыкновенном атмосферном давлении при температурах ниже —80°, следовательно, в условиях прочного существования обыкновенного гексагонального льда может образоваться неустойчивая разновидность льда правильной системы; как таковую получить ее можно только случайно, но и тогда эта разновидность самостоятельно превращается в лед обыкновенный [1]).

§ 16. Некоторые данные по кристаллографии морского льда

В отношении кристаллов льда морской воды можно отметить наблюденное [52] преобладающее развитие пинакоидальных форм кристаллов, образующихся на поверхности воды Карского моря во время вечерних заморозков (август — сентябрь). С физической точки зрения эти кристаллы обычно характеризуются оптической двуосностью, с выходом острой биссектрисы перпендикулярно грани (0001). Оптически двуосные кристаллы наблюдались и во вполне сформировавшемся, более или менее мощном, ледяном покрове того же Карского моря. Сущность этой двуосности (деформация или полиморфичность) выяснить не удалось.

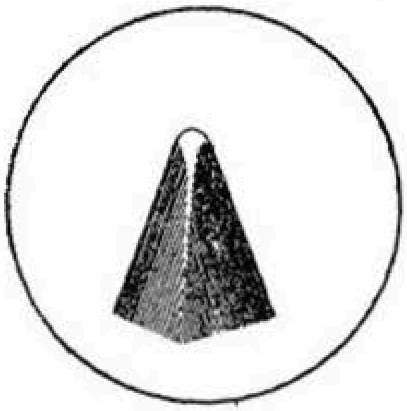


Рис. 99. Тригонально-пирамидальные кристаллы льда надземных вод (о. Вайгач, штольня; нат. велич. рисунок Головкова).

Автору приходилось наблюдать кристаллы льда подземных вод (о. Вайгач, штольня) в виде тригональных пирамид с округленными (оплавленными) вершинами и двугранными углами. Гониометрических измерений произвести не удалось, однако угловые соотношения на схеме (рис. 99) более или менее соответствуют действительным. С помощью поляризационного микроскопа была установлена оптическая одноосность и положительный знак индикатриссы этих кристаллов.

Литература к главе VI

1. W. Bentley a. W. Y. Humphreys, *Snow crystals*, стр. X + табл. 227, 1931.
2. Wilson A. Bentley, *Monthley Weather Review*, **29**, 212—214 (1901); **30**, 607—616 (1902); **35**, 348—352, 397—403, 349—444, 512—516, 583—585 и *Annual Summary* 1907; **46**, 359—360 (1918); **52**, 530—532 (1924); **55**, 358—359 (1927).

[1]) В этом отношении было бы очень интересно повторить с точки зрения устойчивости кристалликов льда «прямоугольной формы» позднейшие опыты Хартманна [51]. (*Б. В.*)

3. J. Kepleri, *Strena, sive de nive sexangula*, Francofurti, pp. 24, 1611.
4. William Scoresby, *An Account of the Arctic Regions with a History and Description of the Northern Whale-fishery*, Edinburgh, 1820 (96 рисунков снежинок) [12].
5. James Glaisher, *Report of the Council of the British Meteor. Soc.*, pp. 17—30 + fig. 151 (1855). [12]; *Journ. Microsc. Soc.*, **3**, 179 (1855); **4**, 203 (1856).
6. А. Сигсон, *ЖРФХО*, ч. физ., **24**, 211—213 (1892).
7. G. Nordenskjöld, *Bull. Soc. Minéral. de France*, 1893 (22 таблицы микрофотографий) [12].
8. G. Hellmann, *Schneekrystalle*, стр. 66 + (8 таблиц микрофотографий Нейхауза), Berlin, 1893.
9. A. B. Dobrowolski, *La neige et le givre, Resultats du voyage du S. Y. Belgica* en 1897—1898—1899). Rapports scientifiques. Anvers, стр. 78 + + рис. 47, 1902.
10. J. Westman, *Forme et grandeur des cristaux de neige, Miss. scientif. pour la mesure d'un arc de méridien au Spitzberg. Miss. suédoise. Météorologie.* Section B. Stockholm 1905 [12].
11. F. Hallberg, *Popular Naturvetenskaplig Revy*, Upsala, **5** (13 fig.) 1911 [12].
12. Гл. I [3] (большое количество снимков различных авторов, частью не опубликованных ранее, обширная библиография).
13. F. Heim, *Meteor. Z.*, **31**, 232 (1914).
14. John C. Shedd, *Monthly Weather Review*, **47**, 691—694 (1919).
15. T. Wherry, *Monthly Weather Review*, **48**, 29—31 (1920).
16. C. S. Wright a. R. E. Priestley, *British Antarctic Expedition*, 1910—1913, *Glaciology*, London, 1922; содержит общую сводку того, что было известно о снежинках в данную эпоху.
17. G. Stüve, *Beitr. Geophysik*, **32**, 326—335 (1931).
18. М. П. Головков, *Журн. общей химии*, **7**, 335—340 (1936).
19. См. гл. I [5].
20. C. Hintze, *Handb. d. Mineralogie*, Leipzig, **1**, 1211—1225 (1904).
21. См. гл. I [4].
22. В. Я. Альтберг и В. Ф. Трошин, *Изв. гидр. инст.*, **32**, 93 (1931).
23. П. Н. Чирвинский, *Снег и снегозадержание*, стр. 231 + табл. 40, Ростов н/Д, 1931.
24. P. Groth, *Chemische Krystallographie*, Leipzig, 1906
25. Н. Флеров, *Природа*, **23**, № 12, 77—78, 1934.
26. Dana, *Mineralogy*, 205—206, New-York, 1911 [18].
27. А. К. Болдырев, *Курс описательной метеорологии*, вып. II, Л., 1928 [18].
28. A. Brewster, *Phil. Trans.*, 1818, 109 и 211; *Phil. Mag., Ser.*, III, **4**, 245 (1834) [12].
29. F. Leydolt, *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw.* Cl., **7** (1851) [12].
30. Kobell, *Gelehrte Anzeiger Bayr. Akad. Wiss.*, № 32, 1858; *Journ. prakt. Chem.*, **73**, 385—390 (1858) [12].
31. G. A. Kenngott, *Uebersicht d. Resultate d. mineralog. Forschungen im Jahre* 1858, Leipzig, 1860; *N. Jahrb. f. Mineralogie*, 1886, 11, № 2—3 [12].
32. K. Futterer, *Ber. über. d. 34. Versamml. d. oberrhein. geolog. Vereines in Diedenhofen*, April 1901, S. 1; *Verh. d. Naturw. Ver. zu Karlsruhe*, **14**, I (1901) [12].
33. F. Klocke, *N. Jahrb. f. Mineral*, 1879, 272—285; 1880, 158—162 [12].
34. См. гл. II [137].
35. A. E. Nordenskjöld, *Pogg. Ann.*, **114**, 612 (1861) [12].
36. W. Prinz, *Ciel et Terre*, Bruxelles, mars 1895 [12].
37. W. A. Bentley, *Monthly Weather Bureau*, **35**, 1907 [12].
38. H. Schoentjes, *Fleurs de la glace. Observations, expériences, photographies*, Gand, pp. 43 + 50 planches, 1905 [12].
39. Rohrer, *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw.* Cl., **43**, 1861, 580—582 [12].
40. Korsakow, *Ann. d. Phys.*, **122** (1884) [12].

41. O. Mügge, *N. Jahrb. Mineral*, **2**, 211—228 (1895).
42. Johnsen, *N. Jahrb. Miner*, **23**, 237 (1907) [12].
43. I. M. Adams, *Proc. Roy. Soc.*, **128**, 588 (1930) [12]
44. A. Hettich u. A. Scheele, *Z. Physik*, **50**, 249—265 (1928).
45. K. et G. Gaubert, *C. R.*, **145**, 378 (1907); **147**, 632 (1908); **151**, 1154 (1910); C. Abbe, *Monthly Weather Review*.
46. H. Hess, «Das Eis der Erde», Gutenberg, *Handb. d. Geophys.* **8**, 1 (1933).
47. F. Rinne, *Ber. Sächs. Akad. d. Wissen.*, **69**, 57 (1917) [46].
48. Steinmetz, *Z. Kristallogr.*, **57**, 558 и письменное сообщение Хессу (1922) [46].
49. H. P. Barendrecht, *Z. physik. Chem.*, **20** (1896) [12].
50. F. Wallerant, *Bull. soc. franc. de minéralogie*, **31**, 217 (1908) [12].
51. См. гл. II [166]
52. М. П. Головков, *Труды аркт. инст.*, **60**, 7—40 (1936).

Глава VII

ОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЯ ЛЬДА

В. П. ВЕЙНБЕРГ (§ 1), А.-Б. ДОБРОВОЛЬСКИЙ (§ 2, 3), М. П. ГОЛОВКОВ (§ 4)

§ 1. Лед как горная порода

Мы дали в § 1 главы I краткое изложение классификаций различных видов льда, авторы которых исходят из рассмотрения льда как горной породы.

Ввиду специального интереса этого вопроса и спорности основ петрографической классификации льдов, мы не будем входить здесь в какие-либо подробности и ограничимся приведением в сокращенном виде сводки данных о петрографии льда, сделанной Добровольским в своей последней работе [1]. Во избежание недоразумений подчеркнем, что понимание Добровольским терминов «метаморфизм» и «магма» не соответствует обычному пониманию их [2] и что «внешней структурой» автор называет то, что чаще называется формой залегания. В § 4 приводятся некоторые данные по петрографии морского льда, которого почти не касается Добровольский.

§ 2. Магматические ледяные породы (по классификации Добровольского)

А. ЛЕДЯНЫЕ ПОРОДЫ, ПРОИСШЕДШИЕ ИЗ СПЛОШНОЙ МАГМЫ, НЕ РАЗДЕЛЕННОЙ НА КАПЛИ

а) *Ледяной покров*: лед, образующийся на поверхности вод (относительно спокойных: стоячих или текущих не слишком быстро).

Структура как внешняя, так и внутренняя исключительной однородности и правильности.

Внешняя структура: горизонтальная пластина, ограниченная иногда с двух сторон (сверху и снизу) горизонтальной плоскостью. Нижняя поверхность чаще всего волнистая, особенно в случае морского льда. Внутренняя структура (за исключением структуры поверхностных слоев, когда последние имеют особое [1]) происхождение): вертикальные волокна, могущие быть выявленными в начале плавления, имеющие вертикальную оптическую ось и неправильные поперечные сечения, обнаруживающие при воздействии темпе-

[1]) Из снега, выпавшего на поверхность воды или уже образовавшегося льда, или из воды, попавшей на образовавшийся лед (наледи). (*Б. В.*)

ратуры и давления поперечные штрихи и состоящие, следовательно, из совокупности очень тонких поперечных пластинок, обнаруживаемой также очень небольшими фигурами плавления в форме плоских звездчатых «отрицательных кристаллов», образующихся в перпендикулярных к оптической оси плоскостях («фигуры Тиндалля»).

Включения (постоянные). 1) Пузырьки воздуха, располагающиеся в виде вертикальных цепочек между волокнами, конденсирующиеся через некоторые интервалы в горизонтальные слои воздуха (белые полосы, видимые в вертикальном разрезе и указывающие на период быстрого роста, характеризующегося обильными включениями воздуха); таким образом появляется псевдослоистая структура этой ледяной породы;

2) Капилляры соляного раствора (эвтектика с температурой около —22°), включенные между волокнами и возможно также — между тонкими поперечными элементарными пластинками.

Примечание.

Метаморфизм. Можно предвидеть, что процессы рекристаллизации с их стремлением превратить кристаллический агрегат в одиночный кристалл будут в ледяном покрове значительно более развиты, чем в других ледяных породах, потому что все кристаллы (волокна) одинаково ориентированы относительно главной оси (перпендикулярно к плоскости замерзания) и что вследствие этого рекристаллизация должна лишь привести в согласие направления горизонтальных осей. В самом деле, как наши собственные наблюдения, так и обсуждение с этой точки зрения наблюдений других исследователей, заставляют думать, что ледяной покров, даже рассматриваемый на больших пространствах, может представлять собой в действительности, несмотря на то, что он состоит из более или менее раздельных волокон, только один одиночный кристалл [1]).

---

[1] На фотографиях фигур Тиндалля, вырисовывающихся в кусках ледяного покрова всякого происхождения и весьма различного возраста, я всегда констатировал строгий параллелизм лучей (соответствующих горизонтальным осям) всех звездочек плавления, которые имелись на данной фотографии и которые, однако, могли принадлежать и принадлежали, без всякого сомнения, во многих случаях — двум и даже нескольким соседним волокнам (первичным кристаллам). Последние чаще всего достигают размеров лишь 1—2 *см*, тогда как диаметр фотографии в несколько раз превосходит эту величину.

Точно так же все внутренние пустоты и все фигуры поверхностного плавления, наблюдавшиеся Лейдольдтом в достаточно больших кусках речного льда, так же как почти все фигуры удара, которые Принц вызывал на замерзших водяных лужах, а так же скопления инея, наблюдавшиеся на этих последних, показывают своей однородной ориентировкой, что каждый раз мы имели дело с веществом однородным с кристаллографической точки зрения. Точно так же и в одной луже застывшей воды, которую я однажды нашел в тени дерева и которая сохранила свою первичную структуру из видимых звездочек, примыкающих плотно одна к другой, все эти звездочки казались ориентированными совершенно одинаково.

b) *Шуга* — лед, образующийся внутри более или менее подвижных (взволнованных) вод.

Структура. Сначала мы имеем дело с массой пластинчатых кристаллов, рассеянных по жидкости наподобие льдистых облаков или ледяного тумана, взвешенных в воздухе (такую именно пыль англичане называют slush-ice). Эти кристаллы обнаруживают стремление срастаться, чтобы образовать бесформенные пористые массы (frazil канадцев) или даже неправильные пластинки (plate-ice). Строение упомянутых плотных масс, примерзших к твердым предметам, не изучалось.

Метаморфизм не изучался.

c) *Донный лед* — лед, прикрепленный к дну вод.

Структура (в кусках этого льда): внешняя — бесформенная, внутренняя — губчатая.

Включения в форме соляного раствора, более или менее концентрированного, заполняющего поры в этой губчатой массе. Когда эти массы донного льда отрываются от дна, они появляются на поверхности отягченные и загрязненные кусками почвы, оторванными ими от дна.

Метаморфизм не изучался.

B. Ледяные породы, возникающие из магмы, разделенной на капли

Горный иней («тяжелый иней»).

Структура. По происхождению это — отложения маленьких перышек, кустиков или иголочек, которые под микроскопом имеют вид заостренных застывших капелек.

Метаморфизм. Старый иней имеет зернистое строение и сохраняет много воздуха (белый цвет).

Процессы рекристаллизации до сих пор не изучались.

Замечание. Эта ледяная порода имеет по своему происхождению сходство с отложениями сферолитовых лав — с туфами.

C. Замерзшая почва (смешанная порода)

Структура. Так как в почве вода заполняет одинаково хорошо как невидимые поры, так и более или менее значительные свободные подземные пространства, то в этих смешанных породах, кроме сетки из губчатого льда с микроскопическими клеточками, встречаются линзы и нити льда по временам значительных размеров, делающиеся видимыми в вертикальном или косом разрезах, на склонах долин и на крутых берегах полярных морей. Внутренняя структура этих подземных ледяных масс до сих пор не изучалась.

Эти ледяные массы надо отличать от масс ископаемого льда, т. е. от льда поверхностного происхождения, впоследствии покры-

того отложениями и дающего, в единственном изученном случае (Толмачев, р. Колыма, Сибирь), зернистую структуру.

Замечание. Этого рода породы, смешанной природы, сравнимы с конгломератами, и лед играет в них роль цемента.

Метаморфизм пока не изучался.

§ 3. Осадочные ледяные породы (по классификации Добровольского)

Это — разные стадии метаморфизации снежного покрова, который представляет собой слипшиеся кристаллы атмосферного льда, образующего льдистые облака, подвешенные в воздухе и аналогичные облакам шуги, подвешенным в воде (см. выше).

Метаморфизм происходит очень быстро, на глазах, даже при сильном морозе. В ледниках он достигает высокой степени своего развития: в них мы видим большие и прозрачные зерна, представляющие однородные кристаллы, причем соседние зерна, повидимому, обнаруживают одинаковую кристаллографическую ориентировку на больших пространствах.

a) *Снежный покров* в обыкновенном смысле слова. Это — молодая порода, слабо или совершенно не метаморфизованная, что зависит, конечно, от возраста отложений и температуры.

Две главные разновидности:

1) снежный покров, защищенный от ветра: кристаллический, кристаллы не сбиты и лежат совершенно свободно.

2) снежный покров, находящийся под влиянием ветра (районы снежных дюн): кристаллы раскрошены и размолоты и в то же время придавлены друг к другу; в результате получается *кластическая порода*, более или менее затвердевшая, плотная, причем элементы этой снежной пыли в большей или меньшей степени склеиваются между собой. Эти снежные дюны претерпевают очень быстро прогрессирующее *эоловое выветривание*.

b) *Фирновый снег.* Первая стадия метаморфизации снежного покрова (весенний снег; верхние слои фирновых полей).

Структура зернистая, имеющая еще большое количество включений воздуха (белый цвет).

c) *Фирновый лед.* Более высокая стадия метаморфизма (внутренние слои фирновых полей).

Структура. Прозрачные зерна, окруженные слабого сложения цементом из мелких зерен и пузырьков воздуха.

Замечание. Все эти три сорта пород обладают слоистостью, видимой на вертикальных и косых разрезах (на крутых склонах, в трещинах фирновых полей). Пласты особенно хорошо подчеркнуты в фирновых полях образующимися ежегодно корками, на поверхности которых рассеяны камни и горная пыль (годичные слои).

d) *Ледниковый лед* образует язык ледника и нижние слои фирновых полей, более близких к языку. В них налицо высокая степень метаморфизации снежного покрова..

Внутренняя структура. Зерна, более крупные, чем у фирнового льда, иногда очень большие (достигающие размеров кулака), причем размеры очень сильно варьируют; большие зерна обычно окружены небольшими. При их неправильной форме они точно примыкают друг к другу. Кристаллографическая ориентировка не совсем однородна, но хаотична, за исключением некоторых случаев, отмеченных в ледниках Швейцарии, а также в одном из ледников Гренландии, где думали найти однородную ориентировку зерен на больших пространствах, что указывало бы на более высокую стадию рекристаллизации. Зерна на своей поверхности, совершенно так же как и куски ледяного покрова, имеют штриховку, обнаруживающую систему очень тонких пластинок, перпендикулярных к оптической оси.

Включения. 1) Включения воздуха в различном количестве, очень часто столь малом, что ими можно пренебречь; поэтому вещество ледника приобретает снова природный цвет льда и воды, видимый в толстых слоях: красивый темноультрамариновый цвет; эти включения расположены почти исключительно в капиллярных прослойках, разделяющих зерна.

2) Самые прослойки заполнены соляным раствором (эвтектика около —22°), образующим очень тонкую жидкую сетку, проникающую также и в еще более тонкие прослойки, и разделяющим элементарные зерна, совершенно так же, как в ледяном покрове (см. выше).

Структура. Структурой называется строение, наблюдающееся в поперечных разрезах языка и выражающееся полосами, попеременно синими (немного воздуха, более крупные зерна) и белыми (много воздуха, относительно мелкие зерна); говорят также о «полосчатой структуре», «листоватой структуре», «параллельной структуре». Может быть, иногда эта «структура» представляет собой продолжение слоистости фирновых полей, но чаще всего мы, повидимому, имеем дело с совершенно самостоятельным явлением.

Замечание. Порода крупнокластическая (в отличие от мелкокластических пород, каковыми являются снежные дюны, см. выше) представлена в мире ледников так называемыми «восстановившимися» ледниками, как, например, знаменитый ледник Суфеллебрэ в Норвегии: конгломерат, образующийся из ледяных глыб посредством последующей спайки осколков в том случае, когда ледник встречает на своем пути широкую трещину и ниспадает в нее.

§ 4. Некоторые данные о петрографии морского льда [3]

Из особенностей льда, как горной породы, обращает на себя внимание прежде всего его текстура.

Текстура горной породы есть совокупность ее особенностей (небольшого масштаба, определяемых невооруженным глазом или с помощью небольшого увеличения), связанных с пространственным расположением составных частей. Характер текстуры обусловли-

вается *структурой* (в петрографическом смысле) и обычно «совместным существованием более чем одного типа структурных агрегатов внутри породы» (Тиррель). Значение слова текстура определяется следующей лестницей последовательных понятий: *сложение — текстура — структура.*

Сложение горной породы есть совокупность особенностей крупного масштаба, например: формы отдельности, подушечное строение, глыбовая лава и т. п. Сюда же, повидимому, относятся и такие, чисто ледоведческие понятия, как торосистость, блинчатость (в некоторых стадиях) и т. п. Совокупность морфологических особенностей горной породы в наибольшем масштабе, а также взаимоотношение этой породы, как геологического тела, с другими породами, называется *формой залегания*; к последним относятся: пласты, жилы, потоки, массивы (по акад. Левинсон-Лессингу).

Структура горной породы есть совокупность ее особенностей микромасштаба, обнаруживаемых только с помощью поляризационного микроскопа и состоящих из тесных взаимоотношений ее компо-

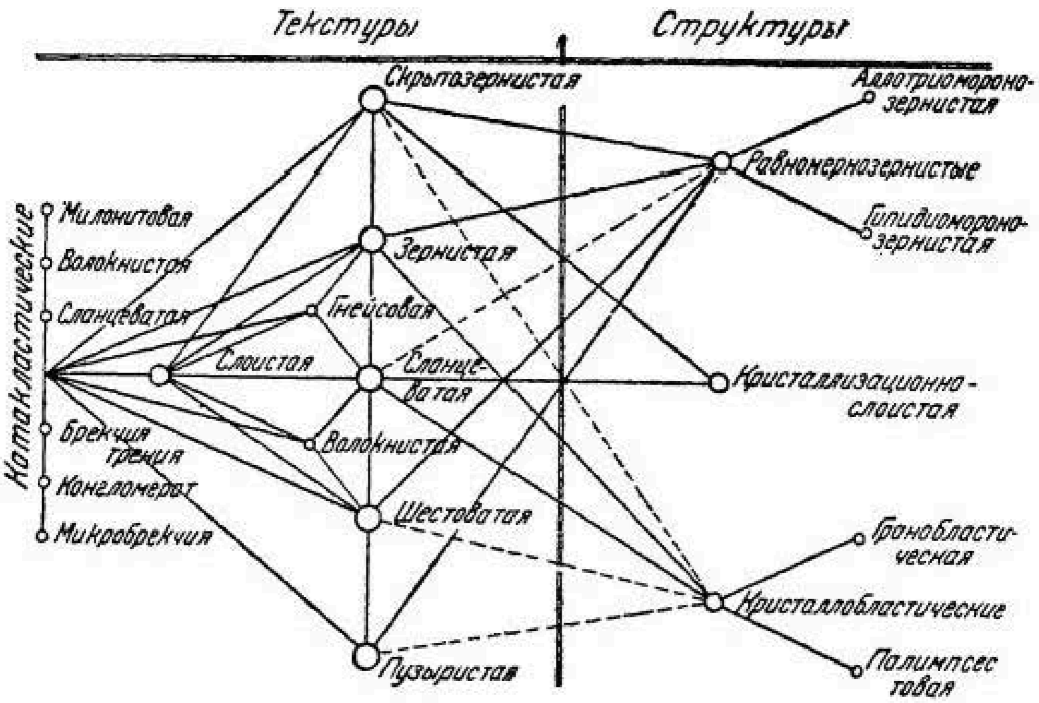


Рис. 100. Схема взаимоотношений текстур и структур льда Карского моря.

нент. Таким образом текстура, как промежуточный термин, в этой трехступенчатой лестнице, обнимает особенности переходного масштаба.

Под именем «форм, соответствующих возникновению и первоначальному образованию льдов», подразумеваются ледовые образования, которые характерны для первых стадий формирования ледяного покрова и имеют те или иные особенности, связанные с условиями своего появления (возникновения). К этим образованиям относятся ледяные иглы, сало, нилас, снежура, шуга, блинчатый лед, молодик, ровный лед и другие.

Терминология «форм» не имеет петрографических обоснований и надлежащей увязки с генетическими условиями. Термины «форм, соответствующих возникновению и первоначальному образованию льдов», должны получить кристаллопетрографические обоснования.

Обзор взаимоотношений различных типов текстуры и структуры льда дает следующая схема (рис. 100).

Отметим главнейшие типы текстур:

a) *Скрытозернистая текстура*. Лед массивный, плотный, прозрачный, без видимого разделения на кристаллы. Такой лед представляется как бы монокристаллическим, тогда как поляризационный микроскоп обнаруживает его поликристалличность с одной из равномернозернистых структур (аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая). Иногда такой лед содержит в небольшом количестве пузырьки воздуха. Таким образом лед с такой текстурой (рис. 101) можно уподобить так называемым афанитовым изверженным горным породам, дающим такую же картину текстуры.

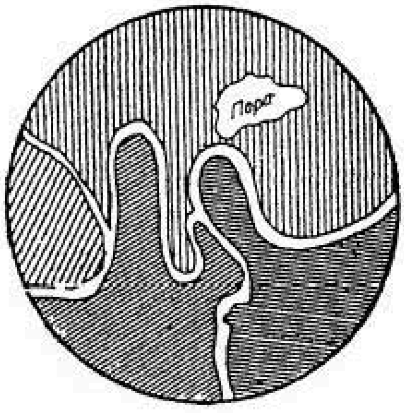


Рис. 101. Врастание кристаллов льда друг в друга (возможно вследствие метаморфических процессов) в сформировавшемся ледяном покрове (Карское море), имеющем скрытозернистую текстуру (шлиф; вид под микроскопом; рисунок Головкова).

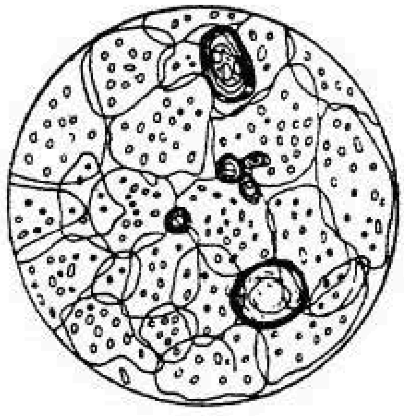


Рис. 102. Округлые изометрические кристаллы льда в сформировавшемся ледяном покрове (Карское море), имеющем зернистую текстуру (шлиф; вид под микроскопом, рисунок Головкова).

b) *Зернистая текстура*. Лед, состоящий из изометрических кристаллов, т. е. кристаллов, более или менее равномерно развитых по всем трем направлениям. Кристаллы призматические (волокнистые, столбчатые), а также пластинчатые (плоские) совсем отсутствуют или встречаются в незначительном количестве. Лед с зернистой текстурой является иногда как бы матовым, непрозрачным или просвечивающим в более или менее тонком слое. Структура такого льда может быть первичной равномернозернистой, а также кристаллобластической; следовательно, зернистая текстура может быть присуща льду протогенному, т. е. первичному, образовавшемуся путем непосредственной кристаллизации, и льду метаморфическому. Таким образом лед с зернистой текстурой является аналогичным либо изверженным породам, таким как, например, диенит, либо метаморфи-

ческим, таким как, например, мрамор. Примером такого льда может служить рис. 102.

c) *Сланцеватая текстура.* Лед, состоящий из плоских (таблитчатых, пластинчатых, чешуйчатых) и призматических (шестоватых, столбчатых, игольчатых) кристаллов, которые при формировании данной породы как первичным путем (непосредственная кристаллизация), так и вторичным (динамический метаморфизм) располагаются таким образом, что образуют параллельные слои, пучки или полосы. Структуру такой лед имеет кристаллизационнослоистую, а также кристаллобластическую.

Обычно в том или ином участке породы преобладают либо плоские, либо призматические кристаллы. Это обусловливает иногда вид данной текстуры в зависимости от направления плоскости излома.

Если плоскости излома, перпендикулярные сланцеватости, но различно взаимно ориентированные, наизменно обнаруживают отчетливо выраженную слоистость, то такая сланцеватость называется пластинчатой — она обусловливается плоскими формами кристаллов. Лед с такой текстурой подобен сильно слюдистым или хлоритовым породам, хотя по происхождению он может быть не только метаморфическим, но и кристаллизовавшимся из расплава (воды), подобно изверженным породам. В метаморфическом льде такая текстура может получиться в условиях динамотермального метаморфизма вследствие образования и приобретения одинаковой ориентировки плоских форм — под влиянием ориентированного давления (катакластические текстуры). В первичном льде «сланцеватость» обусловливается физико-химическими условиями его образования: по-видимому, эти условия могут быть таковы, что образующиеся кристаллы приобретают плоскую форму и одинаковую ориентировку.

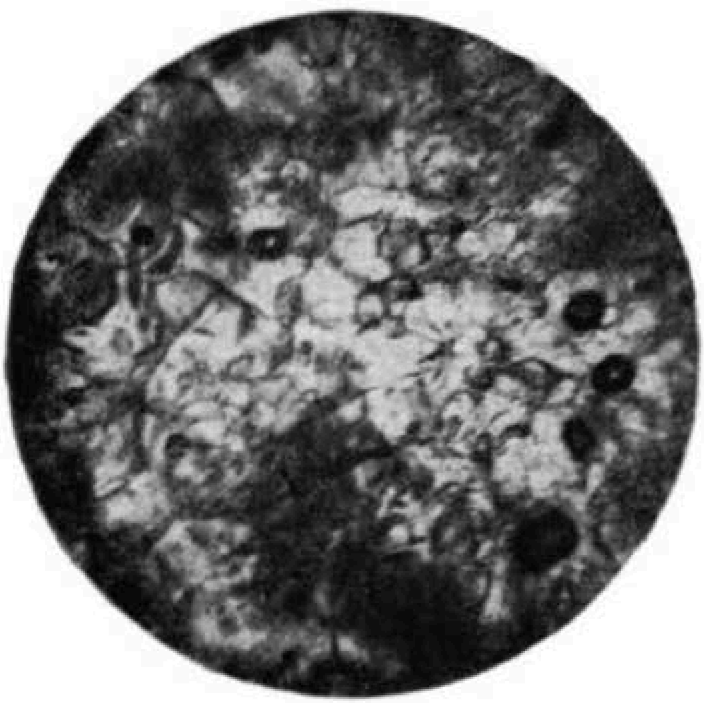


Рис. 103. Изометрические кристаллы льда, имеющие неправильную форму. Сформировавшийся ледяной покров Карского моря, имеющий сланцеватую текстуру (шлиф; микрофотография Головкова в проходящем свете; × 40).

Если же в сланцеватом теле породы плоскости излома, различно ориентированные друг относительно друга, в одних случаях обнаруживают слоистость, а в некоторых случаях — зернистость, то такая сланцеватость называется линейной; она обусловливается призматическими формами кристаллов, одинаково ориентированными

параллельно своей длине. Плоскость излома, параллельная длине призм, обнаруживает слоистость; плоскость излома, перпендикулярная длине призм, обнаруживает зернистость. Лед с такой текстурой подобен некоторым роговообманковым породам. Такой лед, как и лед с пластинчатой сланцеватостью, может быть первичного и вторичного происхождения. Примером сланцеватой текстуры может служить рис. 103 (линейчатая сланцеватость).

d) *Шестоватая текстура*. Лед, состоящий из более или менее крупных призматических (столбчатых, шестоватых) кристаллов или плотных агрегатов из них. Эта текстура льда похожа на столбчатую отдельность горных пород, например, базальта.

Ориентировка шестоватости льда обычно (но не всегда) является перпендикулярной поверхности воды, т. е. поверхности охлаждения. Структуру шестоватый лед имеет равномернозернистую, а возможно также и кристаллобластическую.

e) *Пузыристая текстура*[1]). Лед, имеющий вид не плотного или массивного тела, а тела, испещренного в большей или меньшей степени полостями, которые по форме могут быть сферическими, эллипсоидальными, цилиндрическими или неправильными. Структуру такой лед имеет равномернозернистую, а также возможно и кристаллобластическую.



Рис. 104. Удлиненные кристаллы льда, имеющие неправильную форму. Сформировавшийся ледяной покров Карского моря, имеющий волокнистую текстуру (шлиф; микрофотография Головкова в проходящем свете; × 40).

f) *Волокнистая текстура* — текстура льда, промежуточная или переходная между сланцеватой (линейно-сланцеватой) и шестоватой текстурами. Структура здесь также будет одной из тех, которые соответствуют сланцеватой или шестоватой текстурам. Пример волокнистой текстуры — рис. 104.

g) *Слоистая текстура*. Лед, состоящий из более или менее отчетливо выраженных слоев (пластов), ограниченных параллельными поверхностями и имеющих различную текстуру. Тесной генетической связи между отдельными слоями здесь нет, так как образование их происходит, несомненно, разновременно, при различных термодинамических условиях и с перерывами различной длитель-

[1]) Наиболее распространенная текстура, особенно для льда морского метаморфического, а также для всякого льда в стадии разрушения.

ности. Общим между ними является то, что они представляют продукт непосредственной прерывистой кристаллизации одного и того же расплава. Такая кристаллизационная слоистость, в отличие от механической, есть проявление отдельных генетических периодов и может, повидимому, служить основанием для определения возраста ледяной формации (подобно тому, как о возрасте деревьев судят по числу годичных колец).

Таким образом кристаллопетрографическое исследование дает вполне четкие данные о наличии нескольких типов текстуры и соответствующих им структур морского льда как поликристаллической мономинеральной горной породы.

Различия в текстуре льда обусловливаются теми же факторами, что и особенности в текстуре горных пород, а именно условиями кристаллообразования слагающих их минералов и последующими диагенезом и метаморфизмом.

Различия же в кристаллопетрографическом строении морского льда обусловливают и различия физических его свойств.

Литература к главе VII

1. См. гл. I [4].
2. См. гл. I [1].
3. См. гл. VI [52].

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОБРАЗОВАНИЕ И СУДЬБЫ ЛЬДА В ПРИРОДЕ

Глава VIII

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЛЬДА В АТМОСФЕРЕ

Б. П. ВЕЙНБЕРГ

§ 1. Значение вопросов об образовании и судьбах различных видов льда в природе

В первой части настоящей монографии подытожены были сведения о *свойствах* льда, и лед рассматривался почти исключительно, как некоторое *вещество*, имеющееся в том или ином виде в природе.

В настоящей же части книги, которая начинается этой главой и которая могла бы быть названа *геофизикой льда*, лед рассматривается не как вещество или материал, а как *явление*. С точки зрения основной цели нашей монографии — подытоживания данных, которые могли бы помочь рационализации методов использования льда и борьбы со льдом, — сведения об образовании и судьбе различных видов льда в природе могли бы иметь первостепенное значение, если бы мы умели искусственно вызывать или устранять образование того или иного вида льда. Пока этого нет, вопросы об образовании и судьбах льда имеют большое практическое значение постольку, поскольку на теоретические соображения по этим вопросам и на соответствующие наблюдательные данные могут опираться более или менее научно обоснованные методы прогноза возникновения в данном месте того или иного вида льда, его роста и его исчезновения. С другой стороны, понимание геофизических процессов, обусловливающих это возникновение, рост и исчезновение, может позволить предвидеть и самые свойства льда как материала, в той мере, в какой они связаны с его генезисом и с его историей.

Этими соображениями обусловливается и различие в характере изложения разных частей книги. Поскольку число отдельных исследований некоторого свойства льда не только конечно, но и сравнительно невелико, в первой части можно было — в случае надобности — давать исчерпывающий перечень и часто обзор содержания соответствующих работ.

Точно так же во втором томе монографии возможно во многих случаях — опять-таки, если в том встречается надобность, — дать исчерпывающий перечень различных практикуемых и предложенных мероприятий по использованию льда и борьбе с ним. В настоящей же части ввиду крайнего обилия (зачастую, однако, не сопровождаемого надлежащей высотой и глубиной разработки применяе-

мой методики) наблюдательного материала, а также предложенных (точно так же зачастую мало обоснованных) теоретических объяснений наблюдаемых явлений, мы считаем вполне возможным отбор наиболее существенных и достоверных наблюдений и теорий. При этом мы не раз будем отсылать к существующим курсам геофизики, метеорологии, аэрологии и гидрологии.

По тем же причинам многие главы этого раздела (в частности настоящая глава и следующая) имеют значительно более компилятивный характер, чем главы части I, и некоторые разделы состоят сплошь или в значительной доле из переводов или цитат из различных источников. При изложении этой второй части мы будем держаться, в качестве первичной, классификации видов льда по тому физическому процессу, в результате которого они произошли, а в качестве вторичной — по месту их происхождения, но начнем с общего случая возникновения и роста льда в атмосфере, как случая, где мы встречаемся с наиболее эфемерными видами льда, существование которых настолько кратковременно, что их наиболее уместно рассматривать именно как явления.

§ 2. Неустойчивость водяного пара в атмосфере

Из всех газообразных составных частей воздуха только у водяного пара и углекислоты температуры тройных точек (+0,0074 и —56,6 соответственно) лежат в пределах температур, какие бы-

Табли

Температуры θ_z и упругости $p_в$ водяного пара на высоте z (км) при относи-

z \ θ_0	—20°			—10°			0°		
	θ_z	$p_в$	$p''_в$	θ_z	$p'_в$	$p''_в$	θ_z	$p'_в$	$p''_в$
0	—20	0,52	0,26	—10	1,30	1,65	0	3,1	1,6
1	—22	0,46	0,23	—12	1,14	0,57	— 4	2,7	1,4
2	—25	0,40	0,20	—15	1,00	0,50	— 8	2,4	1,2
3	—29	0,34	0,17	—20	0,88	0,44	—13	2,1	1,0
4	—33	0,30	0,15	—26	0,76	0,38	—19	1,8	0,9
5	—38	0,26	0,13	—38	0,66	0,33	—25	1,6	0,8
6	—44	0,22	0,11	—39	0,57	0,29	—31	1,4	0,7
7	—50	0,19	0,10	—45	0,50	0,25	—37	1,2	0,6
8	—55	0,17	0,08	—50	0,43	0,21	—43	1,0	0,5

вают в атмосфере земного шара, — если не во всей, то в тропосфере и в нижних слоях стратосферы.

Из этих двух составляющих углекислота имеет настолько малую упругость близ поверхности земли, в особенности по сравнению с упругостью в тройной точке ($p_A = 5{,}13$ *атм*), что нигде в тропосфере и нижних слоях стратосферы она не может быть ни в жидком, ни в твердом состоянии.

С совершенно иными условиями встречаемся мы в случае водяного пара, так как вследствие сравнительно быстрого понижения температуры по мере удаления от земной поверхности водяной пар, если даже он был ненасыщенным у земной поверхности, на некоторой высоте становится насыщенным, а далее пересыщается или же частично обращается в жидкое либо твердое состояние, смотря по тому, будет ли температура на этой высоте выше или ниже температуры тройной точки (ср. гл. I, § 12).

В качестве иллюстрации приведем табл. LVI, в которой для давления воздуха у земной поверхности, равного 760 *мм* рт. ст., и его температур θ_0 в —20°,—10°, 0° +10°, +20° и +30° даны для разных высот z (в *км*) те температуры θ_z, которые должен был бы иметь сухой воздух на этих высотах, и те упругости $p'_в$ и $p''_в$ (в *мм* рт. ст.), какие имел бы водяной пар, при относительной влажности у земной поверхности в 67 и 33% соответственно, если бы его упругость убывала по тому же закону, по какому убывает с удалением от земной поверхности давление воздуха [1]). Курсивом выделены те числа, которые соответствуют пересыщенному водяному пару, способному при наличности зародышей кристаллизации превращаться в жидкое состояние, а жирным шрифтом — цифры, соответствующие превращению в твердое состояние.

Табл. LVI наглядно показывает, что если бы даже не было никакого механического перемешивания слоев, а только диффузия водяного пара сквозь массу остальных составляющих атмосферы, он мог

ца LVI

тельных влажностях у земной поверхности, равных 67% ($p'_в$) и 33% ($p''_в$)

+10°			+20°			+30°		
θ_z	$p'_в$	$p''_в$	θ_z	$p'_в$	$p''_в$	θ_z	$p'_в$	$p''_в$
+10	**6,3**	3,2	+20	12,0	6,0	+30	21,9	11,0
+ 5	*5,5*	2,8	+15	*10,7*	5,3	+25	*19,7*	9,9
0	**4,9**	2,5	+10	**9,5**	4,7	+19	**17,6**	8,8
− 5	4,3	**2,2**	+ 4	8,1	4,1	+13	15,4	7,7
−11	3,8	1,9	− 2	7,4	**3,7**	+ 8	13,7	*6,9*
−17	**3,3**	1,7	− 7	6,5	3,3	+ 3	**12,1**	**6,1**
−23	2,9	1,5	−12	5,7	2,9	− 2	10,8	5,4
−29	2,6	1,3	−19	5,0	2,5	− 8	9,4	4,7
−36	2,2	1,1	−25	4,5	2,2	−14	8,3	4,2

[1]) Я пользовался приближенной формулой

$$\lg p_2 = \lg p_1 - \frac{z_2 - z_1}{18{,}4(1+0{,}00366\,t_m)}, \qquad (1)$$

см. формулу (50) на стр. 198 части 1 «Динамической метеорологии» [1]. Данные относительно θ_z в таблице LVI взяты (с осреднением) с рис. 30 на стр. 219 той же книги.

бы быть устойчивым лишь в нижних слоях атмосферы — до высоты в 4—5 *км* при сравнительно редко встречающихся малых (порядка 30—35%) относительных влажностях у поверхности земли, до высоты в 2—3 *км* при влажностях в 60—70% и до еще меньших высот при еще больших влажностях. В более высоких слоях водяной пар неизбежно рано или поздно конденсировался бы или сублимировался в лед, а полученные капельки воды или кристаллики льда, имея вблизи себя упругость пара, более низкую, чем полагалось бы по табл. LVI, усиливали бы диффузию пара вверх. Вместе с тем эти капельки или кристаллики, падая вниз, уносили бы таким образом избыток пара, так что процесс диффузии продолжался бы непрерывно.

В природных же условиях к действию диффузии присоединяется еще более мощное действие восходящих потоков, и процесс идет еще интенсивнее.

Но, если неустойчив в атмосфере водяной пар, то еще менее устойчивы образующиеся из него капельки и кристаллики льда как по отношению к их высоте над земной поверхностью (и те и другие должны в среднем падать вниз), так и по отношению к их размерам (ввиду того что они при своем падении встречают воздух с иной температурой и иной упругостью водяного пара, чем пар у их поверхности).

Изменчивость *водяных* капель интересует нас меньше, чем непостоянство *кристалликов льда* в атмосфере.

§ 3. Непостоянство атмосферного льда (*по Добровольскому*)

«Среди общего постоянства тел на земном шаре (за исключением огненной магмы, выбрасываемой из глубин) вечная и непрерывная изменчивость воды является разительным контрастом. Превращения фаз воды происходят в природе постоянно как в видимых, так и в микроскопических масштабах; нет ничего более неустойчивого, чем капельки воды или атмосферный кристаллик льда. В облаке или тумане капельки или кристаллики, находящиеся в оживленном движении, все время растут, уменьшаются, исчезают и возникают. Таким образом видимое постоянство очертаний облаков чаще всего является не чем иным, как выражением видимой устойчивости круговорота воды внутри последних — явлением динамическим, а не статическим. Кроме того, воздух со взвешенным в нем облаком может подыматься вверх, кристаллики или капли, созданные внизу, могут, таким образом, взлетать в более высокие слои, в самые различные условия и оттуда вновь падать вниз в виде дождя или снега; при этом в силу обратного ряда условий они могут уничтожаться по пути либо достигать земли за вычетом испарившейся доли. Хлопья снега, зерна крупы, ядра града также часто тают уже над землей, падая на нее в виде дождевых капель; по Бентлею крупнокапельные дожди чаще всего имеют такое происхождение.

Подобная же изменчивость состояния характеризует в природе, хотя и в меньшем масштабе, даже неподвижный лед, выросший на твердом основании, равно как и тот, который образуется исключительно из водяного пара, содержащегося в воздухе (изморозь), или из принесенного ветром переохлажденного тумана (ветровой иней) и из дождей подобной же природы (гололед).

Далее каждый кристаллик снега, упавший на землю, часто даже цветочек изморози, выросший на земле, имеет свою историю постепенного вырастания и уничтожения, часто очень богатую и очень запутанную; некоторые этапы жизни он временами записывает на себе самом — иероглифами своей структуры. А история каждой частички льда своеобразна: в снегопаде из одного и того же воздушного слоя, в узорах изморози, выросшей в одно и то же утро, не найдется двух кристалликов, которые имели бы совершенно одинаковую историю» ([2], стр. 83—84).

§ 4. Ядра кристаллизации атмосферного льда

Если кристаллик льда, пока он в атмосфере (а также, как увидим дальше, и после того как он выпадет), представляет собой скорее явление, чем тело, то необходимо рассмотреть как условия возникновения кристаллика льда, так и условия его роста (или, наоборот, уменьшения его размеров).

Вопрос об ядрах кристаллизации снега почти не освещен ни теоретически, ни экспериментально, но надо думать, что ядра кристаллизации льда — по существу те же, что ядра конденсации водяного пара, а характер конденсированной фазы определяется тем, выше или ниже тройной точки та температура, при которой пар достигает насыщения. В первом случае возможно, конечно, только образование капель, во втором теоретически возможно как образование капель переохлажденной воды (так как упругость насыщенного пара над ней больше упругости пара над льдом), так и образование кристалликов льда путем непосредственной сублимации водяного пара.

Лабораторное изучение различных возбудителей образования капелек из пересыщенного пара ведется обычно в разного рода камерах для адиабатического расширения пара или воздуха, насыщенного парами воды. Прообразом этих камер является опыт Томсона (Кельвина) с получением *искусственного тумана* при наличии ядер конденсации.

Опыт этот Томсон производил с большой бутылью, которая была наполнена воздухом, профильтрованным через вату и лишенным, таким образом, пыли. Воздух этот насыщен парами воды, слой которой имеется на дне бутылки и может быть легко охлажден внезапным расширением. Для этого достаточно несколько сжать — действием легких — этот воздух и затем отнять палец от трубки, сообщающей его с атмосферой (рис. 105 изображает такой же стеклянный сосуд, но меньших размеров); воздух быстро расширяется,

охлаждается от этого, и пары становятся пересыщенными. Если в бутыли были ядра конденсации, то при этом бутыль наполняется туманом, довольно быстро исчезающим, когда стенки бутыли и охладившийся при расширении воздух снова примут температуру окружающей среды. Если же ядер кристаллизации нет (как будет в случае, когда воздух был профильтрован через вату), то туман не появляется.

Опыт Томсона указывает путь, которым следует итти для получения искусственного снега: воздух с водяными парами, имеющими упругость ниже упругости в тройной точке, следует охлаждать без соприкосновения с более холодными, чем этот воздух, твердыми телами.

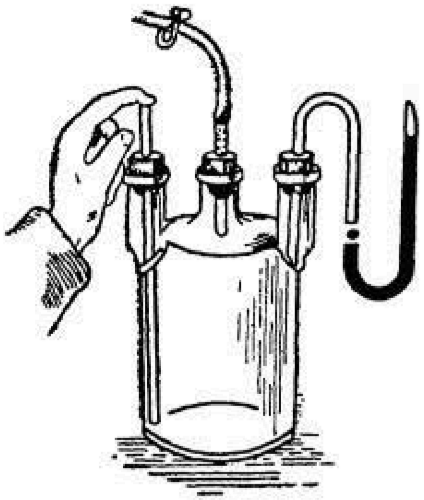


Рис. 105. Опыт Томсона с получением искусственного тумана.

Руководясь этой мыслью, я [18] произвел опыт Томсона с искусственным получением тумана в Томске при температуре —35° и тоже получил туман, но крайне слабый вследствие ничтожной упругости пара при этих температурах и ничтожного количества водяного пара, превращающегося в твердое состояние при расширении воздуха, и этот туман, быстро исчезавший, казался несколько поблескивавшим на солнце при быстром поворачивании николя, через который смотрели на него, в отличие от «жидкого тумана» при обычных температурах.

Что касается до получения капелек воды при пересыщении пара, то оно возможно и без каких-либо особых возбудителей конденсации в связи с указываемым формулой Томсона (§ 5 гл. I) влиянием кривизны поверхности на упругость пара над ней.

«Действительно, над каплями имеется всегда состояние насыщения или состояние равновесия между жидкостью и паром, являющееся меньшим или большим пересыщением, в обычном значении этого слова, т. е. по отношению к плоской поверхности; если это не имеет места, то капли не могут сохраняться, но испаряются. Первое ядро конденсации, первая капелька воды приближается, вероятно, по своей величине к частичке пара, диаметр которой по О. Е. Мейеру равен $2{,}2 \cdot 10^{-8}$ *см*, так что, для того чтобы пар начал самостоятельно сжижаться, требуется необычайно большое пересыщение» ([2], стр. 57).

Вегенер [3] вычислил из формулы Томсона следующие данные, для относительной влажности e (в %), при которой должна начинаться конденсация на капле радиуса r (в *см*) (табл. LVII).

Можно ли применять формулу Томсона к случаю кристаллов льда того же порядка малости? На этот вопрос ответ будет положительный, как это можно вывести, например, на основании работы Фрумкина и Фукса [4], но величина коэфициента поверхностного

натяжения у кристаллов льда неизвестна и поэтому можно говорить только о *порядке* поперечных размеров кристалликов, которые могли бы быть в равновесии с пересыщенными парами при той или другой степени пересыщения.

Таблица LVII

Радиусы капель воды в *см*, находящихся в равновесии с паром различного пересыщения при температурах +10°, 0° и —20°

θ	Относительная влажность в %				
	100,00012	101	105	120	400
+10°	$1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	$2{,}4 \cdot 10^{-6}$	$6{,}8 \cdot 10^{-7}$	$1{,}6 \cdot 10^{-7}$
0°		$1{,}1 \cdot 10^{-5}$	$2{,}5 \cdot 10^{-6}$	$7{,}2 \cdot 10^{-7}$	
—20°		$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$2{,}7 \cdot 10^{-6}$	$8{,}2 \cdot 10^{-7}$	

Так как исследований над нарушением пересыщения водяного пара при небольших начальных упругостях и поэтому при очень низких температурах не имеется, то об этом можно судить лишь по аналогии с опытами при более высоких температурах.

Из опытов с «влажной камерой», подобных по существу опыту Томсона, но в которых можно задаваться определенным разрежением, Вильсон «при 1,25-кратном разрежении, т. е. при четырехкратном пересыщении (относительная влажность 420%), получил ожижение, равно как и при дальнейшем 1,37-кратном разрежении (это значит при восьмикратном пересыщении; относительная влажность 790%) ([2], стр. 37)».

При таких больших пересыщениях, как показали исследования того же Вильсона, возбудителями конденсации при достигавшихся им пересыщениях являлись *ионы*.

«Оказалось, что во время первого самостоятельного ожижения пара (при 1,25-кратном расширении, четырехкратном пересыщении) капельки обладали отрицательным электрическим зарядом, а во время следующего (при 1,37-кратном расширении, восьмикратном пересыщении) — положительным зарядом. Это может быть объяснено лишь сгущением пара непосредственно на ионах. Такое заключение притом подтверждается полностью теоретическими соображениями Дж. Дж. Томсона: капля с электрическим зарядом обладает тем большей потенциальной энергией, чем она меньше; поэтому она труднее испаряется, чем капля без заряда, и требует меньшего пересыщения, чем последняя, для своего сохранения, т. е. равновесия с паром. Уже при обычном насыщении (относительная влажность 100%) может удержаться зародыш капли диаметром около $3{,}1 \cdot 10^{-8}$ *см*, а при 3—3,5-кратном пересыщении (относительная влажность 350%) эти каплеобразования настолько значительно увеличиваются в размерах, что получаются уже в виде тумана» ([2], стр. 58).

Эти выводы получаются непосредственно из формулы (8) гл. I, если в качестве P ввести электростатическое давление на поверхности капли, которое, действуя наружу, должно вызывать уменьшение упругости пара над ней.

Однако те громадные пересыщения, которые были бы необходимы для того, чтобы конденсация водяного пара происходила на ионах, а тем более на местных сгущениях, от времени до времени происходящих в водяном паре вследствие столкновений молекул друг с другом, настолько мало вероятны, — чтобы не сказать, невозможны, — что естественно внимание исследователей должно было быть направлено на изучение влияния, с одной стороны, некоторых непостоянных газообразных примесей к атмосферному воздуху, а с другой стороны, тех чрезвычайно мелких твердых частиц — пылинок, — которые вследствие турбулентного перемешивания и восходящих токов в атмосфере всегда имеются налицо во всех «этажах» атмосферы.

Не входя в детали первого вопроса, приведем по Добровольскому некоторые данные в этом направлении.

«Действительно активными и повсеместными агентами сгущения были бы скорее частички *гигроскопических газов*, способных притягивать менее или более сильно частички пара и образовывать с ними род раствора — первый зародыш капли даже в ненасыщенном воздухе. Превратить эти газы в твердое состояние и непосредственно исследовать их влияние довольно трудно, так как это — непостоянные элементы воздуха, подвергающиеся преобразованиям и, кроме того, проявляющиеся в минимальных дозах. Серную кислоту дают воздуху вспышки вулканов (Кисслинг, 1888); перекись водорода, производящая равным образом зародыши капель (Бибер, цитировано по Вегенеру), образуется в атмосфере самопроизвольно под влиянием ультрафиолетовых солнечных лучей; азотная кислота постоянно обнаруживается в дождях, особенно в жарком поясе; наконец, газообразный аммиак, очень гигроскопичный, следовательно, очень деятельный агент конденсации, имеется, несомненно, в количествах 1—2 *мг* на 100 $см^3$ воздуха» ([2], стр. 58—59).

Добровольский довольно подробно останавливается на окислах азота и на озоне, и, указав на действие электрических разрядов и химических процессов при горении и упомянув о действии в лабораторных условиях лучей Рентгена и катодных лучей, добавляет, что «Мария Кюри обратила внимание на ожижение пара в присутствии эманации радия. Повидимому, это — промежуточные агенты: некоторые из них определенно, другие, вероятно способствуют ионизации воздуха, а особенно, подобно озону, способствуют увеличению и высшему окислению соединений азота, а уже затем сгущению пара» ([2], стр. 60).

Добровольский указывает, что «всюду над земным шаром, по крайней мере настолько высоко, каков предел способности пара сгущаться, атмосфера всегда заполнена пылью: земной, в особенности выбрасываемой вулканами, равно как и с поверхности льдов и морей

(морская соль), и внеземной, космической, беспрерывно падающей на землю; пыль может висеть в воздухе очень продолжительное время, принимая участие во всех движениях атмосферного воздуха и необыкновенно медленно падая».

Вопрос о пылинках, как ядрах конденсации, в настоящее время достаточно полно разработан и теоретически, и экспериментально— в особенности Кёлером [4] и Стюве [5], из работы которого приведем следующую выдержку.

1. По Х. Кёлеру морские соли играют существенную роль в качестве ядер конденсации.

Если начать рассмотрение с такого гигроскопического кристалла, то мы увидим, что он по мере повышения относительной влажности принимает на себя все больше и больше воды и постепенно переходит в раствор, пока не получится насыщенный раствор. Если, однако, температура лежит выше точки замерзания насыщенного раствора, то капля растет дальше, не замерзая.

Точно так же слияние капель не происходит так энергично, чтобы сотрясения вызвали замерзание [1]). При достаточно сильной конденсации в таких случаях выпадает переохлажденный дождь, ведущий к гололедице, как это случается на передней части циклонов зимой.

Если же, наоборот, температуры лежат ниже точки замерзания насыщенного раствора, пока кристалл соли еще не вполне растворился, то вода замерзает, так как теперь имеются кристаллические грани [2] и всякое дальнейшее осаждение воды из воздуха может происходить только в твердом виде, и в качестве центров развития звездчатых снежинок возникают шестиугольные пластинки.

Возникновение звездчатых снежинок связано, таким образом, с условием наличности температуры, которая ниже температуры замерзания насыщенного раствора той соли, которая служила ядром (около —20° для морских солей).

Если же ядрами конденсации служат гигроскопические газы, то вообще не может получиться замерзания.

2. Однако в атмосфере имеются также нерастворимые ядра: пыль, уголь и т. п. На них при всех температурах ниже 0° может происходить ледообразование. Как показало образование инея, выросшие на таких веществах кристаллы предпочитают развитие главной оси.

Вышеприведенные заключения, конечно, не могут еще считаться обеспеченными по всем пунктам; для этого сделанные до сих пор наблюдения далеко недостаточны. Прежде всего должны дать подтверждение химические анализы, а затем следует производить наблюдения на всем вертикальном протяжении облаков, дающих

[1]) Отголоски пока все еще живых взглядов на механические воздействия как на одну из возможных причин кристаллизации. (*Б. В.*)

[2]) Тоже мало убедительный вывод, основанный на далеко не доказанной возможности кристаллизации переохлажденной воды при внесении в нее кристалла другого вещества. (*Б. В.*)

снег, причем параллельно с изучением кристаллических форм должны быть устанавливаемы термическое строение воздушных слоев и содержание в них воды» [5] [1]).

К последним словам Стюве можно полностью присоединиться, но параллельно с этим необходимо также научиться [2]) разбирать ту шифрованную метеорограмму метеорологических условий на всем пути от места зарождения снежинки до места ее выпадения, какую представляет собой эта снежинка, ее размеры, разветвления, воздушные и водяные включения, весь ее сложный рисунок. А для этого нужно снимать не одну - две и даже не десяток наиболее красивых снежинок из каждого снегопада, а снимать одновременно по крайней мере несколько десятков их и притом *непременно без всякого выбора*, чтобы иметь возможность обрабатывать результаты таких фотографирований статистическим путем. Еще интереснее было бы разработать методику таких снимков на самолете, чтобы можно было выяснить картину постепенного роста и изменения снежинки в зависимости от окружающих ее условий. Сопоставлять наблюдаемые особенности совокупности снежинок, характеризующих тот или иной снегопад, надо не с метеорологическими условиями в месте выпадения снежинки и в момент выпадения, а с этими условиями во всей толще того слоя атмосферы, на верхней границе которого зародились снежинки данного снегопада. Поэтому массовое изучение снежинок — фотографическим или даже визуально-измерительным (плюс некоторые зарисовки) путем — наиболее уместно в тех обсерваториях, где регулярно ведется радиозондирование атмосферы.

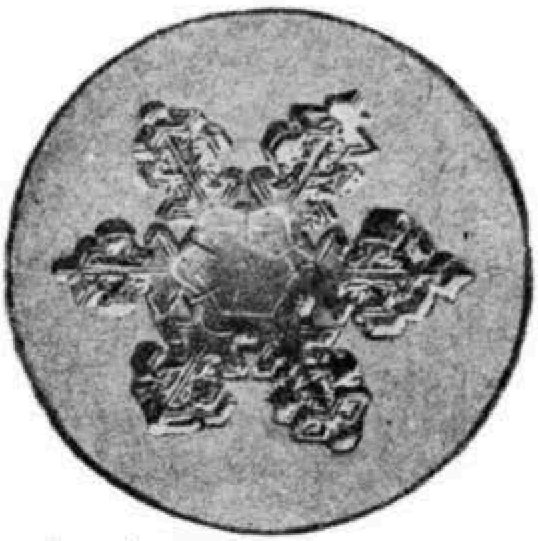


Рис. 106. Шестилучевой звездчатый кристалл снега с шестиугольной пластинкой в центре (снимок Сигсона).

Только тогда, когда будет установлена корреляция структурных особенностей снежинки с метеорологическими условиями на ее пути, можно будет использовать наблюдения над формой снежинок и для синоптических целей, и для прогнозов в качестве существенного дополнения к другим применяемым методам.

Заметим, что приведенные выше соображения о ядрах конденсации пара в капельках имеют значение и в вопросе о ядрах кристаллизации пара в снежинки. В самом деле, с одной стороны, повидимому, нередки случаи, когда первичным зародышем шестиугольной пластинки, из которой затем развивается вся снежинка, является

---

[1]) Хороший обзор данных по вопросу об ядрах конденсации есть в книге ромова ([6], стр. 139—145).

[2]) Ср. соображения Добровольского, приведенные в конце § 2 (стр. 301).

миниатюрная капелька воды. Довольно часты также случаи, когда центральная часть основного шестиугольного пластинчатого кристалла представляется в виде круглой пластинки, конечно

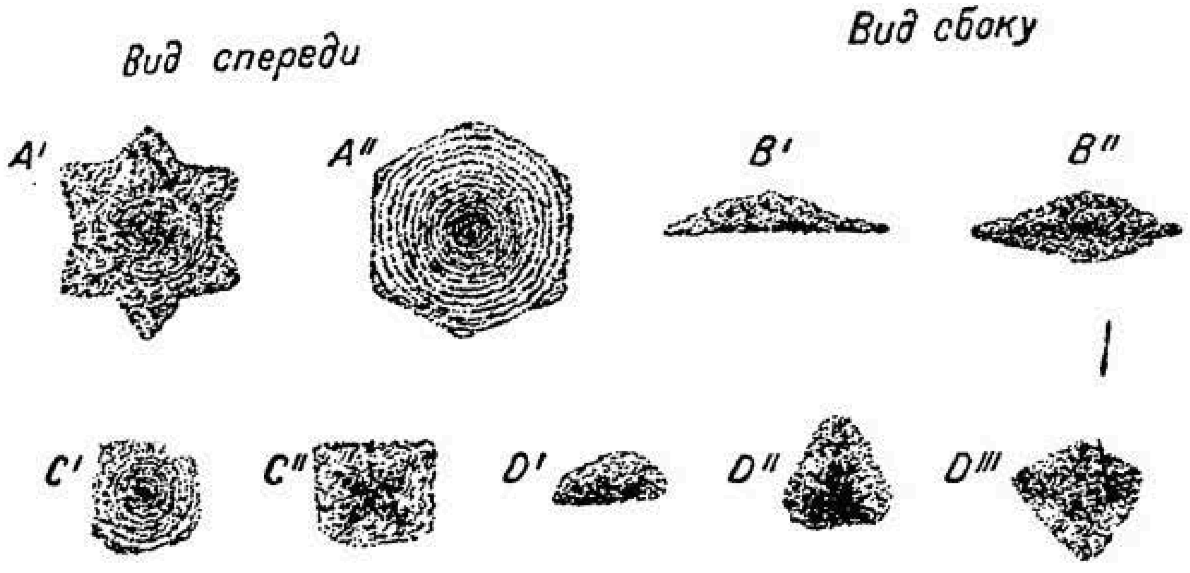


Рис.107. Снежинки, покрытые инеем (снимки Бентлея).

имеющей скрытую кристаллическую структуру, как имеют ее и с внешней стороны круглые капельки замерзшей воды на рис. 108.

С другой стороны, хотя, например, Добровольский склонен считать, что «эти агенты отличаются от возбудителей сжижения», его

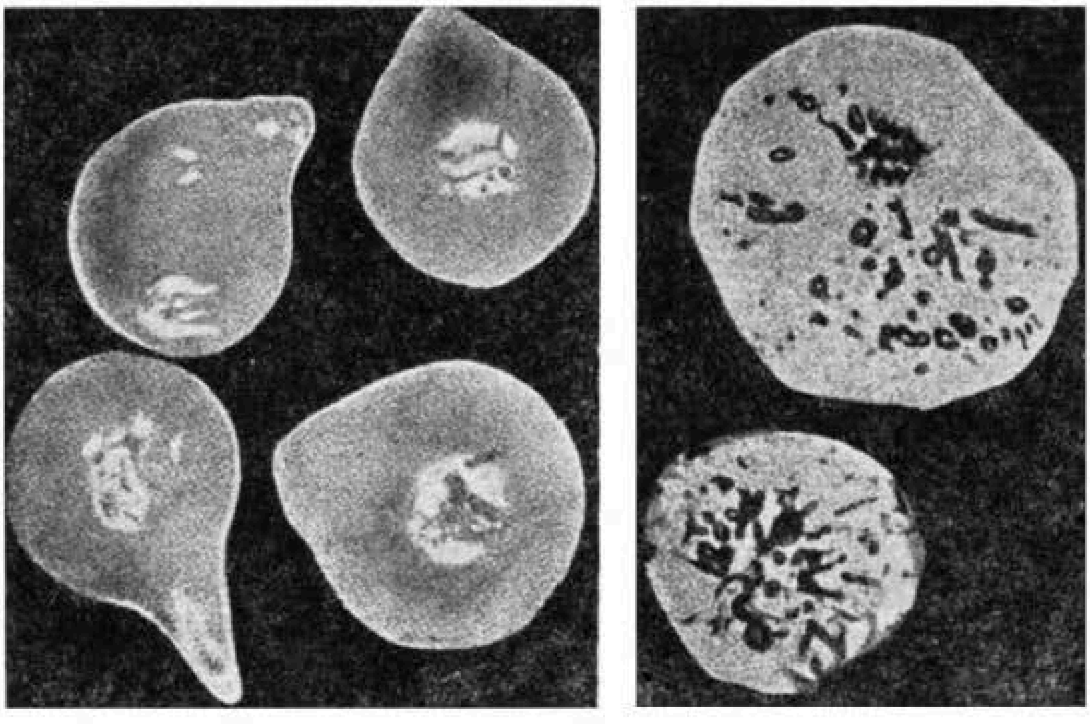


Рис. 108. Крупа, расплавившаяся с поверхности и снова замерзшая («зимний град», снимки Бентлея).

соображения нельзя признать вполне убедительными. Таким образом наиболее осторожным будет считать вопрос о ядрах кристаллизации атмосферного льда пока открытым.

Вследствие своих малых размеров «первые зародыши кристаллов льда или капель, естественно, невидимы. Когда их диаметр доходит до порядка длин световых лучей (10^{-5} *см*), они уже могут выявить свое присутствие слабым помутнением — «цветами мутных сред». Впрочем явления дифракции — например, цветные венцы вокруг световых источников, диаметр которых возрастает при уменьшении диаметра пылинек — кристалликов или капелек, — указывают иногда на присутствие элементов туч размерами в 1—2 тысячных миллиметра. Наименьшие кристаллики льда, которые удается рассмотреть, уже далеки от своих зародышей. В пластинках снега виден иногда под микроскопом, по самой их серединке, маленький круглый или шестиугольный рисунок; диаметр этих центральных частей лежит в пределах, а иногда за пределами сотых миллиметра (рис. 106). Тот же порядок величины имеют кристаллики зернистого инея, которые можно получить, например, на холодном стеклышке, выставленном на влажный ветер, и которые часто дают белый мучнистый налет на снежинках» ([2], стр. 86—87), как это видно, например, на рис. 107.

О последующем росте зародышевых элементов снежинки будет речь в следующей главе.

§ 5. Условия возникновения атмосферного льда

Вопрос о том, что может или должно иметь место по отношению к возникновению льда в атмосфере и что на самом деле имеет место в этих условиях, решается в первой части теоретически, а во второй — на основании наблюдений.

По первой части вопроса мы ограничимся приведением некоторых выдержек из книги «Динамическая метеорология» ([1], стр. 87—93).

«Поднятие массы влажного воздуха обычно не есть адиабатический процесс. Оно сопровождается всегда притоком или отдачей энергии. Процесс конденсации водяного пара освобождает скрытую теплоту, которая сообщается данной массе газа. Подобное же явление происходит также при наступлении твердой фазы (снега и града). При этом объем массы газа изменяется. Сконденсированная или отвердевшая влага в некоторых случаях выпадает в виде осадков, а в других случаях продолжает движение вместе с массой газа. Таким образом в некоторых случаях процесс является обратимым, а в других — необратимым. Процесс этот весьма сложный. Ограничимся здесь простейшей схемой вертикального поднятия влажной воздушной массы, причем будем различать четыре стадии: I) стадию влажного воздуха до конденсации, II) стадию насыщения при температуре выше 0° (стадию дождя), III) переход через 0° и IV) стадию насыщения при температуре ниже нуля (стадия снега).

I. При адиабатическом подъеме влажной массы воздуха температура ее падает, и на некоторой высоте достигается температура

конденсации, т. е. такая температура, при которой упругость водяного пара становится равной упругости насыщенного пара.

II. После того как уровень конденсации достигнут, дальнейшее адиабатическое расширение и поднятие воздуха ведет за собой изменение агрегатного состояния пара и переход его в воду. При этом освобождается скрытая теплота парообразования, падение температуры замедляется и происходит по *псевдоадиабате* или *влажной адиабате*.

III. Новая стадия начнется, когда поднимающаяся масса воздуха при своем адиабатическом охлаждении достигнет температуры 0° [1]).

В течение этой стадии происходит конденсация пара при температуре 0°, при которой пары воды прямо переходят в состояние снега и происходит замерзание содержащейся в воздухе жидкой влаги, причем образуется лед. Отсюда название третьей стадии — стадия града. Она продолжается до тех пор, пока вся жидкая влага, находящаяся в воздухе, замерзнет, так что к началу четвертой стадии налицо имеется только две фазы: газообразная (пар) и твердая (град и снег).

В течение третьей стадии присутствуют все три фазы: твердая, жидкая и газообразная. Во все время третьей стадии температура равна нулю [1]). Если же процесс носит псевдоадиабатический характер, т. е. влага по мере образования выпадает в виде дождя, то третья стадия отсутствует, и стадия дождя прямо переходит в IV стадию — снеговую.

Если же капли воды уносятся вместе с воздушной массой вверх, то процесс осложняется. Благодаря замерзанию выделяется скрытая теплота таяния льда, за счет этой теплоты происходит испарение, и стадия замерзания затягивается.

IV. Снеговая стадия. Когда вся вода замерзла и при дальнейшем поднятии массы воздуха температура ее начинает опускаться ниже нуля, наступает четвертая стадия — стадия снега. При этом происходит сублимация водяного пара, и он прямо обращается в снег, минуя жидкую фазу».

Мы привели лишь описательную часть указываемых авторами четырех стадий, отсылая интересующихся подсчетами изменений температуры и давления воздуха, упругости пара, количеств выделяемой теплоты и количеств сконденсированной влаги и замерзшей воды к подлиннику и к соответствующим страницам книги Хемфриса ([7], стр. 241—248). Однако необходимо отметить, что авторы нигде не упоминают о возможности переохлаждения получившейся жидкой воды или осаждения водяного пара на ядрах конденсации в жидком виде при температурах ниже температуры тройной точки.

По отношению к тому, что дают наблюдения, ограничимся несколькими выдержками из Добровольского.

---

[1]) Точнее, температуры тройной точки +0,0075°. (*Б. В.*)

«На очень высоких, следовательно, очень холодных уровнях воздуха плывут лишь перистые облака, составленные исключительно из кристалликов льда; равным образом на земле, при очень сильных морозах, не бывает иного тумана, кроме льдистого. О какой-либо единой *постоянной* границе температуры, по одной стороне которой господствовал бы лед, а по другой — капли, нет речи. Часто жидкие облака достигают очень больших высот, где обычно парят только льдистые облака; часто, наоборот, кристаллический туман или мгла образуется при совершенно небольшом морозе; это подтвердили полеты на воздушных шарах, равно как подтвердили экспедиции и полярные станции. В известном полете на воздушном шаре через снежный туман, 8 ноября 1868 г. Тиссандье поднялся до самого снегового центра — слоя блестящих пылинок льда на уровне 2100 *м* над землей, — а температура воздуха не опускалась ниже нуля более чем на 1°. Во время известного подъема 27 июля 1850 г., сразу после бури, Барраль и Биксио взлетели не менее чем на 4000 *м* выше слоя местного тумана, который внизу состоял из капель с температурой выше 0°, выше — из переохлажденных капелек, наконец, у вершины при морозе —10° из сверкающих на солнце кристалликов льда. О выпадении дождей и о сильно переохлажденных жидких туманах мы уже говорили. Впрочем бывают смешанные облака, где капли воды несутся вместе с кристалликами льда. Иногда, правда, жидкие туманы, возникающие в более теплых слоях, могут унестись в верхние слои, где имеется большой мороз, и там уже переохладиться; либо, наоборот, льдистое облако, образовавшееся очень высоко, может снизиться до области жидкого тумана и образовать смешанный туман» ([2], стр. 62—63).

Приведем еще соображения Добровольского относительно возможности пересыщения пара в атмосфере.

«Пересыщение получается двумя путями: либо от насыщенного паром воздуха отнимается тепло, либо увеличивается давление. Однако этот второй способ в природе редко имеет место: процесс сжатия пара, повидимому, никогда не встречается. Единственное, что может случиться, это — что пар уже с момента своего образования обладает упругостью, большей, чем та, которая достаточна для насыщения при наличной температуре; так, когда поверхность воды теплее, чем воздух над ней, образуется пар с давлением выше необходимого для насыщения холодного воздуха, и тогда пересыщает его, а при наличии возбудителей избыток его сгущается в капельную жидкость или льдистый туман.

Пересыщение воздуха *в природе* осуществляется почти исключительно через *охлаждение*.

Это охлаждение может быть вызвано четырьмя способами: либо посредством прикосновения к более холодной, чем воздух, поверхности, охлажденной лучеиспусканием или предшествовавшим охлаждением (возникновение росы, изморози, а также, вероятно, гололеда); либо посредством излучения масс воздуха к охлажден-

ной земле или в небесное пространство — источник, ограниченный в своем проявлении плохой проводимостью воздуха и являющийся причиной конденсации лишь в тонких слоях в виде тумана над охлажденной поверхностью, реже в виде однородного легкого слоя облаков; либо посредством смешения холодных и теплых масс воздуха — причина, которой некогда приписывалась большая роль, но которая представляется в действительности очень ограниченной; либо, наконец, путем самостоятельного расширения воздушных масс без нагревания, за счет собственного тепла, при падении давления. Этот последний, так называемый *динамический тип охлаждения*, является наиболее распространенной причиной сгущения пара. Редко, однако, в столбе воздуха давление быстро и значительно уменьшается; этот случай проявляется в смерчах, кроме того, обнаруживается в легких туманах и «барометрических» облаках (Гершель).

Расширение масс воздуха под действием падения давления имеет место в природе при совершенно различных, зато вполне повсеместных обстоятельствах, а именно при их подъеме вверх: поднимаясь вверх, они встречают все более слабое внешнее давление, расширяются поэтому все больше и больше, тратят на работу расширения непрерывно свое тепло и поэтому непрерывно охлаждаются» ([2], стр. 64).

Любопытным примером сублимации водяного пара в снежинки являются те облачные системы тумана, какие получаются от смешения теплых и влажных масс комнатного воздуха с холодными массами наружного воздуха при открывании дверей, окон и даже форточек в большие морозы. На это явление было обращено внимание после так называемой «Петербургской истории» 1773 г., описанной Хуттоном [8] со слов очевидца, профессора Робисона: «Это была очень людная ассамблея и, когда компания стала терпеть страдания от духоты, один из гостей открыл окно. Ворвавшийся морозный воздух образовал отчетливо видные клубы снежного вещества».

§ 6. Состав снега

В заключение приведем некоторые данные о составе снега, поскольку он определяется характером зародышей и примесями, приобретаемыми снежинками во время их падения.

В связи с тем, что ядром снежинки, как и капли дождя, является, повидимому, некоторый гигроскопический зародыш, анализ состава снега указывает на наличность в нем хлора (от 0,6 до 2,7 *мг* на 1 *кг*, как можно судить по данным, правда, весьма немногочисленным, Кайнета и Лонера [9]).

При падении же через воздух, в котором всегда есть азотистые соединения, снег должен приобретать некоторое количество этих последних, причем можно ожидать, что количество это должно быть больше, чем у капелек дождя, в связи с тем, что поверхность снежинки

в среднем, вероятно, раз в 5 больше поверхности капли дождя того же веса.

Наблюдения подтверждают такое предположение, как можно видеть, например, из следующего сопоставления, сделанного на основании работ Позпякова [10] и Быкова и Карпова [11].

Таблица LVIII

Содержание азотистых соединений [1]) в различных атмосферных осадках в *мг* на 1 *кг*

Род осадков	Аммиак					Азотистая кислота			Азотная кислота		
	Поти	Одесса	Томск			Томск			Томск		
	Сред.	Сред.	Сред.	Макс.	Мин.	Сред.	Макс.	Мин.	Сред.	Макс.	Мин.
Снег	0,92	0,49	0,98	2,20	0,55	0,032	0,08	0,01	0,45	2,00	0,10
Дождь . . .	0,96	0,77	0,88	1,15	0,73	0,032	0,05	0,02	0,25	0,30	0,20
Изморозь . .	2,70	2,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Иней	4,20	3,09	—	3,00	—	—	1,10	—	—	1,60	—
Роса	5,00	1,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Туман . . .	5,57	1,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Приведем еще из книги Касснера [12] указание, что на 1 *кг* воздуха приходится 1,29 *мг* азотистых соединений, тогда как для тумана, инея и снега соответствующие числа суть 4,41; 7,52 и 7,40.

Для полноты картины упомянем, что бывают случаи, когда снежинки имеют на себе более значительные количества неорганических или органических примесей и снег вследствие этого выпадает цветной. Как примеры приведем указания на некоторые случаи выпадения розового снега [13] (автор, кроме своего наблюдения, приводит еще и другие); желтого [14, 15] (последний автор приводит, кроме своего наблюдения, несколько других случаев и рассматривает вопрос о том, насколько правильно предположение, что этот цвет вызван наличием в снеге песка из Сахары), красного [15, 16], синего [16] и черного [16]. Автор последней из указанных работ приписывает цвет снега различным микроорганизмам — Sphaerella nivalis, Diamylon nivale (желтый снег), Raphidium nivale (красный снег), Pteremonas nivalis (черный и синий снег). Укажем еще на работу Сидоренко [17] о минеральном составе пыли в снеге и данные Першина о радиоактивности снега [19].

---

[1]) Что касается содержания хлора, то измерения Позпякова [10] не дали определенных различий для различных видов атмосферных осадков.

Литература к главе VIII

1. *Динамическая Метеорология*, под редакцией Б. И. Извекова и Н. Е. Кочина, стр. 352, Л. 1935.
2. См. гл. I [3].
3. A. Wegener, *Thermodynamik der Atmosphäre*, стр. VIII + 311, Leipzig, 1911.
4. См. гл. II [153].
5. См. гл. VI [17].
6. С. П. Хромов, *Введение в синоптический анализ*, 2-е изд., стр. 510, М., 1937.
7. В. Гемфрис, *Физика воздуха*, стр. 515, М.—Л., 1936.
8. James Hutton, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **1**, 41—86 (1788).
9. L. Kynett a. J. Lohner, *Monthly Weather Review*, **57**, 461 (1929).
10. А. Позняков, *Журн. опытн. агрономии*, **5**, 740 (1934).
11. А. Быков и К. Карпов, *Изв. Томск. технол. инст.*, **24**, № 4, 1—13 (1912).
12. C. Kassner, *Wolken und Niederschläge*, стр. 163, Leipzig, 1926.
13. W. Hempe, *Naturwiss. Rundschau*, **13**, 281—287 (1898).
14. Гадолин, *Зап. минерал. общ.*, **2**, 412 (1867).
15. Wilhelm Jost, *Das Wetter*, **47**, 225—239 (1930).
16. Henri Coupin, *La Nature*, **40**, N 2050, 225—226 (1912).
17. М. Сидоренко, *Зап. Новоросс. общ. естествоисп.*, **13**, № 1, 33—39 (1898).
18. См. гл. II, [138].
19. А. Першин, *Труды гл. геоф. обсерв.*, **20**, 47 (1937).

Глава IX

ГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ СУБЛИМАЦИОННОГО ЛЬДА

В. П. ВЕЙНБЕРГ

§ 1. Льдистые облака и туманы и условия роста их элементов

Сублимационный лед может образоваться и расти, очевидно, только из атмосферы, а следовательно, либо в ней самой (снег), либо на поверхности земных предметов (иней, изморозь, пещерный и почвенный сублимационный лед).

Начнем с атмосферного сублимационного льда. Образующиеся в атмосфере кристаллики льда, будучи тяжелее воздуха, более или менее быстро опускаются вниз; в иных случаях опускание происходит с такими незначительными скоростями, что соответствующее скопление отдельных кристалликов остается в течение нескольких часов и даже суток на примерно одинаковой высоте над поверхностью земли — льдистые облака и туманы — и может вовсе не достигнуть этой поверхности вследствие того, что отдельные кристаллики подвергаются возгонке или же таянию и затем испарению. В других случаях, когда отдельные элементы увеличиваются с течением времени в своих размерах, они выпадают на поверхность земли, давая соответствующие *атмосферные осадки* — снег (в виде отдельных снежинок и в виде хлопьев снега) или крупу.

Бержерон в своем докладе [1, 2] на Лиссабонской сессии секции метеорологии Международного геодезического союза в 1933 г. (а с тех пор мало что изменилось) подытоживает следующим образом современные взгляды на условия, при которых облачная масса, состоящая из отдельных капелек воды, может быть в равновесии — условия, которые mutatis mutandis могут относиться и к облачным массам, состоящим из отдельных кристалликов льда:

«В настоящее время общепризнано, что следующие условия благоприятствуют коллоидальному равновесию облачной массы:

1) одинаковость электрического заряда элементов облака, вызывающая отталкивание и таким образом противодействующая образованию капелек;

2) одинаковость величины облачных элементов;

3) одинаковость температуры облачных элементов;

что, вместе взятое, вызывает одинаковость поверхностного натяжения и одинаковость упругости пара над капельками, препятствующую диффузному переносу воды с меньших (или более теплых) капелек на более крупные (или более холодные);

4) однородность движения элементов облака, препятствующая слиянию капель при столкновении.

Обычно условия 1-е и 2-е встречаются во всех вновь образованных облачных массах, вследствие симметрии; условие 3-е безусловно встречается внутри такого облака; условие 4-е встречается в свободной атмосфере при устойчивой стратификации и, следовательно, ламинарном движении воздуха. С другой стороны, в настоящее время признано, что достаточно отсутствия одного из этих четырех условий, чтобы привести к «коллоидальной неустойчивости» облачной массы. Тогда некоторые облачные элементы будут увеличиваться за счет других и выпадать из облака; произойдет осаждение».

Наличие же этих четырех условий достигается лучше всего, повидимому, тогда, когда имеется незначительное пересыщение и когда охлаждение ниже тройной точки постепенно, равномерно и достаточно медленно. «Это происходит в *льдистых облаках*, растущих в условиях слабого пересыщения. Они образуются высоко над землей, следовательно, в воздухе, бедном парами, а поэтому составляющие облако кристаллики будут в большинстве значительно меньше, чем те, которые образуются при более значительном пересыщении из обильного пара. То же самое следут сказать о тех *кристаллических* [1]) *туманах*, которые создаются на суше в очень морозном воздухе, как это удалось подтвердить в Антарктике на обширных сплошных ледяных полях, весьма сходных с поверхностью суши: диаметр кристалликов обычно не превышал $^1/_3$ *мм*, а часто бывал и меньше» ([3], стр. 90).

Приведем еще соображение Добровольского о первичных стадиях роста капель и кристаллов льда в атмосфере.

«а) *Капли*. Если принять вместе с Вегенером, что первые зародыши капель в воздухе образуются исключительно под действием гигроскопических сил, то они растут с пересыщением воздуха, вместе с увеличением относительной влажности, пока не дойдут до величины, требуемой выражением Томсона, при которой они будут уже в состоянии существовать в равновесии с паром при данном давлении. После достижения этих томсоновских предельных условий, этого «порога ожижения», они смогут уже расти сами, без помощи гигроскопических сил: из стадии предварительного сгущения вступают в стадию собственно конденсации.

Время, в течение которого достигается «порог ожижения», зависит от степени пересыщения пара.

С этого момента капелька либо начинает исчезать, либо растет. Исчезает она, когда томсоновское предельное значение хоть немножко уменьшится — так, чтобы воздух для нее стал (вследствие увеличенной кривизны ее поверхности) хоть немного недосыщенным: тогда начинается испарение, вследствие этого она еще уменьшится, выпуклость ее еще увеличится, а от этого она снова будет сильнее

[1]) Иначе, «сухих». (*Б. В.*)

испаряться и т. д., пока не испарится целиком, если только ее не спасут гигроскопические силы. Так исчезает роса, точно так же расплывается в воздухе облако или туман, у которых прежде всего испаряются мельчайшие капельки, а самые крупные капли остаются до конца (как это видим в паре локомотива); те же капли, которые еще слишком малы для равновесия с паром, сжимаются во мгновение ока до размеров первичных «гигроскопических» зародышей. В противоположном случае, если томсоновское предельное значение будет хоть немного превышено и воздух станет для капельки (вследствие уменьшения кривизны) хоть немного пересыщенным, она будет постепенно расти. Она начнет поглощать избыток пара, а вследствие этого увеличиваться в объеме, становиться более выпуклой, поэтому вновь расти и т. д. Так растут капли росы. Таким же образом растут капельки облака или тумана. Однако в облаке одновременно увеличивается и скорость падения капель, и это именно ставит предел возрастанию их массы; дойдя до нижней границы тумана, капля достигает воздуха с относительной влажностью, меньшей 100%, и должна начать испаряться. Удастся ли ей достигнуть поверхности земли или же она полностью испарится уже в пути, это зависит от ее размеров, от высоты падения, затем от относительной влажности воздуха, через который она проходит.

b) *Атмосферные кристаллы*. Подобные же две стадии роста, стадию «вступительную» и стадию «собственно конденсации» следует допустить в основе и для атмосферного льда, так как кристаллы, подобно каплям жидкости, имеют свое поверхностное натяжение; равным образом подобной должна быть по существу своему характеристика каждой из этих стадий, а также общие условия исчезновения или нарастания кристалликов» [3], стр. 84—85).

Мы указали выше те четыре причины, которые «благоприятствуют коллоидальному равновесию облачной массы»; при нарушении хотя бы одного из этих условий может и даже должно наступить укрупнение одних элементов за счет других. Но Бержерон совершенно справедливо указывает, что «ни один из признанных до сих пор факторов облачной коагуляции не представляет собой универсальной причины разрешения настоящих осадков (настоящего дождя и снега). Или фактор действует только в определенное время (разность температур облачных элементов), или при аномальных электрических условиях (в электрическом поле, в 10 и более раз превышающем нормальное), или он может вызвать коагуляцию капелек размеров тумана и меньше, не вызывая образования больших капель (совместное действие капиллярных и гигроскопических сил и турбулентность), или он в общем неэффективен в отношении разрешения коагуляции (гидродинамическое притяжение между капельками, имеющими одинаковую скорость)» [2].

Поэтому Бержерон выставляет еще один фактор: «нахождение рядом элементов различных фаз, т. е. одних облачных элементов — в жидком, других — в твердом состоянии, при температурах ниже

точки замерзания» и делает попытку вычисления диффузного переноса воды с капелек на кристаллы в случае сосуществования тех и других в облаке. Он приходит к выводу, что, например, если в 1 $см^3$ имеется $4{,}2 \cdot 10^{-6}$ $г$ жидкой воды, распределенной на 1000 равноотстоящих капелек, и около середины этого кубика находится один ледяной кристалл, то «процесс переноса всего количества воды с капель на кристаллы (молекулярной диффузии) будет закончен приблизительно в 10—20 минут. Этим подтверждается, что эффект вполне может вызвать необходимое разрешение. Кроме того, увеличиваясь, он не противодействует самому себе, наоборот: так как кристаллов мало (кристаллы, образовавшиеся позже, будут слишком малы и, вероятно, вновь испарятся) и они падают через всю вертикальную толщу облака, они будут сильно расти, благодаря чему перечисленные выше эффекты будут постепенно входить в действие, непрерывно возрастать и участвовать в этой «бурной конденсации».

Этот «эффект ледяных ядер» будет также преодолевать всякое возможное стабилизирующее влияние других факторов. Таким образом я предполагаю, что почти все настоящие дождевые капли ($d > 0{,}5$ $мм$) и все снежинки образуются вокруг ледяных кристалло описанным выше путем».

Остановимся на вопросе о росте снежинок по мере их перемещения вниз. В этом отношении Добровольский обращает внимание на то, что выделение в облачной массе снежинок настолько большой величины, чтобы они более или менее быстро падали вниз, должно быть связано с достаточно большим пересыщением пара, не достигающим, однако, степени насыщения для переохлажденной воды. В таких случаях по его мнению «кристаллики образуются сразу в большом количестве, растут стремительно, поэтому в большинстве неравномерно и ввиду быстроты роста принимают вместо нормальной «полной» формы форму «скелетов», например, известные каждому звездочки снега. Подобно каплям, образовавшимся в подобных условиях, они будут очень различной величины. От такого ледового облака будут отделяться самые большие кристаллики, быстро падающие, образующие «полосы падения», либо испаряющиеся по дороге, либо, наконец, тающие в дождевые капли. Такие полосы, отделяющиеся в виде системы тонких волокон от более плотной части облака, очень часты в перистых облаках» ([3], стр. 91).

Таблица LIX

Скорости v падения капель воды

d	v_0	v_1	v_2	v_3
0,04	4,8	1,65	1,80	2,59
0,10	12,6	2,60	3,93	4,09
0,20	50,4	3,68	5,77	5,78
0,30	113,4	4,51	6,92	7,08
0,35	159,8	4,87	7,45	7,65

Сколько-нибудь достоверных данных относительно скорости падения снежинок почти нет, и можно сказать с уверенностью только, что она должна быть значительно меньше скорости падения капелек того же веса. Поэтому мы приведем лишь некоторые данные для капелек воды диаметра d. Здесь величины v_0 получены из

формулы Стокса и даны по работе Экснера [4], скорости v_1 вычислены в предположении пропорциональности их корням квадратным из радиуса; скорости v_2 наблюдены Шмидтом в лабораторных опытах[5]; скорости v_3 относятся к частицам воздуха, вытесняемым каплей при своем падении и близким к ее поверхности. Все скорости даны в *м/сек*, относятся к воздуху при давлении в 1 *am* и представляют собой, несомненно, предельные значения для скорости падения снежинок.

§ 2. Размеры и форма снежинок в связи с метеорологическими условиями на пути их падения

Величина выпадающих снежинок должна находиться в зависимости от температуры и упругости пара в том слое, откуда они начинают падать. Добровольский справедливо указывает, что «следовало бы создавать в лаборатории атмосферные кристаллы при разных температурах и разном давлении пара. Таких попыток еще не было. Стремились лишь в грубых чертах выразить зависимость между размером кристалликов снега и атмосферными условиями у поверхности земли. В самом деле, можно допустить ориентировочно, что чем выше температура отмечается на земле, тем более высокими температурой и упругостью обладает пар в облаке, в котором образуется снег, а чем больше давление пара, тем, естественно, более значительных размеров получаются кристаллы. Поэтому возможно изучать, по крайней мере, качественно, зависимость размеров кристалликов снега от температуры, отмеченной на поверхности земли во время их падения. Исследование это имеет одну трудность: формы кристаллов льда бывают весьма разные, поэтому нелегко сравнивать их один с другим с точки зрения размеров. Поэтому следует для сравнения или выбрать наипростейшую форму совершенно определенную, всегда одну и ту же — таковой является шестигранная, хорошо развитая пластинка, — или же сравнивать размеры различных геометрических форм» ([3], стр. 92—93).

Таблица LX

Размеры снежинок при различных температурах воздуха у поверхности земли по наблюдениям Добровольского

	θ		n	d (*мм*)
между	+ 1,0° и	— 2°,5	30	1,6
»	— 2,6° и	— 5°,0	13	1,6
»	— 5,1° и	— 7°,5	5	1,7
»	— 7,6° и	—10°,0	9	1,4
»	—10,1° и	—12°,5	6	1,3
»	—12,6° и	—15°,0	6	1,0
ниже	—15°		7	0,7

Таблица LXI

Размеры снежинок при различных температурах воздуха у поверхности земли по наблюдениям Вестмана [6]

θ	a (*мм*²)	N	n
— 3°	0,811	2	1
— 6°	0,256	3	1
—15°	0,002	1	1
—18°	0,084	35	7
—21°	0,056	20	5
—24°	0,034	9	4
—30°	0,028	20	1
—33°	0,016	2	1
—36°	0,017	3	1

Ограничимся приведением результатов измерений Добровольского (в Антарктике) и Вестмана (на Шпицбергене), в которых θ означает температуру воздуха на земле во время падения снега, n — количество наблюденных выпадений снега с шестигранными пластинками, N — число измеренных снежинок, d — средний диаметр пластинки, a — среднюю площадь (табл. LX и LXI).

Заметим, что Вестман получал площадь каждой отдельной шестигранной пластинки из измерений всех шести ее сторон и выводил среднее значение a по формуле

$$a = \frac{1}{2}\left\{\frac{\sum a_i}{N} + \frac{\sum \frac{a_i}{m_i}}{n}\right\},$$

где a_i — площадь отдельной пластинки, m_i — число пластинок данной формы, измеренных во время данного снегопада, n — число снегопадов.

Чтобы еще более оттенить зависимость размеров пластинок от температуры выпадения, Добровольский останавливается на наибольших и наименьших размерах одной какой-либо формы снега при наивысшей и наинизшей температурах на поверхности земли. При —3° наибольшая из наблюденных Вестманом шестиугольных пластинок имела поверхность 1,080 $мм^2$, наименьшая же 0,543 $мм^2$. между тем при морозе —36° площадь наибольшей пластинки не превышала 0,049 $мм^2$, площадь наименьшей снизилась до 0,001 $мм^2$.

Приведу еще из книги Мейера [7,8] таблицу размеров, составленную им по ряду источников (см. также примечание на стр. 338)-

Таблица LXII

Размеры снежинок по наблюдениям различных авторов

Авторы	Пластинки				Призмы				Иглы			
	Диаметр (мм)			Толщина (мм)	Длина (мм)			Толщина (мм)	Длина (мм)			Толщина (мм)
	сред.	макс.	мин.		сред.	макс.	мин.		сред.	макс.	мин.	
Фритш . . .	—	0,8	0,3	—	—	—	—	—	4,4	—	—	—
Ропер	0,8	1,1	—	—	—	—	—	—	—	4,4	0,4	0,2
Гельманн[1]) .	1,3	—	0,3	—	—	0,5	0,4	0,2	—	—	—	—
Гельманн[2]) .	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Добровольский . . .	1,3	3,0	0,3	—	—	2,0	0,5	—	—	—	—	—
Вестман . .	0,33	1,29	0,05	(0,08)	0,11—0,34	0,40—0,82	0,08	0,04—0,14	0,72	2,32	0,18	0,07

Интересен способ, которым Вестман находил среднюю толщину звездочки. Он определял вес некоторого числа звездочек, у которых

[1]) По микрофотографиям.
[2]) Из непосредственных наблюдений.

он предварительно измерил величину поперечных размеров. Сравнивая этот вес с весом, который получился бы, если бы вместо звездочек имелись шестиугольные пластинки с тем же поперечником и толщиной, он вычислил, что звездочка с шестью лучами вместе с разветвлениями занимает в среднем около 0,4 всей поверхности шестиугольника, охватывающего концы лучей, и отсюда находил среднюю толщину звездочки.

Мы оставим в стороне вопрос об отклонениях шестигранных пластинок и шестилучевых звездочек от правильной формы [1]) и, переходя к вопросу о зависимости величины и вида снежинок от метеорологических условий, начнем с некоторых сводок, приводимых Добровольским (стр. 171—172), и с его соображений по поводу их.

Таблица LXIII

Числа наблюденных снежинок различных видов в зависимости от температуры

a) По Рореру [10]

Температура воздуха	Игольчатые	Стержневидные	Пластинчатые
от +0°,5 до 0°		23	22
от 0° до −7°,4		7	40
от −7°,5 до −17°,5		1	74

b) По Добровольскому [3]

Температура воздуха					
от +1°,0 до − 2°,5	136	92	137
от −2°,6 до − 5°,0	38	41	100
от −5°,1 до −10°,0	26	52	107
от −10°,1 до −15°,0	3	28	86
ниже −15°	3	0	24

c) По Бентлею [11]

Температура воздуха					
от − 9°,4 до −15°,0	2	15	33
от −15°,0 до −23°,3	3	8	58

Таблица LXIV

Виды снежинок в зависимости от метеорологических условий по Шукевичу [12]

Вид кристаллов	Число наблюдений	Высота облаков, м	На высоте облаков		Внизу	
			темп.	влаж. %	темп.	влажн. %
Стержневидные . .	10	330	−4°,8	96	−2°,0	87
Пластинчатые . . .	16	400	−9 ,5	96	−7 ,1	85
Звездчатые	16	540	−9 ,0	94	−6 ,0	77

«Что касается кристаллов льда, то таблица Ропера показывает, что по мере того, как температура воздуха, наблюдаемая на уровне станции, понижается, частота иголочек относительно частоты пластинок быстро уменьшается (Ропер не отличал стерженьков).

[1]) Некоторые соображения об этом см. [9], стр. 34 и 74—75.

Наблюдение Добровольского показывает, что, по мере того как температура падает, частота иголочек снега уменьшается наиболее сильно, частота пластинок — более медленно, а частота стерженьков оказывается средней между ними; средняя температура выпадения пластинок была —5°,9, выпадения стерженьков —4°,4 и выпадения иголочек —2°,4.

По таблицам Бентлея по мере того как температура падает, начиная с —9°,0, частота пластинок снега увеличивается, стерженьков — уменьшается, иголочек — остается примерно той же.

По данным Шукевича палочки снега появляются при температурах более низких, чем другие формы (в среднем при —7°,9 на уровне станции); пластинки — при температурах, гораздо более низких, чем стерженьки.

Наблюдения Вестмана показывают, что «температура в —20° составляет, повидимому, предельную температуру. . . выше этой температуры звезды часты, пластинки и призмы (т. е. стерженьки) редки, тогда как ниже —20° проявляется противоположное».

Что касается кристаллов инея и изморози, то Бентлей [13] утверждает, что тип пластинок появляется при температурах относительно низких, иголочки и стерженьки без пустот (solid columns) — при температурах, очень низких, стерженьки с пустотами (hollow columns) — при температурах относительно высоких. По наблюдениям Принца стерженьки появляются при влажной и относительно теплой погоде, а пластинчатые формы (включая пирамиды с пустотами, trémies) — при относительно сухой и холодной погоде.

Аббе был первым, у которого появилась мысль рассматривать некоторые непостоянные газы атмосферы, как возможный фактор разнообразия в внешнем виде кристаллов льда. В своей рецензии [14] на работу Бентлея он говорит: «В настоящее время нет больших надежд на получение из этого исследования каких-либо дополнительных сведений относительно температуры, влажности и давления, преобладающих в то время, когда они (снежные кристаллы) образуются. Кажется. . . гораздо более вероятным, что малые количества других газов и паров, случайно находящихся в атмосфере, могут оказывать большее влияние на их формы, чем давление, влажность и температура».

Приводя эти слова, Добровольский ([3], стр. 173) добавляет: «Бентлей призвал на помощь влияние атмосферного электричества, но эта гипотеза осталась висеть в воздухе».

Замечу, что то же, что говорит Добровольский о предположении Бентлея, можно было бы сказать и о признаваемой им за вероятную гипотезе Аббе о влиянии посторонних газов. Упомянув о мало обоснованных взглядах Шедда [15] на ход развития снежинок, приведем еще мнения Райта и Пристлея [44] о местах (с метеорологической точки зрения) выпадения снежинок различного вида и таблицу, составленную Бержероном [1,2].

Мнение Райта и Пристлея по локализации мест выпадения снежинок различной формы сводится к следующему:

«Местные бури и низкие отдельные тучи дают обыкновенно хрупкие пластинчатые формы или зернистый тип кристаллов. Стержневидные и плотные пластинчатые формы обычны лишь для общих бурь.

Каждый слой облаков в мягкую погоду, и если нет других облаков, обычно осаждает свой собственный тип снежинок.

I. Низкие разорванные дождевые облака осаждают большие хрупкие пластинчатые формы с разветвлениями.

II. Промежуточные облака осаждают пластинчатые формы с разветвлениями меньших размеров с плотными гексагональными центрами.

III. Высокие перисто-слоистые дают небольшие компактные пластинчатые и стержневидные формы».

Таблица LXV

Элементы облаков и форма осадков из них по Бержерону

№ по пор.	Элементы	Соответствующий вид осадков	Главное оптическое явление	a) Конвективное облако	b) Слоевое облако
I	Простые кристаллы	Ледяные иглы	Гало и пр.	Ci cu	Cist neb
II	Кристаллы и скелеты	Сухая снежная пыль	Слабое или неправильное гало	Ci unc	Cist Stcu Ast
III	Скелеты и капельки тумана	Снежинки и снежная крупа	Солнце в виде туманного пятна	Cunb (зима)	Ast
IV	Капельки тумана	Сухой туман	Венцы	Cu	St-Stcu, Acu
V	Капельки мороси	Влажный туман, морось	Иризация (туманная радуга)	Cu, Cunb	St-Stcu, Acu
VI	Капельки дождя	Дождь или град	Радуга	(лето)	Nbst

Я не имел возможности познакомиться с работой Робича и Департа [16] об условиях выпадения различных форм снежинок, но думается, что по отношению ко взглядам на возникновение и рост кристалликов льда в атмосфере можно и теперь присоединиться к заключительным словам доклада Бержерона:

«Теории, от которых в какой-то момент отказались, могут снова получить большое значение. . . и целиком односторонние теории наименее полезны в нашей исключительно сложной науке».

В последние годы произведен ряд очень существенных исследований Накайя [45] над свойствами и условиями образования снежинок, с работами которого мне пока удалось познакомиться только по реферату Зелигмана [46], заключающему в себе, кроме изложения результатов Накайя, некоторые интересные соображения самого Зелигмана. О разнообразии этих «физических исследований над падающим снегом» можно судить хотя бы по названиям части работ Накайя: «Об

электрической природе снежных частиц», «Одновременные наблюдения, массы, скорости падения и формы отдельных снежинок», «О соответствии между кристаллами снега и изморози», «Об искусственном получении кристаллов инея с указаниями на механизм образования снежинок», «Общая классификация снежинок и частота их выпадения».

Из первой работы заимствуем указание, что «число отрицательно заряженных снежинок вообще далеко превышало число положительных, составляя 63% общей суммы в 1474 наблюденных снежинок». Вторая работа дала следующие результаты для диаметра, массы и скорости падения снежинок различных типов.

	Диаметр *мм*	Масса *мг*	Скорость *см/сек*	Отношение скорости падения снежинки к скорости падения соответствующей капли
Иглы	1,53	0,004	50	1/2
Сплошные дентриты . . .	3,26	0,043	31	1/6
Разветленные дентриты .	4,16	0,146	57	1/5
Отдельные звездочки [1]) . .	2,15	0,064	50	1/4
Звездочки с капельками .	2,45	0,176	100	1/5
Крупа	2,13	0,80	180	1/2,5

Накайя получил также, что «средняя толщина дендритовых звездочек равна 0,011 ∓ 0,0015 *мм* и удивительно постоянна (наименьшая равна 0,009, наибольшая 0,015 *мм*), хотя диаметр измеренных звездочек изменялся от 2,35 до 5,0 *мм*».

Что касается общей классификации Накайя, то она является типично морфологической, причем сам автор считает ее особенностью то, что он наряду со звездочками ставит «неправильные плоские кристаллы и кристаллы, состоящие из пространственного соединения плоских ответвлений, так как, на самом деле, они не менее часто встречаются».

§ 3. Алмазная пыль

Прежде чем переходить к другим видам атмосферного сублимационного льда, остановимся на разновидности снега, носящей название «алмазной пыли» и характеризуемой Зелигманом [17], как «чрезвычайно красивое явление, иногда наблюдаемое в Англии и Центральной Европе, но обычно в полярных странах, Сибири и Северной Америке, — явление *алмазной пыли*, состоящей из мельчайших снежинок, настолько невесомых, что они кажутся скорее плавающими в воздухе, чем спускающимися к земле. Они невидимы, и их присутствие постигается только, если наблюдатель обращает свой взгляд к солнцу и слегка ниже его, где они отражают солнечные лучи».

[1]) «Sundry small flakes», но на снимках Накайя, приводимых Зелигманом, слово «flakes» стоит под типичными звездочками.

Недавнее описание мелкого дождя, выпавшего в Англии из безоблачного неба [18], навело меня на соображение, что эти частицы были результатом конденсации, обязанной, может быть, температурной инверсии или какому-либо другому необычному состоянию дел. Я обнаружил потом, что на самом деле было так. «Алмазная пыль наблюдалась в северной Германии во время температурной инверсии, при которой отсчет термометра внизу был —20°. При температуре верхнего воздуха в —10° и при допущении, что благодаря диффузии пара в обоих слоях относительная влажность всего в 10% в теплом слое представляла бы относительную влажность в 110% по отношению ко льду в холодном слое вблизи поверхности земли. При таких условиях можно вполне легко понять обильную сублимацию в более холодном слое. При этих условиях мелкий дождичек без облаков получился бы при более высоких температурах.

Алмазная пыль всегда связана с весьма низкими температурами у земли, и хотя она часто сопровождается инверсией, но легко себе представить, что небольшие выделения алмазной пыли могут легко случаться и без нее.

Цитированное выше описание дождичка заключает в себе следующие строки: «Естественно возникает вопрос, не может ли происходить образование осадков в чистом воздухе без перехода через начальную форму элементов воздуха чаще, чем это обыкновенно предполагается», — и я думаю, что это весьма правдоподобно.

Однажды я видел алмазную пыль в Альпах на высоте $1^1/_2$ тысяч метров в прекрасную погоду чрез двадцать четыре часа после сильной снеговой бури — и вполне допустимо, что образующаяся при этих условиях алмазная пыль обязана своим происхождением присутствию снежинок, весьма раздробленных ураганным ветром и слишком мелких, чтобы опускаться на землю. Алмазная пыль часто наблюдалась после больших бурь, и поэтому возможно, что явление алмазной пыли может зависеть от двух совершенно различных причин.

Интересно отметить, что в обоих приведенных случаях на уровне земли был штиль. Упомянутый случай в Альпах особенно интересен в этом отношении потому, что хотя не ощущалось ни одного дуновения ветерка, пыль, как можно было заметить, медленно проплывала влево от наблюдателя, а затем поворачивала и медленно проплывала направо от него, меняя направление приблизительно каждые полминуты, что можно объяснить колебаниями в незаметной циркуляции воздуха.

Моусон [19] указывает, что размер частиц алмазной пыли, какие он наблюдал в Антарктике, около сотой дюйма ($^1/_{25}$ *мм*) в диаметре, но я думаю, что они должны быть часто меньше этого» ([17], стр. 41—42).

§ 4. Хлопья снега (*по Добровольскому*)

«В полярных странах на высоких горах чаще всего, в странах же умеренных лишь при крепчайших морозах, снег падает мелкий,

в отдельных кристалликах, либо в сплошных правильных и неправильных сростках, иногда даже в «полных» кристаллах, следовательно, выросших при небольшом пересыщении. Однако чаще всего в нашем поясе снег падает в больших свободных соединениях кристалликов — в хлопьях.

Можно сразу предвидеть условия, в которых образуются хлопья снега. В самом деле, прежде всего для того, чтобы кристаллики могли сталкиваться между собой в большом числе, снег должен быть обильный, т. е. воздух должен быть богат паром, а для того, чтобы кристаллы могли слепляться между собой в свободные соединения, благодаря волосности прилегающих к ним капелек воды [1]), снег должен быть по крайней мере частично в состоянии таяния. Другими словами, снег в хлопьях должен образоваться при температуре и давлении тройной точки или же при условиях, очень близких к этому.

И на самом деле снег выпадает обыкновенно при температурах, близких к нулю, хлопьями, и это — обычная форма снега в наших краях, где снег в общем во время сильных морозов случается редко. В противоположность этому в полярных странах, особенно в южных льдах, где даже в середине лета господствуют зимние холода, снег хлопьями бывает относительно редким явлением. Во время зимовки «Бельгики» среди замерзших волн Антарктики, — следовательно, в климате скорее морском и влажном, — снег из мелких кристалликов я отметил 890 раз, снег хлопьями около 283 раз, причем 83% — между $+1°$ и $-5°$.

Легче всего, очевидно, хлопья образуются из тех кристаллов, форма которых позволяет им легче всего сцепляться между собой, следовательно, в первую очередь из звездочек, а именно звездочки образуются чаще всего при небольших морозах. Эти скопления кристалликов доходят иногда до громадных размеров. В тихий декабрьский вечер 1892 г. в Гласхютте на Саале падали медленно, но густо легкие, пушистые комья снега диаметром от 8 до 12 *см*, которые, выпав на землю, покрыли ее на некоторое время оригинальной кучей белых шариков.

Горизонтальный поперечник больших хлопьев снега бывает всегда больше вертикального, а края их, вследствие сопротивления воздуха, загибаются часто вверх.

Во время падения хлопья медленно вращаются вокруг вертикальной оси и никогда не вращаются вокруг горизонтальной.

При путешествиях на воздушном шаре часто есть возможность присутствовать при постепенном образовании хлопьев. Так, в известном полете 8 ноября 1868 г. из Ла-Вилетт, когда на землю падали тяжелые хлопья снега, Тиссандье лично проследил подробное их развитие: по мере того как он подымался, хлопья постепенно уменьшались, а на высоте 2100 *м* его окружала только мгла из маленьких

[1]) Автор упускает из вида возможность объяснения слипания отдельных снежинок режеляцией. (*Б. В.*)

кристалликов, причем термометр показывал около —1° (близость к тройной точке); когда он опускался к земле, то наблюдал ту же последовательность, но только в обратном порядке» ([3], стр. 91).

§ 5. Крупа (*по Добровольскому*)

«Во всякой туче смешанного типа кристаллики льда постоянно увеличиваются, капельки воды постоянно уменьшаются; кристаллики становятся тяжелее капель и начинают падать быстрее. При своем падении они будут сталкиваться с капельками, превращая последние своим прикосновением в ледяные зерна, будут обволакиваться зернистой оболочкой инея [1]), вследствие чего снова будут увеличиваться в массе, скорее падать, сильнее обрастать зернистым инеем, так что, наконец, первичный кристаллик полностью теряется в скоплении зерен, преобразовывается в зернистый комочек — в *крупу*. Естественно, за все это время он растет равным образом и от пара, насыщающего смешанное облако.

Что происхождение и развитие крупы, действительно, таково, я имел возможность доказать с определенностью и подробно многократными своими наблюдениями в Антарктике.

Я находил всевозможные переходы от звездочек, едва припорошенных микроскопическим роем зернышек и поэтому молочно-белых или же как бы обсыпанных мукой, до собственно крупы — бесформенных зернистых масс, закругленных или грубо пирамидальных.

Переходы эти я замечал в одном и том же выпадении крупы последовательно в следующем порядке: сперва комочки типичной крупы, за ними двухполюсные катышки, постепенно все более и более сплющенные, затем комочки, в грубом приближении шестигранные, затем деформированные звездочки с лучами, слепленными зернистой массой, и в конце — звездочки, едва припорошенные. Постепенный рост и обесформливание инееобразных кристалликов читатель легко себе представит, сопоставляя различные соседние кристаллики на рис. 109 [2]).

Таково происхождение самого обычного типа зернистой крупы, относительно плотно сбитой и тяжелой. Иногда, однако, падает крупа легкая — комки, слабо связанные, как бы из пуха или муки. Эти образования происходят, подобно тяжелой крупе, из пластинок снега, покрывающихся постепенно инеем в среде капелек; однако в этом случае покрытие инеем имеет другой вид: здесь имеет место не наложение слоев зернышек, но легких ледяных *перышек* или осаждение еще более нежных *кустиков*, неправильно разветвленных

---

[1]) Совершенно так же, как поверхность земли обволакивается оболочкой инея из навеянного на нее переохлажденного тумана.

[2]) Что зародышами крупы чаще всего бывают звездочки снега, а также, что развитие крупы основывается на осаждении инея на основании этих пластинок, доказывает размер комочков крупы от 2 до 5 *мм* в диаметре; в этих же границах колеблются обычно и поперечные размеры звездочек снега.

во всех плоскостях. Почему один раз образуется зернистый, плотно сбившийся иней, в другой раз — легкие перышки или кустики, зависит, вероятно, во-первых, от того агента, за счет которого кристалл преимущественно разрастается: от пара ли из воздуха или также от капель, облепляющих его и замерзающих на нем, зависит далее от обилия и размеров капель и, наконец, от степени пересыщения» ([3], стр. 96).

Указав на классификацию Вегенера [20], разделяющего крупы на обычную тяжелую — типа гололедного Frostgraupel — и легкую — типа инея Réifgraupel — и сделав некоторые замечания по этому поводу, Добровольский продолжает:

«В различных тучах кристаллы, покрытые инеем, — начальная стадия образования крупы — доходят до весьма различной степени развития. Один раз выпадают исключительно кристаллы, только слегка покрытые зернами — случай, наиболее часто встречающийся; другой раз — исключительно переходные виды между звездочкой и крупой; наконец, типичная крупа, иногда тяжелая, иногда легкая. Очевидно, что это зависит прежде всего от густоты капелек и от достаточного запаса пара, затем также от длины пути, который кристаллы проходят вниз в пространстве, полном капелек и насыщенном парами, и затем от плотности тумана. Поэтому-то крупа редко падает (а если падает, то обычно слабо развитая) из «слоистых» облаков, широких, но относительно тонких, обычно же — из туч, менее обширных, зато имеющих громадную толщину, — из «кучевых» облаков. Начинает она свое развитие там, где кристаллики уносятся вверх вместе с переохлажденными каплями [1]), следовательно, в верхних частях тучи [2]); покрытые инеем кристаллы проходят вниз сперва через этот ледяноводный слой, затем уже, став более тяжелыми, падают сквозь толстый слой исключительно из переохлажденных капелек.

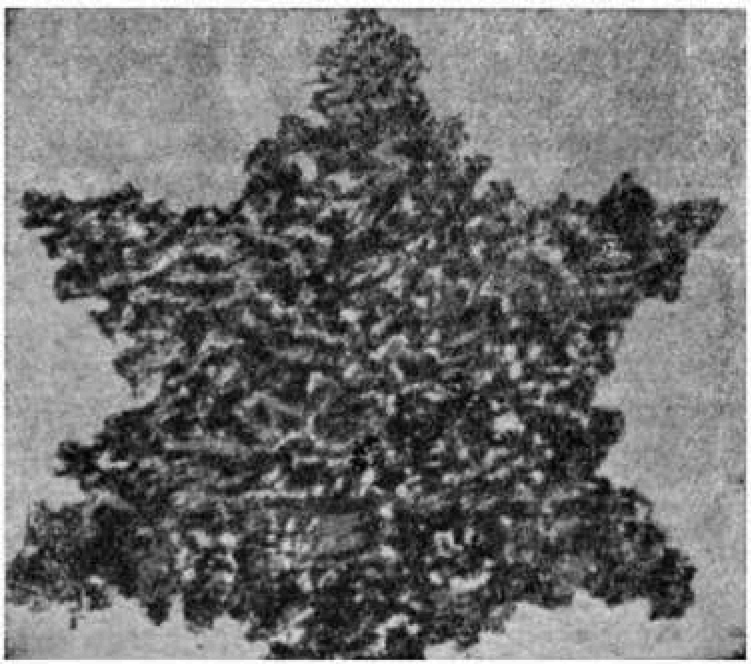


Рис. 109. Развитие комочков крупы из кристалликов снега (звездочек), покрытых зернистым инеем (по Добровольскому).

Чем большей толщины будет этот слой, тем большие размеры принимает развитие крупы, что опять-таки зависит от общей толщины

[1]) Или хотя бы с каплями при температуре тройной точки — третья стадия образования атмосферных осадков см. стр. 309 (*Б. В.*)

[2]) На вершине Зонннблика во время бурь почти всегда падают одновременно: кристаллики снега, переохлажденные капли и крупа [21].

нулевой изотермы. Такие облачные скопления возносятся тем выше, чем стремительнее подъем воздуха; воздух же с тем большей скоростью уносится вверх, чем он теплее, чем больше пара может он вследствие этого содержать. Поэтому зародышем крупы бывает чаще всего звездочка, разветвленная на шесть лучей — вид снега, наиболее крупного, образующегося в воздухе, богатом паром (Добровольский, Бентлей). Поэтому-то крупа в большинстве случаев держится в тех пространствах, через которые передвигаются барометрические минимумы, а управляет ею всегда вихрь, характеризующий вращение воздуха. Поэтому-то она представляет собой явление главным образом дневное, а не ночное, ибо подъемы более теплого воздуха имеют место главным образом в течение дня, когда солнце нагревает землю и нижние слои воздуха и когда вода испаряется сильнее всего. Поэтому-то чаще всего, почти непрерывно, крупа образуется в мощных летних тучах, и если редко доходит до низин в эту пору (тая в нижних теплых слоях и выпадая в виде капель), то на горах выпадение ее летом вполне характерно [1]); сезоном же, когда на низинах крупу можно наблюдать чаще всего, является ранняя весна, — не осень, потому что осенняя нулевая изотерма подымается значительно выше, чем весенняя, почему градиент падения температуры снизу вверх — причина подъема воздуха — значительно меньше.

Воздушные полеты подтвердили присутствие крупы у вершин всяких достаточно больших размеров кучевых облаков. Убедиться, однако, определенно, за счет чего образовались отдельные комки крупы — за счет переохлажденных капель или за счет пара, — очень трудно, так как крупа поглощает окружающую ее влагу и особенно пар с большой жадностью. Это тем более трудно в связи с тем, что существуют необычайно малые капельки. Так, в Гренландии А. Вегенер в течение более чем десятка часов был погружен в туман — наземное облако, с вершин которого падала крупа, — и тщетно искал в нем капелек, несмотря на то, что белая радуга явно свидетельствовала о тумане» ([3], стр. 98—100).

§ 6. Иней и изморозь

Иней и изморозь — атмосферный лед, выделяющийся на земных предметах, имеющих температуру ниже температуры тройной точки, из водяного пара, упругость которого меньше упругости водяного пара в тройной точке.

Иней и изморозь различают не по внешнему виду, а по условиям, в которых они получаются. Иней осаждается при охлаждении поверхности тел путем лучеиспускания преимущественно на предметах, обладающих хорошей теплопроводностью и малой теплоем-

[1]) Плато гор и вершины — вот собственно родина крупы. До низких уровней крупа доходит лишь в относительно холодные дни, когда изотерма, над которой одновременно носятся кристаллы снега и переохлажденные капельки, подымается не очень высоко ([21], стр. 440; [22], стр. 46; [23], стр. 19).

костью, — с тех сторон, с которых они в безоблачную ночь свободно испускают свою теплоту в пространство. Изморозь осаждается главным образом на предметах с плохой теплопроводностью и большой теплоемкостью, запасающих в себе большое количество холода и медленно его отдающих, — осаждается или во время смены холодной погоды менее холодной и при теплом и сравнительно влажном ветре или, обратно, во время смены теплого и влажного ветра, несущего насыщенный парами воздух со взвешенными в нем более холодными частицами тумана.

Интересно при этом, как на осаждение изморози влияет кривизна поверхности. Наблюдения показывают, что изморозь садится тем лучше, чем тоньше предмет, на котором она образуется: на стеблях растений, на траве, на сжатом поле, на ветвях деревьев — особенно деревьев с тонкими и многочисленными разветвлениями: береза, ива, хвойные — и на кустарниках.

Приведу в качестве примера одно из наблюдений И. Пульмана, сделанное в б. Курской губ. в марте 1907 г.:

Диаметр прута в *мм* . . .	1	2	4	10	50	100
Высота изморози в *мм* . .	7	7	6	5	2	0,5
Вес изморози в *г/мм* . . .	12	13	14	19	25	10

Числа эти показывают, что на толстых ветвях (особенно ясно это при гладкой коре) изморозь почти отсутствует, но что на тонких веточках она осаждается в большом количестве.

Ту же характерную особенность образования изморози случилось наблюдать однажды мне [24] как на узких предметах (веточки, проволока), так и на более широких — до деревянного афишного столба включительно. При этом я подметил некоторую закономерность, которая нагляднее всего иллюстрируется примером такого цилиндра большого радиуса (рис. 110): на нем почти не было изморози ни прямо с подветренной стороны, ни в тех его зонах, где ветер обтекал его поверхность по касательным; наибольшее же (точнее, наименее ничтожное: по 1—2 «инеинке», кристаллику инея, на 1 $см^2$) количество инея было на угловом расстоянии градусов в 30—40 по поверхности цилиндра от этих касательных. Сопоставляя это обстоятельство с вероятным направлением «линий тока» воздуха, я усмотрел в этом подтверждение моего предположения, что сублимация водяных паров должна происходить в местах наибольшего адиабатического (происходящего без притока тепла извне) расширения воздуха, так как результатом такого расширения является охлаждение. Это охлаждение приводит к увеличению степени насыщения воздуха водяным паром, иначе говоря, к повышению относительной

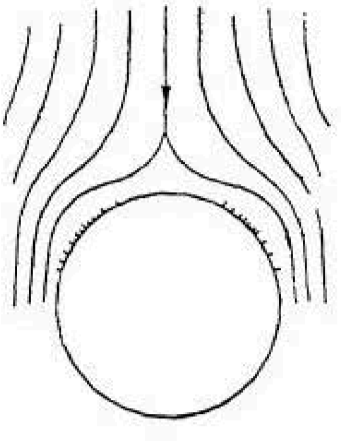


Рис. 110. Осаждение изморози на цилиндрах большого радиуса.

влажности, а в случае вполне достаточного количества влаги приводит к пересыщению воздуха ею.

Иней и изморозь подобно росе обладают сравнительно большим содержанием азотистых соединений, но они вообще гораздо менее обильны, чем росы, и в весьма редких случаях падают и присоединяются тем самым к снеговому покрову (в противоположность росе, которая зачастую впитывается почвой). Поэтому практического интереса ни самое осаждение их, ни вопрос о каком-либо использовании их или борьбы с ними не представляют.

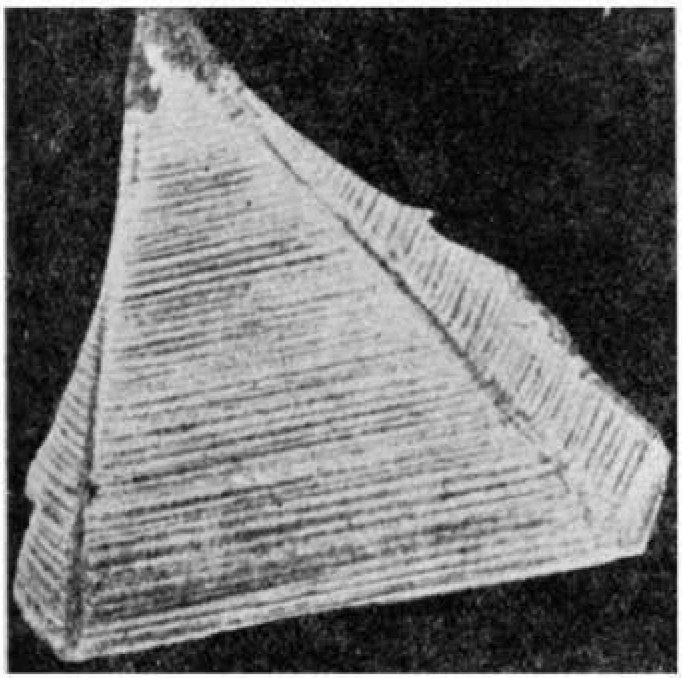


Рис. 111. Изморозь на столбе.

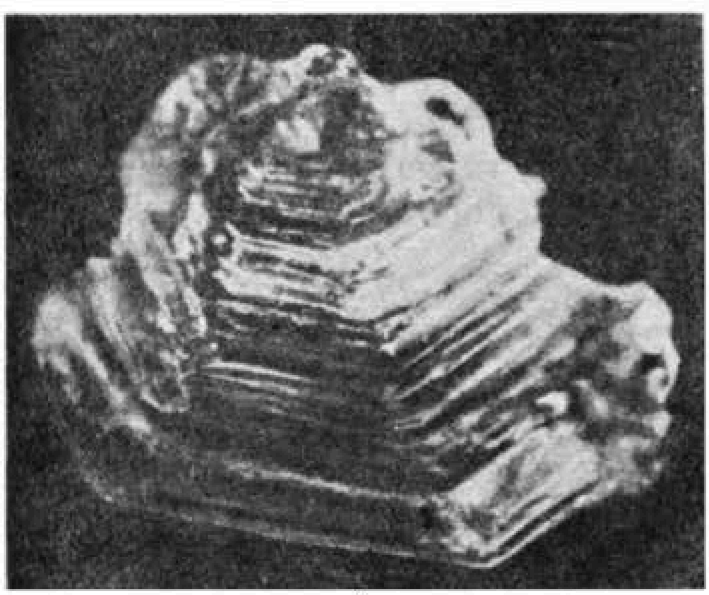
Некоторое значение имеют иней и изморозь в качестве местного признака предсказания погоды, но все-таки в настоящей монографии о льде можно отвести вопросу об инее и изморози значительно меньше места, чем ему отводит, например, Добровольский ([3], стр. 267—292). Последний обращает внимание на то, что кристаллы снега мы наблюдаем уже образовавшимися, так как облака, где они зарождаются, трудно доступны; иней же и изморозь образуются на земле, и мы нередко можем следить за их возникновением и различными стадиями их роста. Поэтому, например, «внутренние ямки, как признаки законченных образований, в инее редки, зато часты первичные звездочки, и еще молодые «скелеты» без внутренних рисунков... При сильном излучении и предшествовавших морозах кристаллы инея могут образовываться очень быстро, в виде очень неполных форм весьма мелких скелетов. Если быстрота роста кристалла по отношению к скорости диффузии не очень велика, тогда есть время образоваться и развиться сравнительно длинным ветвям инея, добывающим себе достаточное питание. В противном случае получается щетина из коротеньких веточек» ([3], стр. 273—274).

Основные формы кристаллов инея и изморози —те же, что у снега — пластинки, стерженьки, иглы, — но пластинки получаются (повидимому, в связи со значительным уменьшением скорости движений воздуха в том лесу кристаллов, каким является инеевый или изморозный покров) более разнообразные и иногда довольно больших

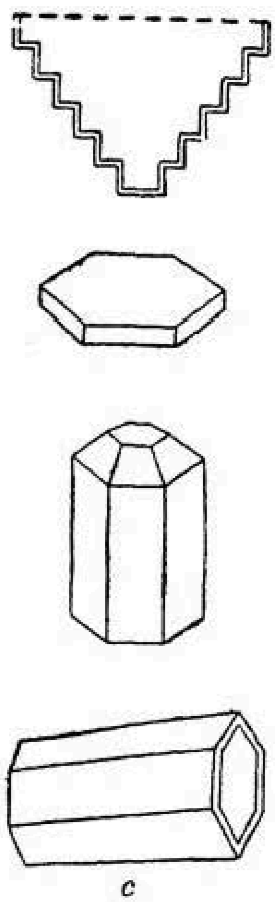
размеров, если говорить об индивидуальных сростках, а не о суммарной мощности их совокупности. Последняя в случае изморози, рост которой поддерживается постоянным односторонним притоком новых влажных и менее холодных масс воздуха, — может достигать колоссальных размеров, как видно из рис. 111, изображающего изморозь на столбе и наглядно показывающего увеличение скорости потока воздуха по мере удаления от земной поверхности.



a



b



c

Рис. 112. Кристаллы инея: (*a*) — снимок Бентлея; × 20, (*b*) — снимок Зелигмана; (*c*) — схема различных кристаллов инея.

В качестве доказательства разнообразия кристаллов инея — вплоть до воронкообразных пирамид и трубкообразных призм — приведу рис. 112 (*a*—*c*).

Особенно интересными образованиями являются стерженьковые кристаллы инея, обращавшие на себя не раз внимание наблюдателей. Приведем ниже выдержки из некоторых описаний таких кристаллов [25, 26, 27], упомянув также о наблюдениях Аббе [28] над образованием столбчатого льда в песчаной почве.

«Летом 1920 г. минералогической экспедиции академика А. Е. Ферсмана в Хибинские горы Кольского полуострова удалось наблюдать чрезвычайно интересное явление кристаллизации льда.

«По утрам, после ясных морозных ночей, мы наблюдали на площадках многочисленные тонкие иголочки льда, стоящие вертикально в виде изящных, блестящих на солнце стебельков. На концах своих они несут песчинки и гальки различной величины, которые они, вырастая, подняли с земной поверхности. Они с первого взгляда мало заметны под такой почти сплошной крышкой галек, и лишь вблизи бывает видно целое поле прозрачных ледяных иголок.

«Эта интересная форма кристаллизации льда встречается не только в Хибинах; она, повидимому, довольно распространена не только на севере, но и в умеренных странах. Наблюдали это явление в Бугульминском уезде б. Самарской губернии и в высоких областях Альп, Н. И. Прохоров встречал его на Амуре. По словам Хогбома на многочисленных шведских болотах образуются иногда целые заросли таких же тонких ледяных игол, накрытых сверху гальками и песчинками.

«Длина ледяных кристалликов бывает различна: то они достигают лишь 1—2 *см*, то вытягиваются до 10 и даже до 12 *см*, особенно длинные волокна можно видеть в защищенных от ветра местах, под большими камнями, в углублениях. В толщину иголочки имеют лишь $^1/_4$—$^1/_2$ *мм*.

«Ледяные стебельки редко стоят поодиночке, неся на своих концах мелкие песчинки. Обыкновенно несколько срастаются вместе в столбик и сообща подымают гальку. Под более крупными камнями, до 12—15 *см* в диаметре, кристаллики не срастаются группами, а располагаются сплошным бордюром по краям камешка. Иногда, повидимому, у растущих игл нет достаточно силы поднять такую гальку с земной поверхности, и они приподымают ее лишь с одного края.

«В Японии такие стебельки являются не менее распространенными и хорошо известны под названием «симо-басира» (бруски инея).

«Мелкие, тонкие — казалось бы, ничтожные — иголочки льда все вместе, сообща, совершают значительную работу постепенного перемещения галек. Подымая их на своих головках, кристаллики утром при таянии слегка изгибаются навстречу солнцу, и гальки падают уже не на то место, откуда лед их поднял. Так, понемногу, день за днем, кристаллики сортируют почву, на которой вырастают, выдвигают более крупнозернистые составные части ее и передвигают их по глинистой поверхности площадок к востоку» [25].

Академик А. Е. Ферсман делает вполне правильное добавление к этому описанию:

«Почему образуются эти ледяные стебельки — вопрос, на который мы имеем много ответов, но ни одного, который бы полностью выяснил это странное, но красивое явление» [26].

Приведем еще наблюдение Чирвинского 9 ноября 1935 г. над таким льдом в долине Кукисвум (хибинские тундры, недалеко от Кольской базы Академии наук).

«Стебельки представляют собой ледяные иглы длиной до 8—11 *см* при толщине 0,5—1,0 *мм*. Они стоят вертикально и сливаются между собой в рыхлые слегка слоистые корки, напоминающие строением кондитерские соломки (рис. 113). Иглы иногда бывают изогнуты. Поперечные сечения игол — треугольные, прямоугольные и неправильные при спайке нескольких игол в кристаллографически сходном положении (гомеотропия). Иглы прозрачны, но все сооружение в целом кажется мутно-белым. Наблюдались случаи, когда один пласт игол стоял не прямо на почвенном слое, а один на другом (двухъярусная корка), причем в промежутке были землистые примеси. Между иглами неправильные пустоты — трубки и пещеры (последние до 5—10 *см*), что делает корки особенно хрупкими. Иногда иглы оканчивались на свободных концах приостряющими гранями (повидимому, острыми ромбоэдрами). В пустотах встречены мелкие кристаллики (1—2 *мм*) льда другого облика: гексагональные пластинки из гексагональной призмы базиса, дающие сростки. Таким образом эти кристаллики, ясно возогнанные, не вытянуты, а сплюснуты по вертикальной оси. Вся корка по своему строению напоминает призматическое строение тающей речной льдины, где призмы тоже располагаются перпендикулярно к поверхности охлаждения и к «субстрату», т. е. в последнем случае к поверхности водного зеркала. Когда идешь по таким коркам, даже немного припорошенным снегом, нога проваливается, и в проломе эти корки хорошо видны.



Рис. 113. Шестовато-волокнистый лед (снимок П. И. Семенова, посредине — карандаш).

Играли ли при образовании корок волокнистого льда явления ритмической диффузии типа, как в кольцах Лизеганга (мнение некоторых авторов), сказать с уверенностью нельзя, но не исключена возможность, что для мягких мокрых грунтов этот случай полностью не исключен» [27].

§ 7. Морозные узоры на окнах

Особый случай инея представляют узоры, которые появляются на окнах в мороз. Хотя эти узоры и нельзя рассматривать, как лед

в смысле воды в твердом состоянии *в природе*, но о них стоит упомянуть, потому что этот случай сублимации водяного пара — явление,



Рис. 114. Дендритовый морозный узор на окне (снимок Бентлея).

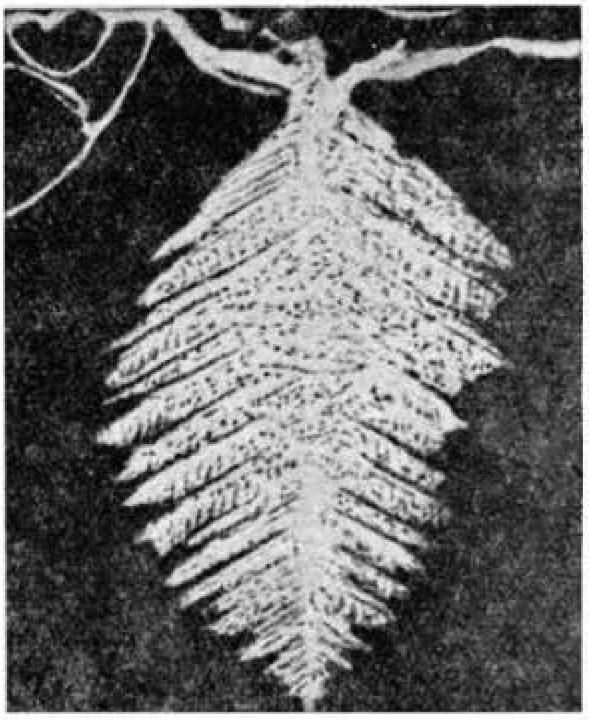


Рис. 115. Дендритовый морозный узор на окне (снимок Сигсона).

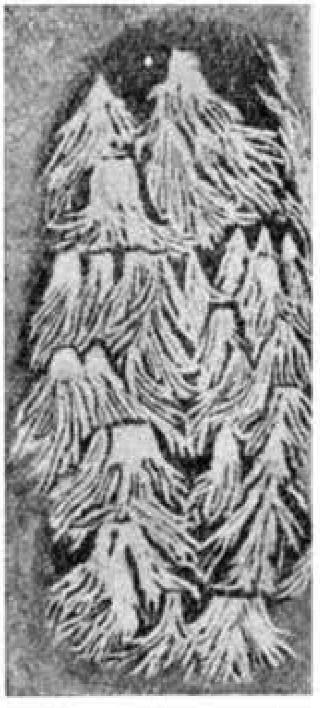


Рис. 116. Трихитовый морозный узор (уменьшенный отпечаток на закопченой бумаге — Бессонова).

далеко не редкое (в особенности при плохой с теплотехнической точки конструкции окон) и очень легко наблюдаемое. Можно лишь пожалеть, что даже научно поставленных наблюдений над этими узорами (тем более экспериментальных исследований) пока нет (или по крайней мере мне неизвестно). А между тем такие экспери-

ментальные исследования были бы и нетрудны и весьма поучительны, потому что при помощи их можно было бы изучить и влияние скорости отвода тепла, и влияние «питания» — подхода менее холодного и и более влажного воздуха — и влияние чистоты и других свойств поверхности стекла, изучить путем варьирования этих условий.

Ограничимся здесь указанием, что среди морозных узоров часты дендриты (древовидные образования, рис. 114—115) и трихиты (волокнистые образования, рис. 116), сравнительно редкие (особенно трихиты) в инее и изморози.

В трихитах морозных узоров мы имеем несомненное проявление особенностей поверхности того твердого тела, на котором они образуются; в этом отношении заслуживает внимания объяснение, какое дает Добровольский трихитам или, точнее, «псевдотрихитам». Он считает их результатом наличия параллельных царапин, представляющих собой как бы бороздки с острыми закраинами, на которых осаждаются мельчайшие кристаллики инея, образуя две параллельные узенькие полоски, сливающиеся в одиночное волокно, как это отчетливо видно в случаях, когда царапина была нарочно сделана алмазом (рис. 117).



Рис. 117. Морозный узор на бороздках, процарапанных алмазом на стекле (снимок Бентлея).

Что касается физических причин образования морозных узоров на окнах, то условиями для этого должна быть достаточно малая упругость водяного пара по близости от внутренней поверхности стекла при температуре этой поверхности ниже температуры тройной точки, так как при более значительных упругостях пара он обращается сначала в жидкое, а затем в твердое состояние, и мы получаем на окнах слой сплошного льда типа гололеда.

Такие низкие температуры льда возможны лишь в случае плохого устройства светопроемов, при котором теплопотери чрез них настолько велики, что даже внутренняя поверхность внутреннего стекла (при двойном остеклении) достигает отрицательных температур.

Напомню, что одной из мер борьбы против образования морозных узоров на внутренней поверхности внешнего стекла, кроме тщательного замазывания окон, была установка между рамами стаканчиков с крепкой серной кислотой.

§ 8. Пещерный и почвенный сублимационный лед

«В пещерах, в которых господствуют отрицательные температуры, когда средняя температура на поверхности земли выше нуля... в случае относительно большого пересыщения, относительно сильной кристаллизации... кристаллы изморози, при не слишком низких температурах, допускающих относительное обилие пара, могут вырастать до значительных размеров; Херинг в одной из таких пещер обнаружил кристаллы льда в виде больших плиток, доходивших до 1 *см* поперечного сечения. Особенно больших размеров могут достигнуть эти художественно красивые образования вида воронкообразных шестигранных пирамид, прикрепленных к своему основанию вершинами, пустые в середине, с открытым основанием, совсем как чаши цветов с шестью сросшимися лепестками. Петерс находил такие цветы инея от 5 до 10 *см*, а Херинг — до 30 *см* в поперечнике» ([3], стр. 89—90).

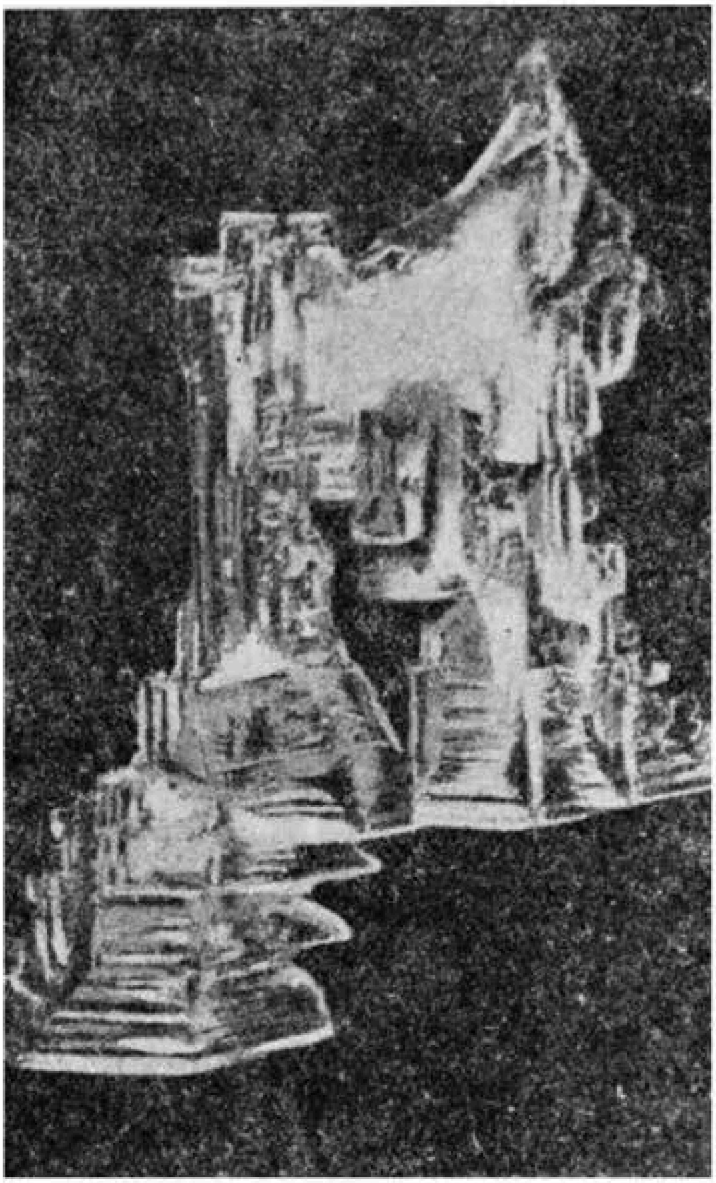
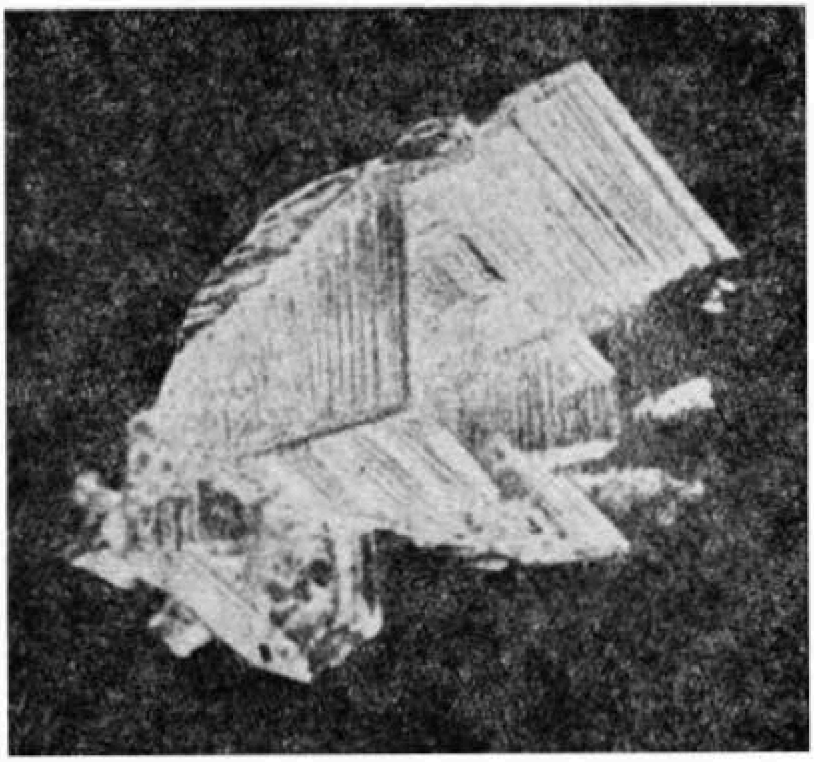


Рис. 118. Ледяные кристаллы из Кунгурской пещеры (снимок Альтберга и Трошина).

Так как сублимационный пещерный лед не представляет практического интереса, не причиняя ни пользы, ни вреда, и особенно в нашем Союзе, горы которого вообще не изобилуют пещерами, а ледовыми в особенности, мы ограничимся сделанной выше выпиской из Добровольского и приведением в литературе списка источников [29—41], где можно найти данные о пещерном льде, и обратим внимание на интересные наблюдения В. Я. Альтберга и В. Ф. Трошина в знаменитых Кунгурских пещерах на Урале [42,43].

Гораздо большее значение имеет почвенный сублимационный лед — по крайней мере с точки зрения понимания процессов воз-

никновения вечной мерзлоты. Относящиеся сюда вопросы освещены далее в главе XVIII. Рис. 118—119 представляют образцы кристаллов пещерного льда.



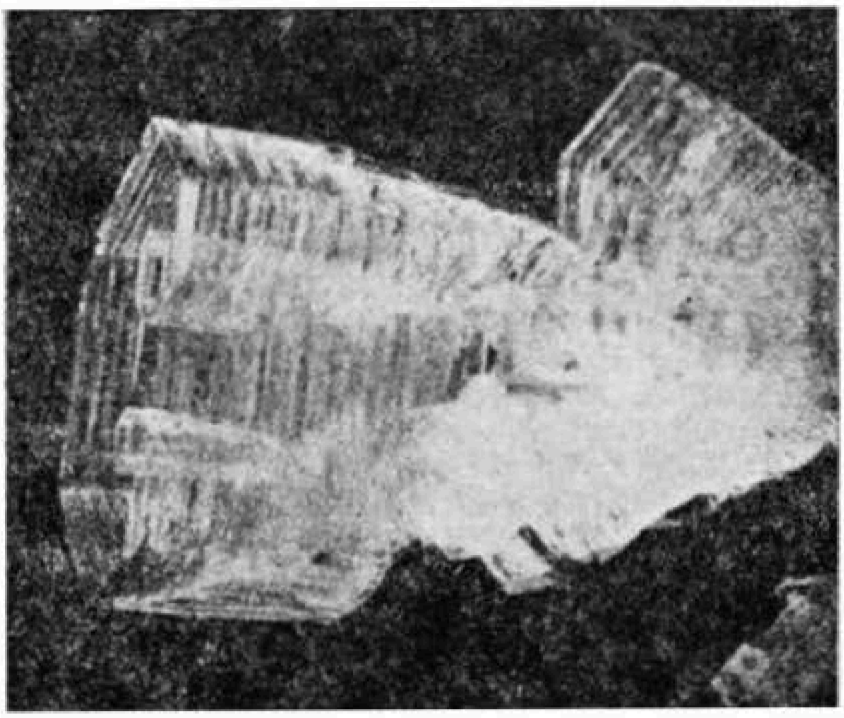


Рис. 119а и 119б. Пещерные кристаллы инея (снимок Вегенера в Гренландии). Обратите внимание, что одна сторона воронки открыта и заворачивается внутрь в виде шестиугольной спирали; увеличение: рис. 119а в 6 раз, рис. 119б — в 4 раза.

Литература к главе IX

1. T. Bergeron, *Union Géodes. Géophys.*, **5**, *Assemblée générale Lisbonne*, sept., 1933, *Procés-verbaux des sèances de l'assoc. de météor.* **2**, *Mémoires et discussion*, 156—179 (1933).
2. Т. Бержеров, *Метеор. и гидрол.*, **1**, 3—12 (1935).
3. См. гл. I [3].

4. F. Exner, *Beiträge z. Phys. d. freien Atmosphäre*, **15**, 4—8 (1929).
5. W. Schmidt, *Sitzber. Wien. Akad. Wiss.*, **118**, 11a, 71—84 (1909).
6. См. гл. VI [12].
7. Р. Мейер, *О световых явлениях в атмосфере, образующихся в атмосферных ледяных кристаллах*, стр. 136+23, Рига, 1913.
8. R. Meyer, *Die Haloerscheinungen, Probleme der kosmischen Physik*, № 12, pp. 162 (1924).
9. См. гл. I [6].
10. См. гл. VI [39].
11. W. A. Bentley, *Monthly Weather Review*, **30**, 607—616 (1902).
12. И. Б. Шукевич, *Изв. Акад. наук*, 1910, (№ 4) 291—302 (1910).
13. W. A. Bentley, *Monthly Weather Review*, **35** (1907) [3].
14. C. Abbe, *Monthly Weather Review*, **26** (1898) [3].
15. J. C. Shedd, *Monthly Weather Review*, **47**, 691—694 (1919).
16. M. Robitsch u. M. Depart, *Deutsche Alpenzeitung*, 1935, № 2 гл. I [21].
17. См. гл. I [41].
18. J. S. Dines, *Meteor. Mag.*, **70**, 17 (1935) [17].
19. D. Mawson E. H. Shackleton, *The Heart of the Antarctic*, 2, app. IV, London, 1909 [17].
20. См. гл. VIII [3].
21. W. Trabert, *Meteor. Z.*, **16**, 433—447 (1899) [3].
22. O. Schwenk, *Das Wetter*, **14**, 46—47 (1897) [3].
23. O. Schwenk, *Das Wetter*, **15**, 19—21 (1898) [3].
24. Б. П. Вейнберг, *Метеор. вестн.*, **35**, 116—117 (1925).
25. Э. М. Бонштедт, *Природа*, **9—10**, 73—74 (1921).
26. А. Е. Ферсман, *Занимательная минералогия*, стр. 252, Л. 1935.
27. П. Н. Чирвинский (рукопись в ред. *Изв. Гос. географ. общ.*).
28. Б. П. Вейнберг, *Климат и Погода*, (1935), № 1 (58), 17—21.
29. C. Abbe, *Monthly Weather Review*, **33**, 157—158 (1905).
30. K. F. Peters, *Sitzber. Wien. Akad. Wiss.*, **43**, 385—463 (1861).
31. Thury, *Arc. d. sci. phys. et nat.*, **10** (1861) [3].
32. G. F. Browne, *Ice-caves of France and Switzerland*, London, 1865 [3].
33. E. Richter, *Peterm. Mitt.*, 1876, 315 [3].
34. «Eishöhlen» (библиография), *Fortschritte der Physik.*, **42**, III, 1006—1027 (1886).
35. B. Schwalbe, *Mitt. Sect. f. Höhlenkunde*, pp. 13, Wien, 1887; *Peterm. Mitt.*, **34**, 125—131 (1888) [3].
36. C. A. Hering, *Chem. Centralblatt*, **19**, 937 (1888) [3].
37. C. A. Hering, *Z. Krystallographie*, **14**, 250 (1889) [3].
38. Bernard Hobson, *Nature*, **45**, 365 (1892) [3].
39. A. Lohmann, *Progr. d. Annen.-Schule in Alt-Dresden*, 1895 [3].
40. E. S. Balch, *Journ. Franklin Inst.*, **143**, 161—178 (1897) [3].
41. E. S. Balch, *Glacières or freezing caverns*, Philadelphia, pp. 337, 1900 (реферат; *Peterm. Mitt.*, **47**, 6, 1901) [3].
42. См. гл. VI [22].
43. В. Альтберг, *Природа*, **23**, № 12, 74—77 (1934).
44. См. гл. VI [16].
*45. U. Nakaya, *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, II, **1**, № 5, 1934; № 6, 1934; № 7, 1935; № 8, 1936; № 9, 1936.
46. G. Seligman, *Nature*, **140**, 345—348, 1937.

Примечание к стр. 319.

Приведем еще данные о размерах и весе отдельных снежинок и хлопьев снега из книги Н. Е. Долгова *Борьба со снегом на русских железных дорогах*, Екатеринослав, 1909. Средний вес «призматида» (353 измерения) 1,13 *мг*, средний диаметр 1,15 *мм*. Для хлопьев: наибольшие размеры, 0,5 *мм*, средний вес 0,4 *мг* (70 измерений); 5 *мм*, 6,3 *мг* (30 изм.) 18×38 *мм*, 56 *мг* (11 изм.) 30×80 *мм*. 73 *мг* (8 изм.); 33×34 *мм*, 144 *мг* (10 изм.)

Глава X

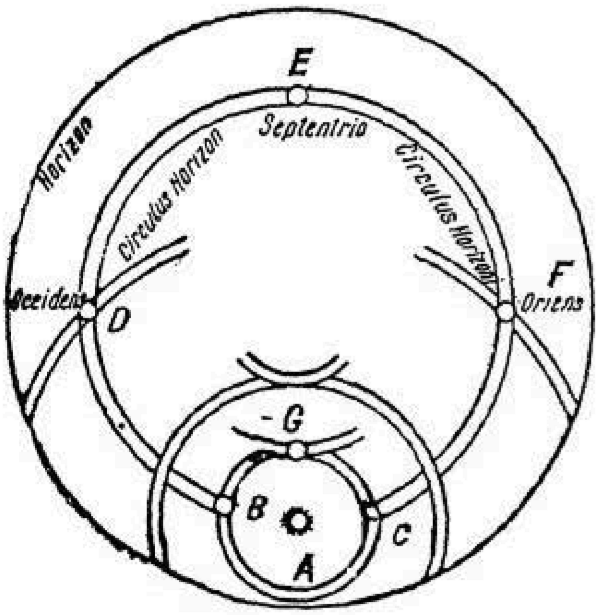
ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ НАЛИЧИЕМ В НЕЙ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ

Е. И. ТИХОМИРОВ

§ 1. Классификация оптических явлений, зависящих от присутствия ледяных кристаллов в атмосфере

Наличие в атмосфере кристаллов льда является причиной ряда разнообразных оптических явлений, наблюдаемых вокруг Солнца, Луны, а иногда и других ярких светил (Венера, Юпитер). Они делятся обычно на две большие группы — гало и венцы.

На рис. 120 слева изображен в зарисовке данцигского астронома Хевеля один из довольно полных случаев гало, который он наблюдал в 1661 г. [1]).



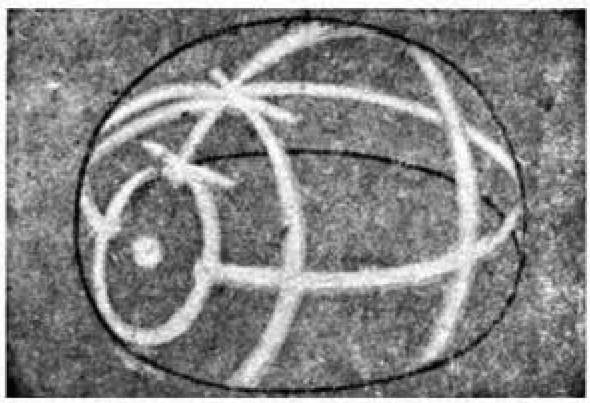


Рис. 120. Семь Солнц в Гедане (Данциге) 1661 года, в день Солнца 20 февраля в 11 часов наблюденные Иоганном Хевелием.

Здесь вокруг Солнца A видны три круга: два цветных круга с радиусами около 22° и 46° и третий — белый с радиусом 90°. На малом цветном круге имеются три ярких пятна: два — B и C — на одном уровне с Солнцем и третий G — над ним, так называемые побочные или ложные Солнца (па́солнце). Такие же пятна имеются и на белом круге (D, E, F). Над вертикальными побочными Солнцами расположены цветные дуги, касательные к цветным кругам.

[1]) Перевод остальных надписей (в порядке от верха к низу зарисовки): горизонт, север, горизонтальный параллельный круг, полюс эклиптики, запад, зенит, восток, юг.

Рис. 120, справа, изображает пространственную схему этого Данцигского явления.

Вообще гало называется всякое световое явление, имеющее форму особенно ярких точек (пятен) или линий (полос). Исключением являются лишь цветные кольца, непосредственно окружающие светило и носящие название «венцов». Главнейшими формами гало являются:

1) *Малый круг* — кольцо, окружающее светило примерно на расстоянии 22°; круг часто бывает окрашен в слабые спектральные цвета — с внутренней стороны кольцо резко ограничено и имеет красно-бурый оттенок, а с наружной — синевато-белый; остальные цвета обычно почти не видны; тогда впрочем окраски не наблюдается вовсе и виден лишь белый круг, резко очерченный с внутренней стороны. Этот круг представляет собой наиболее часто встречающуюся форму гало, но в большинстве случаев он бывает виден не полностью, а лишь частично.

2) *Большой круг* — кольцо, расположенное вокруг светила на расстоянии почти вдвое большем (около 46°). Радужная окраска у него чаще более явственна, чем в малых кругах.

3) *Белый горизонтальный круг* проходит через светило параллельно горизонту. На этом круге бывает расположена большая часть ложных светил и он носит также название круга ложных светил.

4) *Касательные цветные дуги.* Нередко к малому и большому кругам примыкают (касаются их) дуги различной длины; своей выпуклостью они бывают обращены по большей части к светилу, но при низкой высоте светила имеют обратное направление, напоминая рога или ветви. С поднятием светила они изгибаются и при высоте 40—50° охватывают круг в виде овала. В редких случаях касательные дуги могут появляться и без кругов.

5) *Ложные светила* — светлые белые пятна, расположенные против светила и на некотором расстоянии от него.

6) *Световые столбы* представляют собой как бы белые вертикальные отростки от светила. Наблюдаются обычно при низком стоянии светила. Пересекаясь с горизонтальным кругом, столбы могут образовать форму креста.

§ 2. Теоретические объяснения оптических явлений, зависящих от присутствия в атмосфере ледяных кристаллов

Явления гало со времен Декарта объясняются преломлением или отражением света в ледяных кристаллах. Положим, что мы имеем ледяную трехгранную равноугольную призму, ось которой расположена вертикально.

«Пусть *ABC* (рис. 121) представляет плоскость главного сечения этой призмы с преломляющим углом α; луч *SD* падает на боковую грань *AC* под углом падения i; при входе в призму он преломляется

и дает угол преломления r; при выходе из призмы через грань BC получается угол падения r' и угол преломления i'. Нетрудно видеть, что при входе в призму луч отклонится к основанию призмы на угол $i-r$, а при выходе из нее еще на угол $i'-r'$ также к основанию призмы, в общем луч отклонится от первоначального направления на угол

$$d = i - r + i' - r' = i + i' - (r + r'). \qquad (1)$$

Этот угол на рисунке изображен углом HKS'. Из треугольника DFE имеем $\overset{\frown}{DFG} = r + r'$; с другой стороны, тот же угол, как образованный нормалями к граням AC и CB, равен α; поэтому

$$r + r' = \alpha. \qquad (2)$$

Таким образом

$$d = i + i' - \alpha. \qquad (3)$$

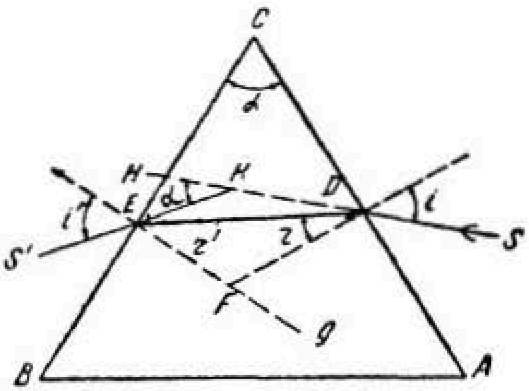


Рис. 121. Ход лучей через призму.

Для одной и той же оптической призмы угол отклонения d изменяется в зависимости от угла падения i (угол i', очевидно, зависит от i). Найдем предельные максимальное и минимальное значения при $i = i'$ и $r = r'$; обозначим соответствующее значение d через D; тогда

$$D = 2i - \alpha, \quad 2r = \alpha; \qquad (4)$$

откуда

$$i = \frac{D+\alpha}{2} \quad \text{и} \quad r = \frac{\alpha}{2}.$$

Как известно

$$\frac{\sin i}{\sin r} = n,$$

поэтому

$$\sin \frac{D+\alpha}{2} = n \sin \frac{\alpha}{2}. \qquad (5)$$

Уравнение это дает возможность найти угол D.

Для определения наибольшего угла отклонения L заметим, что он получается в том случае, когда i или i' равен 90°; допустим, что $i' = 90'$; так как $\frac{\sin i'}{\sin r'} = n$, то полагая $i' = 90'$ и обозначая соответствующие значения r' через r_0, имеем

$$\sin r_0 = \frac{1}{n}, \qquad (6)$$

Подставляя значения $i' = 90°$ и $r = r_0$ в уравнения (3) и (2) получим

$$L = i + 90° - \alpha; \quad r + r_0 = \alpha; \tag{7}$$

отсюда имеем

$$i = L + \alpha - 90° = 90° - (180° - L - \alpha) \quad \text{и} \quad r = \alpha - r_0;$$

поэтому $\sin i = n \sin r$ дает нам

$$\cos(180° - L - \alpha) = n \sin(\alpha - r_0). \tag{8}$$

Зная значение r_0 из (6), найдем значение L из (8)» ([1], стр. 532—533).

Из носящихся в воздухе ледяных кристаллов наиболее существенными для преломления лучей оказываются голоэдрические призмы и призматические части гемиморфных призм. Их присутствие объясняет возникновение малого и большого кругов. В самом деле, грани этих призм составляют друг с другом углы: в 120° — соседние грани (например AB и BC), в 90° — боковые грани с основаниями и в 60° — боковые грани через одну (например, AF и BC). Через ледяную призму в 120° лучи пройти совсем не могут, от ледяной призмы в 90° получается наименьшее отклонение на 46°, а от ледяной призмы в 60° — наименьшее отклонение на 22°.

Надо, однако, сказать, что теория отдельных форм гало далеко еще не разработана. Причина этого лежит отчасти в том, что «по-видимому не было сделано никаких точных измерений кристаллов» [2], и в отсутствии точных измерений элементов гало. Большое значение имеет также и то обстоятельство, что до последнего времени при объяснении явлений гало не учитывалась роль дифракции. Между тем, как отметил уже Мак-Коннель [3], «если ледяные призмы малы, то дифракция должна изменять вид гало. С узким лучом света, проходящим в положении наименьшего отклонения сквозь две грани шестиугольной призмы, должно происходить то же, что и при прохождении его сквозь узкую щель в непрозрачном экране».

Приведем из книги Б. П. Вейнберга [4] составленную Р. Мейером таблицу частоты и самостоятельности различных форм гало.

В этой таблице дана прежде всего классификация явлений гало. Большие латинские буквы показывают в ней «какие явления следует объединить в одну группу по характеру происхождения: преломлением света в одинаковых двугранных углах (60°, группа A, 90°, группа B) или отражением (в основаниях призмы, группа D, в боковых гранях, группа E) или сложным путем преломления и полного внутреннего отражения (группа C); в группе F названы явления, которые до сих пор объясняются различными авторами различно. Малая латинская буква a означает вертикальное или близкое к вертикальному положение главной оси кристалла, b — горизонтальное или близкое к горизонтальности. Римские цифры I, II, III показывают, что явление, ими обозначенное, образуется

Таблица LXVI

Частота и степень самостоятельности различных гало по Мейеру

I	II	III	Частота			Степень самостоятельности		
			I	II	III	I	II	III
A a) Побочные светила на расстоянии 22°	Боковые касательные дуги (Ловица) к кругу в 22°	Обыкновенный круг с радиусом в 22°	16,3	0,2	32,7	19	0	37
b) Описанный (эллиптический) круг и верхняя и нижняя касательные дуги к кругу в 22°	—		15,6	—		17	—	
B a_1) Околозенитный круг на расстоянии 46° от светила	Верхняя касательная дуга к кругу в 46°	Большой круг с радиусом в 46°						
a_2) Круг вокруг горизонта на расстоянии 46° от светила	Нижняя касательная дуга к кругу в 46°		7,4	0	5,9	14	0	4
			—	—		—	0	
b_1) Побочные светила на расстоянии 46°	—		0,6	—		0	—	
b_2) Боковые касательные дуги в кругу в 46°	—		0,6	—		0	—	
C a) Побочные светила на расстоянии 90°	—	Круг (Хевелия) с радиусом в 90°	0,2	—	0,1	0	—	0
a) Отраженное изображение светила	Вертикальный столб	—	0,2	10,2	—	80	62	—
E a) Горизонтальный (паргелический) круг	—	—	5,9	—	—	0	—	—
F b) Парантелий	—	—	1,0	0,5	1,9	0	0	95
b_1) Антелий	—	—	0,7			12		
b_2) Косые дуги, проходящие через антелий	Дуги Арцтовского	Круг Бугера	0,5			0		

соответственно в кристаллах, занимающих положение равновесия, в кристаллах, колеблющихся около положения равновесия, или в кристаллах, не занимающих определенного положения ([5], стр. 84). Б. П. Вейнберг добавил к этой таблице еще относительную частоту этих явлений, выраженную в процентах всех собранных Р. Мейером достоверных и достаточно подробно описанных наблюдений и «степень самостоятельности» этих же явлений. Под последней Мейер понимает отношение (в процентах) числа случаев, когда данное явление наблюдалось без каких-либо других явлений, к общему числу случаев наблюдения этого круга.

Некоторым недостатком этой таблицы, составленной Мейером в 1913 г., является то, что автор сводит явления гало исключительно к преломлению или отражению света в кристаллах, тогда как сейчас (1937) можно считать уже установленным, что в явлениях гало частично участвует и диффракция света [1]). К сожалению, это обстоятельство еще недостаточно воспринято метеорологами и авторы учебников продолжают попрежнему считать, что гало вызываются преломлением и отражением света в кристаллах льда, а венцы — диффракцией.

Таблица LXVII

Формы снежинок при различных гало

	Иглы	Звездочки	Пластинки	Звездочки и пластинки	Призмы и пластинки	Голоэдрические и гемиморфные призмы	Голоэдрические и гемиморфные призмы отчасти в соединении с пластинками
I *Ab.* Верхняя касательная дуга (22°) .	1	—	1	—	—	—	—
I Ba_1. Околозенитный круг	1	—	—	—	—	—	—
I *C.* Побочные светила	4	—	3(2)	—	—	2(1)	1(1)
I *D.* Отраженное изображение	1	2(2)	—	—	—	—	—
II *D.* Вертикальный столб около Солнца	1	2(2)	2(1)	2(1)	—	—	—
II Fb_2. Дуги Арктовского	1	—	—	—	—	—	—
II *A.* Обыкновенный круг (22°)	4	—	3	1	1(1)	2(2)	1(1)
III *B.* Большой круг (46°)	1	—	1	—	—	—	—
III *F.* Круг Бугера . .	2	1(1)	—	—	—	—	—

[1]) Это признает теперь и Мейер.

В той же книге Вейнберга приведена (по Мейеру) другая интересная таблица, указывающая формы снежинок, выпадение которых наблюдалось при различных формах гало. Таблица эта составлена Мейером в результате выборки им из имевшейся в его распоряжении большой литературы 26 случаев, причем вполне достоверными он считает только 15, отмеченных в таблице поставленной в скобках жирной цифрой.

При объяснении различных форм гало следовало бы, конечно, принимать во внимание, что снежинки различных форм могут при своем прохождении через атмосферу принимать различное положение, но, к сожалению, законы падения снежинок еще почти не изучены. Известно лишь, что иногда снежинки при падении стремятся ориентироваться таким образом, чтобы встречать наименьшее сопротивление (принцип Бабине), иногда, наоборот, — наибольшее (принцип Вуда), иногда же их падение не подчиняется ни тому, ни другому принципу [1]).

§ 3. Роль диффракции в оптических явлениях, зависящих от присутствия ледяных кристаллов в атмосфере

Голландский физик Виссер [6,7], учтя роль диффракции, полностью объяснил ряд явлений, оставшихся невыясненными даже в считающейся наилучше разработанной теории малого круга.

Согласно Виссеру наблюдающиеся довольно часто круги аномальных радиусов (отличающихся от 22° и 46°) представляют не что иное, как диффракционные кольца [2]), расположенные концентрически относительно малого (или большого) круга, представляющего в данном случае главный максимум освещенности. Привлечение диффракции хорошо объясняет и отклонения окраски гало от нормальной.

Хорошо развитый венец имеет следующий вид: непосредственно вокруг светила видно голубоватое и голубовато-белое кольцо, которое через желтоватый тон заканчивается снаружи красноватым кольцом, это — венец первого порядка. К такому венцу иногда примыкают, на некотором расстоянии от него, расположенные концентрически с ним цветные кольца с таким же расположением цветов, но уже не такие яркие. Таких добавочных колец иногда бывает несколько, и они носят название венцов второго, третьего и т. д. порядка. Венцы в отличие от гало, представляют явление, порожденное исключительно диффракцией света, производимой находящимися в воздухе водяными каплями и кристаллами льда при прохождении через них лучей, идущих от светила. При этом венцы, вызванные кристаллами, имеют более сложную окраску, чем вызванные водяными каплями.

---

[1]) Ср. [4], стр. 67—74.

[2]) Точнее, огибающие тех диффракционных колец, которые окружают каждый кристаллик льда.

Явление, совершенно аналогичное венцам, можно наблюдать, например, вокруг уличных фонарей, если смотреть на них через стекло, посыпанное семенами ликоподия. Роль этих семян ликоподия играют кристаллики льда.

Теория диффракции показывает, что при монохроматическом освещении диффракционное кольцо состоит из ряда светлых колец вокруг источника света, отделенных друг от друга темными окружностями. Между размерами венца и толщиной кристалла существует связь, выражаемая формулой

$$\sin \theta = n \frac{\lambda}{a}, \qquad (9)$$

где θ — радиус наружной части красноватого круга (в градусах), λ — длина волны цвета наблюденной точки венца, n — порядок кольца (первое, второе и т. д.), a — толщина кристалла.

Произведенная Пернтером сводка наблюдений показала, что размеры кристаллов ледяных облаков колеблются между 5 и 20 μ.

Литература к главе X

1. В. Н. Оболенский, *Метеорология*, стр. XI+619, М., 1927.
2. Humphreys, *Monthly Weather Review*, **50**, 535 (1922).
3. Mc. Connel, *Phil. Mag.*, **29**, 167—173 (1890).
4. См. гл. I [6].
5. См. гл. IX [7].
6. S. W. Visser, *Proc. Section Sci. Acad. Amsterdam*, **19**, 1174—1196 (1917).
7. S. W. Visser, *Proc. Section Sci. Acad. Amsterdam*, **21**, 119—124 (1919).

Глава XI

ГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ ВОДНОГО ЛЬДА,

В. П. ВЕЙНВЕРГ

§ 1. Ледяной дождь

Образование льда из жидкой воды — непременно хотя бы слегка но переохлажденной, и при попадании в нее ядер кристаллизации или при соприкосновении с льдом — возможно как в атмосфере, так и в гидросфере и литосфере. Мы начнем рассмотрение со случаев образования водного льда в атмосфере — ледяного дождя и града.

Ледяной дождь является по существу зародышевой формой для большинства случаев выпадения града, но по своему внешнему виду — прозрачных шариков льда, иногда сплошных, иногда частично жидких (лед либо составляет полную внешнюю оболочку, либо некоторую часть ее) — он настолько мало привлекал внимание метеорологов и наблюдателей природы вообще, что его сравнительно недавно выделили в особую категорию атмосферных осадков [1]).

Ледяной дождь изучен очень мало, так что относительно его элементов можно высказать только предположение, что они скорее всего *монокристалличны*, по крайней мере в тех случаях, когда они растут самостоятельно — без соединения друг с другом при столкновениях. Областью их возникновения должен быть тот слой восходящего потока, где имеет место «III стадия» (стр. 309) — стадия града по терминологии Бержерона [3], стадия, которую, мне кажется, уместнее было бы назвать стадией именно *ледяного дождя*, так как, повидимому, для образования града, представляющего более сложное явление, наличие в некотором слое температуры и упругости водяного пара, соответствующих тройной точке, является недостаточной.

Интересный пример распределения температуры по вертикали при выпадении ледяного дождя приводит Касснер [4]: 28 ноября 1902 г. температура воздуха внизу была во время выпадения —5°,6, на высоте 399 *мм* 0°, на высоте 570 *м* +1°,7, на высоте 770 *м* 0°, а выше — опять ниже 0°.

Упомянем еще об опытах Дудецкого и Сидорова [5], сбрасывавших с высокой башни в сильные (до —45°) морозы капли воды и получавших таким образом образования, напоминавшие ледяной дождь

---

[1]) Значительную роль в этом отношении сыграли работы К. Н. Жука [1,2].

или град. По микроструктуре — несколько зерен с различно направленными кристаллическими осями — эти замерзшие капельки также были аналогичны градинкам (см. далее стр. 352—353).

§ 2. Град

Если зародышами градин в некоторых случаях могут быть элементы ледяного дождя, то дальнейший рост их, насколько можно думать на современной стадии наших сведений о граде, происходит в значительной мере за счет последовательного присоединения к этим (или иным, например, элементам крупы) зародышам капелек переохлажденной воды.

В этом отношении сохранили свою силу следующие слова Добровольского, исходившего 20 лет назад для объяснения образования града из представления о двух типах гололеда: гололеда, происходящего из капель переохлажденной воды, в котором теплота, выделяющаяся при их замерзании, идет на повышение температуры остальной части этих капель, и гололеда, происходящего из капель не переохлажденной воды, в котором теплота, выделяющаяся при их замерзании, идет на нагревание тех холодных предметов, на которых гололед образуется.

«Мы можем так представить себе *развитие градин*. Зерна крупы, более тяжелые, чем обычные, попадают сперва в область переохлажденных капель. Тогда, за счет низкой температуры и малых размеров капелек, последние замерзают в виде отдельных зерен, следовательно, только увеличивая размеры крупы. Эта крупа, становясь все более тяжелой, при своем все более быстром движении пробивается сквозь слои капель, а это равносильно тому, как если бы переохлажденный дождь, все более густой, ударял в нее все более сильно; кроме того, встречаемые капли все крупнее. Поэтому вскоре зерна крупы станут обрастать, постепенно все определеннее, слоями гололеда.

У нулевой изотермы кончается первый тип развития градового гололеда и начинается второй: холодные зерна уже постоянно смачиваются обыкновенной *не переохлажденной* водой. В дальнейшем гололед будет продолжать расти слоями, пока не исчерпается холод льда.

Одновременно град питается *паром*, насыщающим облако, а для самого града постоянно значительно пересыщенным. В верхних переохлажденных областях пар этот в промежутках между моментами затвердевания капель будет замерзать в виде слоев инея; в нижних же сферах, не переохлажденных, пар или точно так же периодически переходит в иней — когда зерна града непрерывно излучают большой холод — или же обращается в капли, добавляя значительные количества росы, затвердевающей в гололед.

Общее строение зерен града вполне отвечает вышеприведенным выводам, полученным для аналогичных граду явлений. Общим

исходным пунктом для них, действительно, является крупа: иногда падает особый род крупы, зернистые элементы которой окружены слоем прозрачного льда, иногда даже двумя или тремя такими концентрическими слоями — форма, переходная между градом и крупой, зачатки града; с другой стороны, почти всегда в середине градины можно наблюдать мутное ядро, беловатое, напоминающее зерно крупы, обвернутое, как оболочками лука, концентрически расположенными слоями стекловидного прозрачного льда, часто — вполне естественно — с пузырьками воздуха. Очень часто эти слои являются листками зернистого вида — инеем» ([6], стр. 110—111).

Вторая стадия роста градин — за счет непереохлажденной воды — может иметь своим результатом весьма небольшой прирост градины. Возьмем в качестве примера случай, рассматриваемый Вегенером ([7], стр. 301—302): довольно большой градины, имеющей в среднем во время падения диаметр в 1 *см*, обладающей скоростью падения в неподвижном воздухе порядка 14 *м/сек*, падающей, начиная с высоты 8 *км*, в восходящем потоке, у которого скорость 6 *м/сек*.

Если бы градина имела эти размеры с самого начала и если бы при начале падения ее температура была равна —36°, а в конце 0°, то тот запас холода, который она унесла с собой сверху, был бы равен всего 117,4 фригорий, т. е. градина, замораживая на себе встречающиеся капельки воды, имеющей 0°, могла бы увеличить свой диаметр лишь на 13%, а объем на 45%. Замечу, что вычисляемое относительное увеличение размеров градин почти не зависит ни от абсолютных размеров градин, ни от связанной с этим скорости их падения, а только от начальной отрицательной температуры.

Предположенные начальные размеры градины на высоте 8 *км* являются несомненно преувеличенными, ибо восходящий поток, даже обладая скоростью в 6 *м/сек*, может поддерживать (ср. стр. 317) лишь градинки с радиусом 0,4 *мм*, если рассчитывать по формуле Стокса, и радиусом в 3 *мм*, если исходить из закона пропорциональности скорости корню квадратному из радиуса, которому ближе подчиняются скорости падения капель более значительных размеров, и основываться на принимаемой Вегенером скорости падения в 14 *м/сек* для градинки в 5 *мм* радиусом.

Таким образом для объяснения возникновения градин более или менее значительных размеров приходится обратиться к каплям переохлажденной воды, как к основному фактору, определяющему собой рост градин.

Заметим, что градинки в 3—4 *мм* — такие мелкие, что даже при скорости в 7—8 *м/сек* они могут причинить вред лишь очень нежным растениям, а весьма часты случаи выпадения градин с вишню (т. е. d порядка 1—1 $^1/_2$ *см*), с орех, с голубиное яйцо и даже с куриное яйцо (т. е. d порядка 5 *см*).

Рекордные размеры отдельной выпавшей градины (по Вегенеру [7]): вес 2 *кг* при длине в 25 *см*; ширине в 14 *см* и высоте в 12 *см* [7].

Для поддержания такой градины восходящим потоком нужна была бы на высоте 3 *км* над земной поверхностью скорость порядка 60 *м/сек*, а на высоте 5 *км* — порядка 70 *м/сек* [8]. Замечу, что констатированная несомненно блакенратовская «градина», имевшая 2 *м* в длину, 1 *м* в ширину и «соответствующую толщину» (если даже считать недостоверными указания старинных хроник на выпадение (?) глыб льда величиной «со слона», «с дом») была, несомненно, результатом сноса в одно место потоками воды большого числа градин, имевших температуру ниже 0° и заморозивших воду, которая была между ними. Есть, однако, достаточно достоверные указания на *отдельные* градины, превышавшие своим весом 2 *кг* (а так как у больших градин могут быть очень большие скорости при падении, то чрезвычайно велики их механические воздействия). Так, например, в 1850 г. был официально отмечен случай падения градины в 10 *кг* [1]).

Условия для переохлаждения водяных капель и условия для получения градинами температуры ниже 0° по существу одинаковы, а именно нужно, чтобы дождевые капли на своем пути вниз встретили не более теплые слои, как бывает обыкновенно, а слои, более холодные и даже не только более холодные, но имеющие температуру ниже нуля.

Такие случаи возможны, с одной стороны, когда мы имеем дело с явлением так называемой *инверсии* или отрицательного температурного градиента. Явление это, довольно частое в летнее время, когда нижние слои нагреваются и охлаждаются быстрее верхних, состоит в том, что между двумя горизонтальными слоями воздуха более высокой температуры находится слой воздуха более низкой температуры. Так как такое расположение не соответствует условиям равновесия, то оно часто завершается резким опрокидыванием более холодного слоя вниз, выражением чего являются во многих случаях буря и гроза.

С другой стороны, дождевые капли, опускаясь относительно окружающего воздуха, могут достичь мест с температурой ниже 0° и в тех случаях, когда этот окружающий воздух достаточно быстро поднимается вверх, что может иметь место при восходящих потоках в атмосфере и при различного типа вихревых движениях в ней.

Связь града с восходящими токами, обусловливаемыми чаще всего неравномерным и значительным нагреванием земной поверхности, видна из того, что град либо совершенно не бывает, либо бывает весьма редко, если отсутствуют в общем условия для образования вертикальных воздушных потоков. Так, например, он является, вообще говоря, «исключением зимой и в полярных

---

[1]) «По особенной силе падения замечателен случай в Нухинском округе Шемахинской губернии, где градины пробивали семь рядов камыша на крышах домов... Некоторые градины или, лучше, куски льда весили, по донесению, до 25 фунтов» [85]. (*Журн. мин. вн. дел*, 84, 240, 1851).

странах [1]); он отсутствует также в открытом море: поверхность волн не может чрезмерно нагреться. Относительно он редко выпадает поздним летом: тогда нулевая изотерма наиболее удаляется от уровня земли и поэтому разность температур воздуха между верхними и нижними слоями воздуха редко бывает велика» ([6], стр. 101—102).



Рис. 122. Градина слоистого строения.

А так как именно от величины этой разности зависит стремительность подъема, то град может случиться даже в холодную, ветряную погоду, если только в верхние слои вдруг ворвется аномально холодный поток.

Еще значительнее, конечно, влияние на образование и рост града тех воздушных вихрей, которые обычно тесно связаны с возникновением бурь и гроз, в свою очередь нередко в летнее время сопровождаемых выпадением града. В случаях, когда эти воздушные

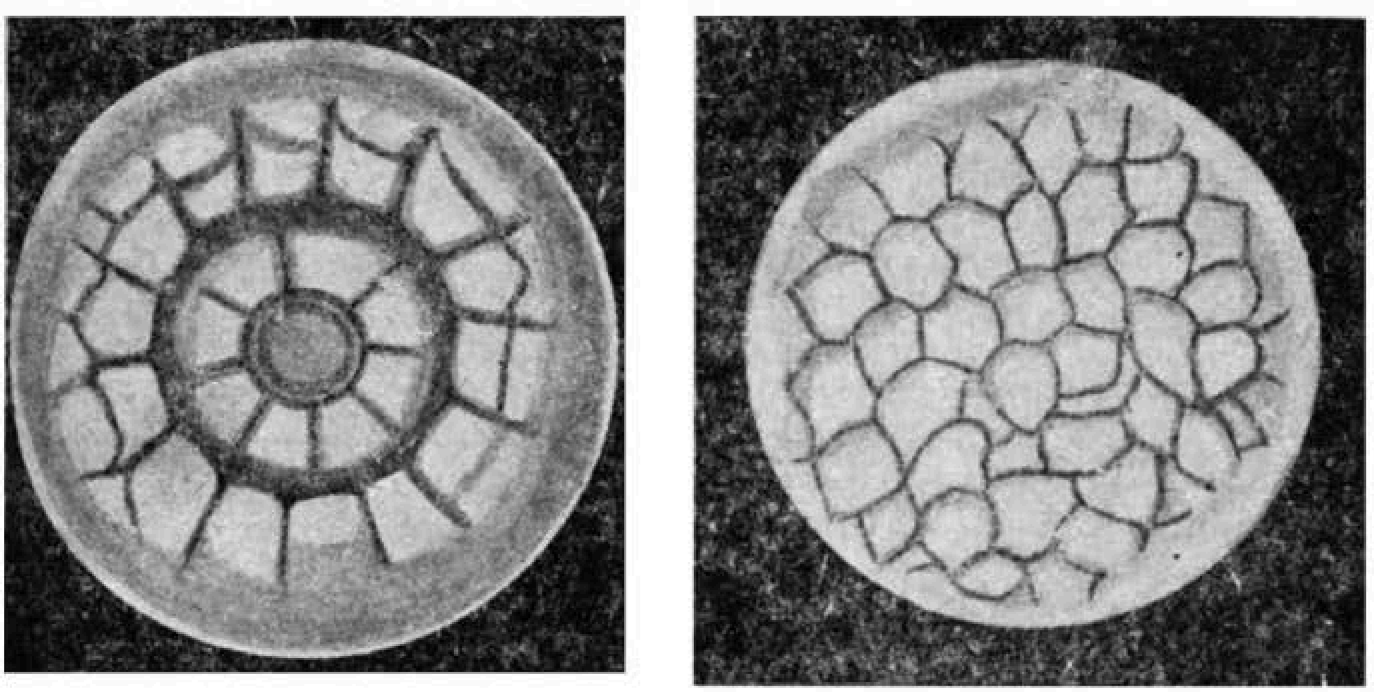


Рис. 123. Градины зернистого строения.

[1]) Утверждение о полном отсутствии града в полярных странах является преувеличением. Экспедиция Свердрупа в северных льдах, под географической широтой 76—79°, два раза отметила град; столько же выпадений града отметили члены шведской антарктической экспедиции (64—65° южн. широты); во время первой экспедиции Шарко к Земле Грэама (около 65° южн. широты) град падал два раза, во время второй — даже семь раз. Разумеется, зерна града в полярных странах — равно как и у нас зимой — зачаточные, немного больше крупы.

вихри имеют форму кольца, плоскость которого близка к горизонтальной, градины и капли дождя могут движениями воздуха в таких вихревых кольцах попеременно забрасываться то в нижние, менее холодные, то в верхние, более холодные, — слои воздуха и тем самым давать возможность градинам постепенно увеличиваться в объеме, сохраняя при этом довольно обычное в таких случаях слоистое строение — из слоев попеременно прозрачного льда и льда беловатого, более или менее богатого пузырьками воздуха (рис. 122), в противоположность типично зернистому (рис. 123). Необходимо отметить, что, как показали микрофотографии шлифов градин, эта слоистость не находится ни в какой связи с направлением осей отдельных кристаллических зерен, из которых состоят даже мелкие градины [1]).

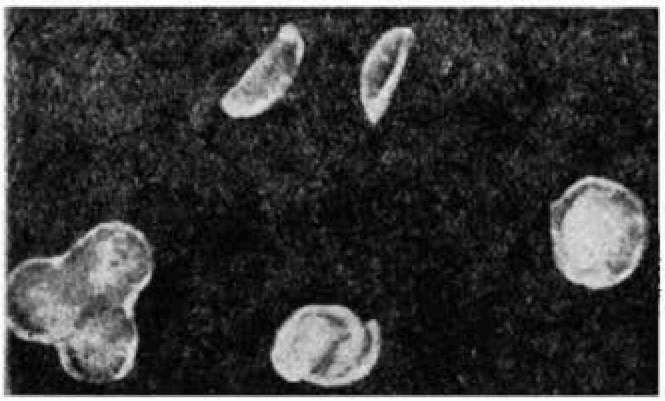


Рис. 124. Искусственные градинки Дудецкого и Сидорова (увеличение × 2).

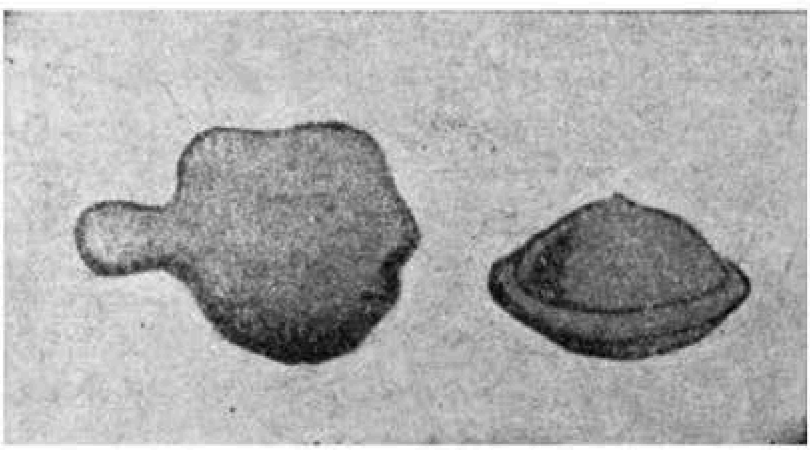


Рис. 125. Градины с наростами.

Укажем еще на наблюдения Мюллера [14] и Флюгеля [15], также обнаруживших строение градин из отдельных закругленных зерен кристаллической структуры, причем оси соседних зерен не были параллельны.

Замечу, что такую же поликристаллическую структуру, с произвольно расположенными оптическими осями отдельных кристалли-

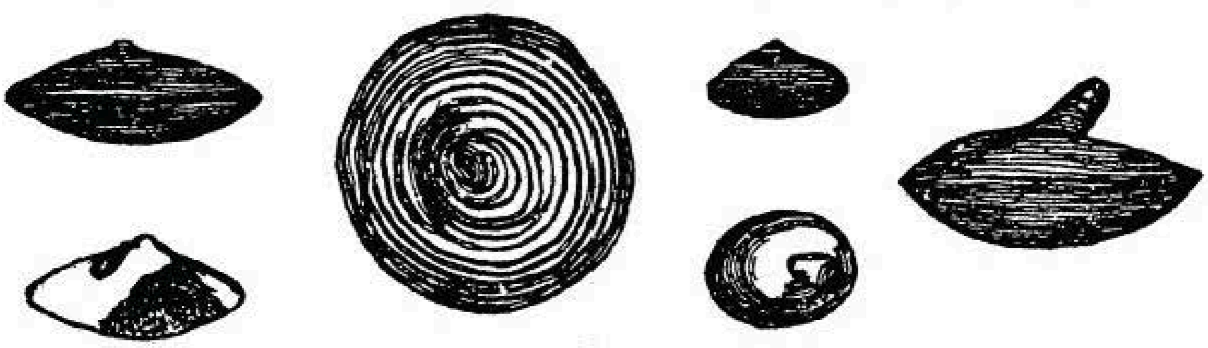


Рис. 126. «Искусственные градинки» Гезехуса — застывшие капельки расплавленной сурьмы.

[1]) Вопрос об изучении микроструктуры града мог быть поставлен лишь в связи с решением вопроса о консервировании градин ([9,10,11,12]), см. также [13], стр. 132—138.

ков имели и искусственные градинки или, точнее, отдельные зерна искусственного ледяного дождя, полученные Дудецким и Сидоровым [5] (рис. 124). При этом вследствие резкого различия температуры поверхности начинавшей падать капли и окружающего воздуха затвердевание происходило с различных точек поверхности, и роста одиночного зерна не получалось — в отличие от ледяного дождя, в котором, надо думать, в большинстве случаев некоторое центральное ледяное ядро медленно растет за счет конденсации на нем при температуре тройной точки паров из окружающего его воздуха и последующего замерзания получающейся воды. Поэтому у В. Д. Дудецкого и И. И. Сидорова иной раз «оболочка не выдерживала увеличения давления внутри нее и раскалывалась на части. Капля как бы взрывалась изнутри. Взрыв этот бывал настолько силен, что капля с треском подбрасывалась на некоторую высоту». Вероятно, подобного же

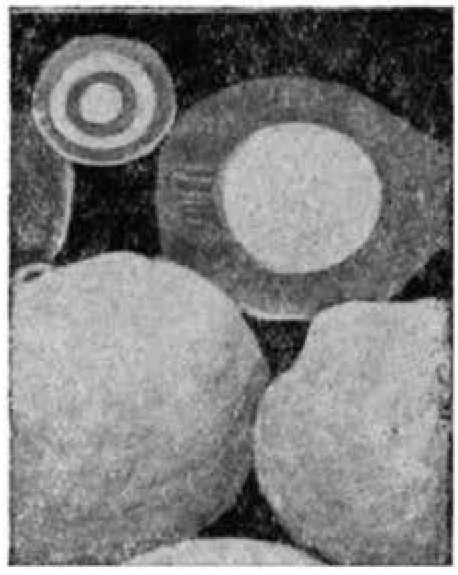
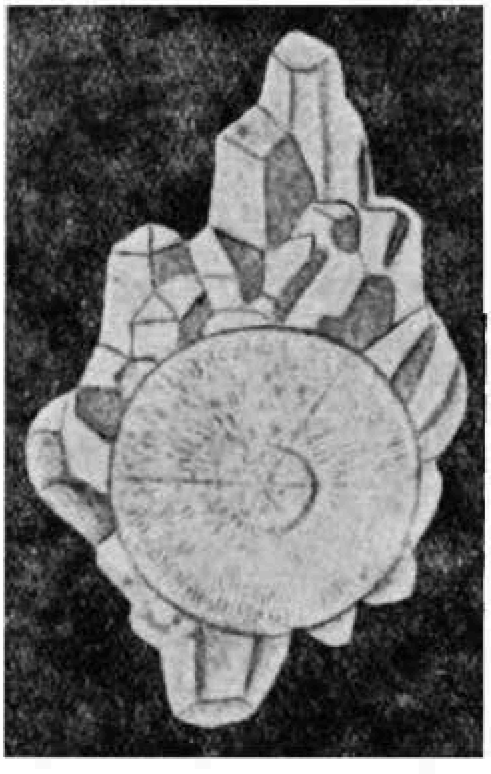


Рис. 1 7. Градины, выпавшие в 1893 г. в Йоркшире (уменьшено в 1,5 раза)



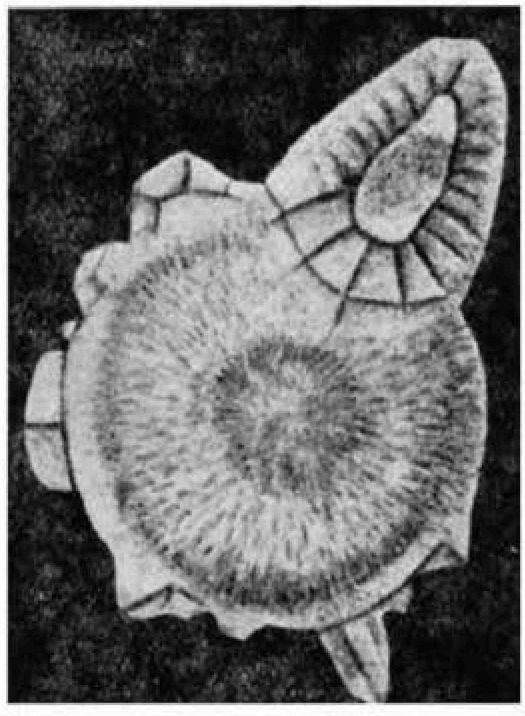
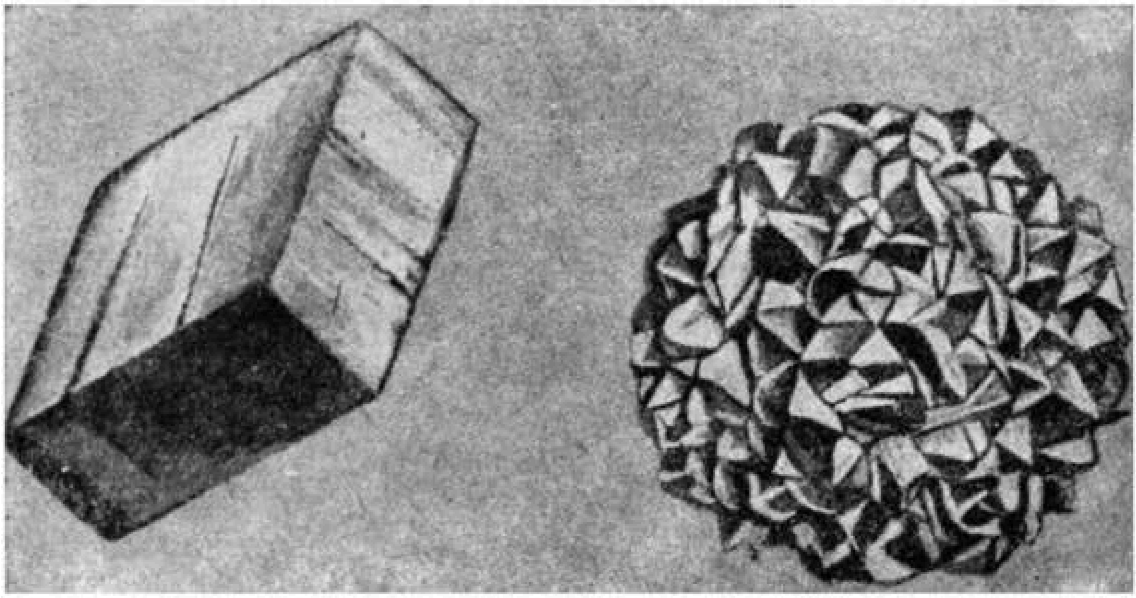


Рис. 128. Градины с кристаллическими наростами, выпавшие в 1873 на Белом ключе (уменьшенные в полтора раза снимки зарисовок Абиха в натуральную величину).

происхождения отмеченные несколько раз в литературе случаи взрывчатого града [16].

Если градина замерзает снаружи, то результатом может быть также выдавливание части еще незамерзшей воды через образовывавшееся в оболочке отверстие, так что градина получается с наростами (рис. 125). Такого же рода наросты получал Гезехус [17] у капель расплавленной сурьмы, которую он выливал в холодную воду и которая при затвердевании, как и вода, увеличиваетея в объеме (рис. 126).



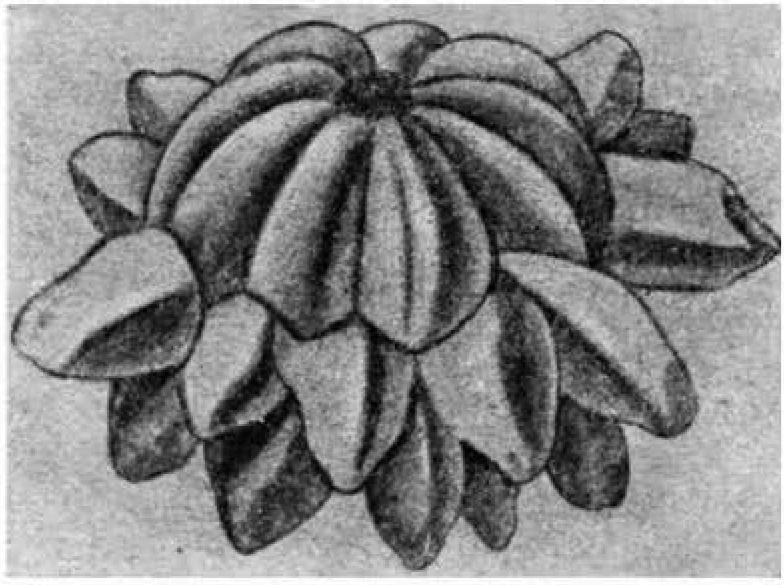


Рис. 129—131. Различные формы градин.

Возвращаясь к объяснению возможности получения градин весьма большой величины, укажу, что вихревыми движениями в облаках, имеющих форму вихревого кольцевого шнура с вертикальной осью, но расположенного в горизонтальной плоскости, можно, пожалуй, объяснить градины размером до 1 *см* в диаметре, а для более крупных градин приходится прибегнуть к явлению всасывания воды вертикальными вихрями — так называемыми смерчами. Отсылая интересующихся, например, к стр. 141 — 147 моей книжки «Снег, иней, град, лед и ледники» [13], а по отношению

к различным предлагавшимся прежде объяснениям происхождения града — к обзорам Вэнера [18], Шваабa [19] и Траберта [20], ограничусь замечанием, что предположение о происхождении града из масс переохлажденной воды, занесенных в высокие слои атмосферы смерчеобразными вихрями, может служить объяснением того разнообразия форм, какое отмечено преимущественно для градин более значительных размеров (рис. 127—131). Тем более правдоподобно такое объяснение для градин, имевших в себе неорганические и органические включения — вплоть до небольших черепашек, кусков соломы и навоза (1 июля 1908 в г. Коврове), жучков «божьих коровок» (в Узбекистане в 1937), ожившие после того, как растаял выпавший «красный град».

§ 3. Гололед

«Гололед образуется при двух различных обстоятельствах.

1. Обильнейший, страшный для растений, ледяной своей тяжестью ломающий ветви, превращающий деревья в несчастные скелеты, которые блестят при луне, будто зачарованный кристаллический лес, гололед порождается переохлажденным дождем, капли которого, коснувшись земли, немедленно затвердевают, теряя при этом свою индивидуальность, соединяясь разом в однообразную стекловидную оболочку. Капли эти замерзают даже на земле, не охлажденной ниже нуля, однако же холодное основание, конечно, более благоприятствует, чем теплое, замерзанию воды и сохранению льда, ибо не согревает осадков, не помогает своей теплотой его плавлению.

2. Другой тип гололеда берется из непереохлажденных дождей и туманов, но может также возникнуть просто от теплого ветерка, обильный пар которого сперва ожижается на холодном основании, а затем лишь этот слой воды застывает в лед [1]); для этого гололеда, разумеется, предполагается поверхность, охлажденная предшествовавшими морозами, а толщина его зависит вполне от степени охлаждения основания. Так как, однако, в этих случаях температура поверхности не бывает слишком низкой, то холод основания при теплом ветре скоро исчерпывается, особенно благодаря освобожденной теплоте затвердевания: получившийся таким путем лед обволакивает очень тонкой скорлупой ниву, деревья, камни и стены» [6], стр. 107).

«Форма, которую принимают переохлажденные капли при замерзании, зависит от быстроты, с которой одна падает вслед за другой, затем от их размеров и, наконец, от степени их переохлаждения.

Ясно, что в случае густого дождя раздельность оледенелых капель может исчезнуть. Относительно же влияния температуры

[1]) Так как теплота конденсации раз в семь больше теплоты затвердевания, то слой гололеда, вызываемого влажным теплым воздухом, будет значительно тоньше слоя, какой получился бы от несомого им тумана. (*Б. В.*)

и величины переохлажденных капель интересными являются результаты прекрасных опытов Дюфура [21, 22]. Обычно капелька переохлажденной воды, сталкиваясь с замерзшей капелькой, не замерзает сразу и совершенно отдельно, но разливается сперва по своей соседке и в таком положении замерзает. Чем более капля текуча, чем выше ее температура, тем легче и полнее происходит такое обволакивание.

Из опытов Дюфура можно вывести поучительное заключение, что переохлажденный дождь затвердевает в виде однородной обо-

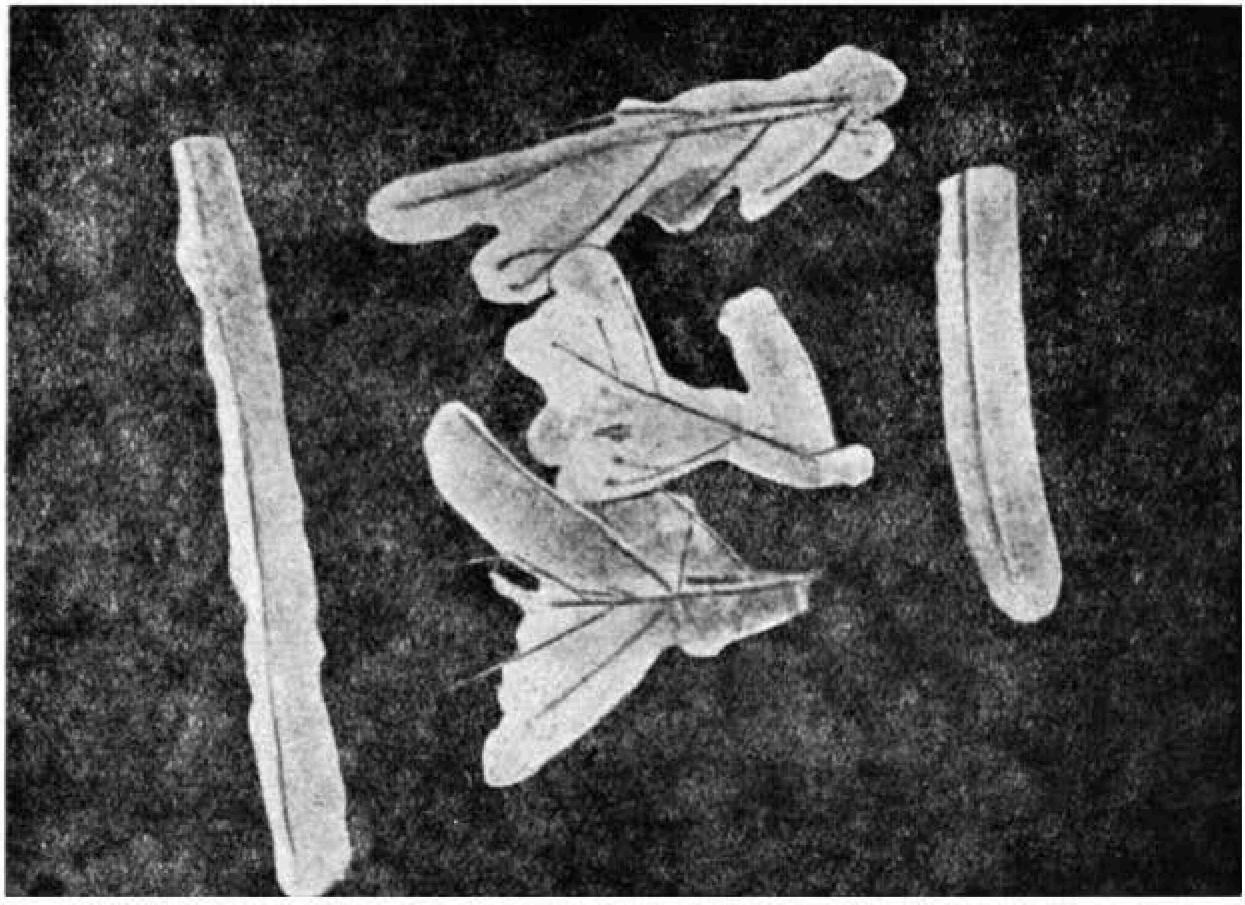


Рис. 132. Гололед на ветках.

лочки не только потому, что его капли падают в большом количестве и быстро одна за другой, но и потому, что капли эти имеют значительные размеры, притом обычно не слишком переохлаждены».

Добровольский указывает на вероятность влияния этих обстоятельств также на рост градин при их падении — рост, который должен быть наиболее интенсивным в нижних слоях градовых туч: «Градовая туча внизу под нулевой изотермой состоит из обыкновенных капель, выше — из переохлажденных капель, в верхнем слое — из крупы или образований, подобных крупе. . . Несмотря на непрерывный подъем воздуха, в результате большие капли падают скорее, чем меньшие. Таким образом постоянно происходит систематический отбор капель по весу: самые тяжелые занимают низ, средние — среднюю часть тучи, самые легкие — верхнюю часть» ([6], стр 109]).

Укажу еще, что слой гололеда на земных предметах может достигать значительной величины, определяемой, с одной стороны, количеством выпадающего ледяного дождя или дождя из переохлажденных капель, а с другой стороны, — прочностью тех предметов, на которых он осаждается, так как по мере утолщения слоя гололеда, например на ветвях деревьев, начинают обламываться сначала более тонкие веточки, а затем все более и более толстые ветви и сучки. Гололед в несколько миллиметров — не редкость (рис. 132), а при такой толщине вес его может превышать в десятки и сотни раз вес тонких ветвей, телеграфных проволок и т. д. и вызывать этим их разлом и разрыв.

Укажем еще случаи осаждения гололеда на изморози, хотя впрочем такая «обледенелая изморозь» [23] может иметь другое происхождение: таяние и последующее замерзание верхнего слоя. Наблюдались случаи смешанного осаждения изморози, инея и гололеда. Удельный вес гололеда колеблется в пределах от 0,9 до 0,6, а обледенелой изморози — от 0,9 до 0,2 и меньше.

§ 4. Сосульки, водный пещерный и почвенный лед

Такого же происхождения, как и гололед второго типа, — а именно, из капелек холодной воды за счет «запаса холода» в предметах — сосульки, водный пещерный лед и, в некоторых случаях, почвенный лед.

В сосульках, запасающих холод в ночное время, рост идет за счет воды, получающейся от таянья — преимущественно от солнечной радиации — снега на крышах и т. п., причем в них при исследовании обнаруживается всегда кристалличность. Оптические оси направлены к оси сосульки, но расположены под различными углами к горизонту в зависимости от условий, при которых образовалась сосулька, повидимому, обычно, если не всегда, перпендикулярно к поверхности замерзания.

У небольших сосулек, которые получаются из снега, тающего, например, на крыше под влиянием солнечных лу-



Рис. 133. Ледяные сталактиты и сталагмиты в Кунгурской пещере (снимок Альтберга и Грошина).

чей при температуре воздуха ниже 0°, оптическая ось — при очень медленном замерзании сосульки — горизонтальна и перпендикулярна к краю крыши. При более быстром замерзании, когда вода успевает стекать ниже края крыши и образуются длинные сосульки, в верхних частях их оптические оси горизонтальны и направлены по радиусам поперечного сечения, а в нижних частях оказываются более наклонными к горизонту, доходя почти до вертикальности.

Несколько менее ясен генезис водного пещерного льда: спускающихся с потолка пещер сосулек — сталактитов — и поднимающихся им навстречу и иногда срастающихся с ними сосулек — сталагмитов (рис. 133). Здесь ввиду практического отсутствия суточных колебаний температуры приходится в каждом отдельном случае искать тот местный временный (потому что иначе такой лед заполнил бы всю пещеру), но весьма длительный источник холода, который в течение роста такого пещерного льда постоянно отнимал бы теплоту, выделяющуюся при замерзании стекающей со сталактитов воды, попадающей — в меньшем количестве — на сталагмиты и — в еще меньшем количестве — стекающей по ним на нижнюю поверхность пещеры. Как пример исследования таких местных источников, укажем упомянутую уже работу Альтберга (см. гл. VI, [22]).

Подобного же рода как суточные, так и сезонные колебания температуры — с минимумами ниже нуля — в достаточно рыхлой почве, на верхнюю поверхность которой попадает вода, могут вызывать образование в некоторых случаях почвенного льда. Подробнее о таких случаях будет сказано в главе XVI.

§ 5. Классификация случаев образования водного льда в гидросфере

Наиболее естественной сферой образования водного льда является гидросфера, и хотя в ней в зимнее время, когда возникает и растет водный лед, наиболее естественным является (как видно из сопоставления левой и правой сторон общей схемы, табл. LXVIII) то расположение слоев различной температуры, которое мы наз-

Таблица LXVIII

Расположение слоев при образовани водного льда

Слой тропосферы с температурой ниже 0°.	
Гидросфера	Слои льда с температурой ниже 0°, возрастающей по направлению книзу до 0°
	Вода с температурой от 0° до +4°, возрастающей по направлению книзу
Слои литосферы с температурой выше 0°, возрастающей по направлению книзу	

вали в главе III естественным, все же явления образования водного льда в гидросфере отличаются значительным разнообразием и вместе с тем значительно большей устойчивостью, чем, например, явления образования атмосферного льда в атмосфере.

Разнообразие ледовых явлений в гидросфере вызывает необходимость их классификации, которая производится обыкновенно по двум параллельным путям:

а) по месту ледообразования;

б) по стадиям процесса ледообразования.

По месту ледообразования основное различие состоит в том, образуется ли лед в стоячей воде или в воде текучей. Необходимо подчеркнуть, что стоячие воды, или водоемы, и текучие воды, или водотоки, являются по существу лишь типами частей гидросферы.

В самом деле, если понимать под стоячей водой такое вместилище воды в природе, в котором вода, находящаяся в каждом вертикальном столбе, совершенно неподвижна, а под текучей—такое вместилище, в котором вода, находящаяся в некотором вертикальном столбе, непрерывно уходит через одну из стенок этого столба, пополняясь водой, входящей через противолежащую стенку, то оба эти случая являются идеальными и потому неосуществимыми. В природе весьма часты типичные случаи, практически совпадающие с этими идеальными: лужи, пруды (если понимать под прудами не искусственно вырытые вместилища для воды, а вместилища, по объему промежуточные между лужами и озерами), озера и даже моря, с одной стороны, и ручейки, ручьи, речки и реки с различной быстротой течения, с другой. Но наряду с такими типичными случаями стоячих и текучих вод мы встречаемся и с промежуточными случаями, в которых имеют место сравнительно незначительные перемещения слоев воды как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях (примеры: водоемы с внутренним питанием, водоемы во время действия ветра на их поверхность, наконец, мировой океан с имеющимися в нем течениями). Такие случаи, смотря по интенсивности этих перемещений, должны давать или явления ледообразования, характерные для стоячих вод, или явления, характерные для текучих вод, или же явления, представляющие сочетание тех и других — иногда настолько своеобразные, что их приходится выделять в особые категории.

Что касается стадий ледообразования, то здесь естественны следующие пять стадий тоже типичных, так как во многих случаях они переплетаются между собой или же в различных частях одного и того же водовместилища наблюдаются различные стадии:

1. Возникновение льда в виде отдельных первичных элементов *ледообразования*.

2. Рост этих зародышей вплоть до образования сплошного ледяного слоя на поверхности водоема или водотока.

3. Рост получившегося ледяного покрова.

4. Уменьшение толщины ледяного покрова.

5. Нарушение сплошности ледяного покрова вплоть до его исчезновения.

Первая стадия — постепенного появления первичных элементов ледообразования — трудно наблюдаема, так как, если они заносятся сверху из воздуха, то надо еще доказать, что именно попадающие в воду снежинки являются зародышами ледообразования; если же они возникают «самопроизвольно», то они почти не наблюдаемы, так как они должны быть микроскопически или даже ультрамикроскопически малы. Сама по себе эта стадия имеет небольшое практическое значение, так как все явления ледообразования, которые мы можем использовать или против которых мы можем бороться, относятся почти исключительно к последующим стадиям.

Вторая стадия уже в своем начале играет существенную роль, бросается в глаза и носит поэтому определенные названия, из которых наиболее характерным, относящимся как к стоячим, так и к текучим водам, является термин «появление сала» (подробнее см. в следующей главе). Заканчивается эта стадия для стоячих вод тем, что водоем «покрывается льдом». Для водотоков же появление сала переходит в *ледоход*, заканчивающийся после ряда разнообразных явлений *ледоставом* или *замерзанием реки*.

Ледоходу в текучей воде зачастую — а по мнению ряда авторов непременно и всегда — предшествует появление *внутриводного* льда в виде ли только *шуги* (выбираю опять только наиболее употребительный термин), которая несется внутренними слоями водотока, или же и в виде *донного льда*, появляющегося на дне водотока или на находящихся на дне или внутри водотока предметах. Рассмотрению этой подстадии посвящен следующий параграф.

Третья и четвертая стадии ледообразования — изменения толщины уже образовавшегося ледяного покрова — не имеют особых названий, тогда как пятую — разрушение сплошности ледяного покрова — называют на водоемах обычно *разломом льда*, а на водотоках — *подвижкой льда* или *вскрытием реки* и затем *ледоходом* (иногда в отличие от осеннего прибавляют слово «весенний»). Заканчивается пятая стадия тем, что водоем или водоток «очищаются от льда».

§ 6. Физические и геофизические условия ледообразования

Совершенно бесспорно и неопровержимо, что для образования из жидкой воды гидросферы твердого льда необходимы и достаточны три физических условия:

1. Переохлаждение — хотя бы самое незначительное — воды.

2. Появление в переохлажденной воде ядер или зародышей кристаллизации.

3. Отвод тепла, выделяющегося при затвердевании воды.

Замечу, что переохлаждение точно так же требует отвода тепла, так что в смысле хронологическом третье условие надо поставить

первым, но сформулировав его так: «отвод тепла при переохлаждении и затвердевании воды».

Об условиях отвода тепла от водоема или водотока будет речь в главе XIII, а пока мы остановимся на переохлаждении воды в природных условиях.

Вопрос о переохлаждении воды в водоемах и водотоках только в сравнительно недавнее время получил экспериментальное подтверждение, причем одними из главных инициаторов постановки соответствующих наблюдений, требующих весьма тонкой аппаратуры, надо считать Барнеса [24] и В. Альтберга с сотрудниками [26–31]. К такой аппаратуре приходится прибегать потому, что сколько-нибудь значительное переохлаждение, до —1°,4 [32], наблюдается редко и в самом поверхностном слое воды. Чем спокойнее вода, тем на меньшую глубину проникает это переохлаждение, и лишь в более или менее быстро текущих реках, где наблюдается интенсивное перемешивание слоев, переохлаждение наблюдается во всей толще воды, до самых придонных слоев, но такое переохлаждение выражается тысячными и максимум одной-двумя сотыми градуса.

Наличие переохлаждения воды в водотоках в подготовительный к ледоходу период можно поэтому считать точно так же бесспорным, хотя и с некоторыми оговорками (см. стр. 91). Значительно более разноречивы мнения ряда авторов относительно генезиса первичных элементов ледообразования, без которых переход переохлажденной воды в твердое состояние физически невозможен.

Одни исследователи считают, что зародыши кристаллизации попадают в переохлажденную воду из находящегося над нею воздуха, имеющего температуру ниже 0°, и отвергают образование ядер кристаллизации внутри переохлажденной воды или же приписывают возможности такого образования очень ограниченную роль [1]).

Другие авторы считают, что донный лед образуется на дне вследствие того, что оно имеет более низкую температуру [2]), или же (Араго и его последователи) вследствие меньшей скорости течения у дна и наличия на дне шероховатостей и острых углов. За точку зрения Араго говорят: a) более легкая кристаллизация при спокойствии жидкости; b) аналогия с кристаллизацией из пересыщенных растворов на телах с шероховатой поверхностью или острыми углами; однако эта точка зрения противоречит разработанному после времен Араго представлению о кристаллизации как о процессе теплопроводности и о переохлаждении жидкости как необходимом условии кристаллизации.

---

[1]) Из русских авторов наиболее ярким выразителем такой точки зрения является Лохтин [33], которому принадлежат едва ли не первые исследования над образованием донного льда в искусственных условиях, но не в лаборатории, а в атмосферном воздухе вне стен зданий.

[2]) Защитником такой точки зрения, весьма мало обоснованной, является, например, Быдин [34]; доводы против нее будут изложены в следующем параграфе.

Наконец, третьи авторы, наиболее видным представителем которых является В. Я. Альтберг, находят, что ядра кристаллизации возникают внутри переохлажденной воды преимущественно, если не исключительно, на взвешенных несомых водотоком твердых частицах и отчасти на твердых частицах дна, и что в первом случае образование донного льда объясняется перемешиванием слоев воды и заносом на дно образовавшихся внутри переохлажденной воды зародышей.

Ни для прогноза внутриводного льда, ни для выбора тех или иных из практикуемых мероприятий для устранения или ослабления возможности его образования вопрос о генезисе элементов внутриводного льда практического значения [1]) не имеет, так как увеличение его количества зависит исключительно от скорости отвода тепла из переохлажденной воды. Поэтому я ограничусь ссылкой на § 13 и 14 главы II, в которых указывалось на отсутствие опытных — в лабораторных или природных условиях — исследований, которые показали бы возникновение ядер кристаллизации при тех крайне малых переохлаждениях воды, какие наблюдаются внутри водотоков, совершенно независимо от того, была ли вода чистой или заключала в себе взвешенные частицы, находилась она в соприкосновении с твердыми стенками или нет, была ли она в покое или перемешивалась, если только была устранена возможность занесения зародышей кристаллизации извне.

Что же касается поверхностного слоя, где наблюдаются иногда более значительные переохлаждения, то если даже там и возникают самопроизвольно ядра кристаллизации, все же, конечно, гораздо проще и естественнее объяснять нарушение переохлаждения падением на этот слой кристалликов снега, присутствующих, несомненно, при таких условиях в воздухе над этим слоем.

§ 7. Калорический режим водоема и водотока перед образованием ледового покрова с качественной стороны

Температурный режим водоема и водотока пред образованием ледяного покрова является следствием калорического режима, т. е. того теплообмена, какой происходит на поверхности водоема или водотока и который для возможности ледообразования должен вести

[1]) Добавлю «в настоящее время», так как в дальнейшем положение может измениться, Если бы, например, оказалось, что пускание на поверхность реки весьма тонкого слоя жидкости, более легкой, чем вода, но более тяжелой, чем лед, не приводит к заносу ее внутрь водотока, то применение этого в качестве меры, задерживающей шугообразование на участках рек, особенно подверженных опасностям образования донного льда в периоды, когда прогноз дает соответствующие указания, зависело бы от того, где именно образуются первичные элементы внутриводного льда. Если правильна точка зрения о заносе их из воздуха, то практическое изучение предлагаемой меры имело бы смысл, конечно, в случае, если предварительные подсчеты покажут ее рентабельность (с учетом возможности сбора значительной части выпущенной на реку жидкости) [34a].

к отрицательному тепловому балансу этой поверхности, т. е. к отводу тепла от нее.

Рассмотрим сначала вопрос о тепловом балансе как этой поверхности, так и нижней поверхности водоема или водотока и как следствие — всей его толщи, причем ограничимся более общим случаем водотока, из которого можно легко перейти к частному случаю водоема.

Выразим качественную сторону этого вопроса в виде ряда «Положений» для удобства ссылки на них в дальнейшем.

Положение I. Подвод тепла к поверхности водотока может происходить как в результате попадания на нее прямых солнечных лучей и диффузного света от небосвода и облаков, так и — в тех редких случаях, когда температура воздуха выше температуры поверхности воды, — путем теплопроводности от нагретого воздуха, а также за счет теплоты дна, если дно теплее поверхности.

Положение II. Потеря тепла с поверхности водотока может происходить благодаря теплопроводности (молекулярной) воздуха, переносу теплоты конвекционными токами воздуха и лучеиспусканию через воздух к наиболее холодным слоям атмосферы.

Положение III. Добавочным источником теплопотерь поверхностного слоя воды является испарение воды со свободной поверхности.

Положение IV. Приход тепла к поверхностным слоям дна или образовавшегося на дне льда может происходить за счет теплоты воды, если температура ее выше температуры дна, или же за счет лучистой энергии солнца, проникшей через толщу воды.

Положение V. Отвод тепла от поверхности слоев дна или образовавшегося на дне льда может быть либо в сторону нижележащих слоев почвы, либо в сторону воды.

Положение VI. Отвод тепла от поверхности слоев дна или образовавшегося на дне льда в сторону почвы может происходить только благодаря теплопроводности.

Положение VII. Отвод тепла от поверхностных слоев дна или образовавшегося на дне льда в сторону воды может происходить как благодаря теплопроводности воды, так и путем переноса тепла находящеюся над дном и омывающею дно водой, а также в результате лучеиспускания от дна к поверхности воды и далее в межпланетное пространство.

Положение VIII. Для того чтобы был возможен отвод тепла от поверхностных слоев дна или от образовавшегося на дне льда благодаря теплопроводности почвы или путем конвекции тепла водой, температура воздуха над берегами реки и над рекой должна быть ниже нуля.

Заметим, что до последнего времени считалось несомненным, что отложение льда должно сопровождаться выделением теплоты кристаллизации на дне, и возбуждавшим наибольшие споры был вопрос о способах отвода этого тепла от поверхности дна. Поэтому

мы прежде всего резюмируем доводы за и против преимущественного значения каждого из этих способов.

1. Отвод тепла через почву (положения V и VIII) возможен лишь в случае, если температура почвы на берегу ниже нуля. Доводы за эту точку зрения (Быдин): a) донный лед чаще и обильнее, если ложе состоит из пород хорошей теплопроводности и в частности хорошо увлажнено; b) донный лед чаще и обильнее, если берега не были покрыты снегом в течение длительных предшествующих морозов. Доводы против: a) подсчеты показывают, что даже через серебряное ложе передавалось бы в самых благоприятных случаях количество тепла, совершенно не соответствующее количествам образующегося в природе донного льда; b) наблюдения над температурой поверхностных слоев дна, за исключением весьма малого числа сомнительных случаев, дают температуры выше 0°.

2. Отвод тепла лучеиспусканием через воду (положение VI). Доводы за эту точку зрения (Кивер, Барнес): a) вода довольно прозрачна для инфракрасных лучей, соответствующих температуре излучающего дна, близкой к нулю; b) донный лед не образуется на больших глубинах порядка нескольких десятков метров; c) донный лед не образуется днем; d) донный лед образуется чаще при ясной погоде, чем при облачной; e) весьма редки случаи образования донного льда под покровом поверхностного льда. Доводы против: a) недостаточность коэфициента пропускания инфракрасной части спектра для отвода тепла со дна даже при толщинах слоя воды порядка нескольких метров; b) по теории Барнеса донный лед с одинаковой вероятностью должен возникать как в текущей воде, так и в стоячей, но в последней случаи образования донного льда крайне редки; c) опыты Альтберга показали, что образование донного льда в движущейся воде при низкой температуре воздуха над ней идет практически одинаково как в закрытом и темном помещении, так и под открытым небом.

3. Отвод тепла со дна, благодаря теплопроводности воды (положения VII и VIII). Он должен заметно уступать переносу тепла вследствие движения воды в водотоках, но в совершенно спокойной воде, которая имеет температуру ниже 0° и для которой повышение температуры только увеличивает удельный вес и способствует опусканию более холодных слоев вниз при выделении тепла снизу, такая теплоотдача может иметь некоторое, хотя и очень малое, значение.

4. Отвод тепла преимущественно или даже исключительно в результате переноса его водой (положения VII и VIII). Доводы за эту точку зрения (Гэй-Люссак, Альтберг): a) образование донного льда почти исключительно в водотоках и притом преимущественно в местах порожистых или с быстрым течением; b) перемешивание масс воды в водотоках, обнаруживаемое как благодаря наличию ила со дна в верхних слоях, так и благодаря почти одинаковой температуре воды во всех слоях реки (даже и тех случаях, когда

река вытекает из водоема с различной температурой воды на различной глубине; пример: Нева и Ладожское озеро); c) случаи образования донного льда в озерах и прудах, но лишь при волнении. Доводы против: a) наличие неподвижного («стагнантного») слоя на поверхности обтекаемых жидкостью твердых тел (толщиной до нескольких стотысячных миллиметра); b) случаи образования донного льда в озерах и прудах при видимом отсутствии волнения.

Из этого обзора можно видеть, что, если и существует отвод тепла с поверхностных слоев дна, то он представляет собой явление комплексное, но что при этом в нем, повидимому, главное, если не полностью решающее значение имеет четвертый из перечисленных способов отвода тепла — перенос его вследствие перемешивания слоев.

Слово «повидимому» приходится добавлять потому, что если резюмировать все известные нам сведения о донном льде с того времени (1788), как Бон установил факт образования льда на дне реки, — факт, хорошо знакомый до этого, например, французским крестьянам, но отрицавшийся учеными той эпохи, — то результаты получаются мало утешительные. Имеется громадный наблюдательный материал, но в громадном большинстве очень неполный в отношении наблюдения всех частностей этого в общем сложного и комплексного явления. Так при этих наблюдениях какие-либо измерения хотя бы температуры воздуха и воды производились лишь в незначительном числе случаев и часто с недостаточно совершенной аппаратурой, притом с помощью весьма несовершенной с физической точки зрения методики. Вследствие же неполноты описания наблюдения заключают в себе много противоречивых результатов, что позволяет злоупотреблять выборочной статистикой и создавать противоречащие друг другу «теории». За одним-двумя исключениями эти теории не разработаны достаточно основательно с количественной стороны, и дают в большинстве случаев лишь объяснение качественной стороны явления. Есть, наконец, научно поставленные и научно проведенные опытные исследования (Лохтина, Альтберга), но они освещают не все стороны вопроса и тоже имеют скорее качественный, чем количественный характер.

Приведу в этом отношении мнение Добровольского [36]. «Теория Х. Т. Барнеса (охлаждение дна благодаря излучению) равно как и теория Ф. И. Быдина (охлаждение дна благодаря теплопроводности во время продолжительных морозов) не имеют под собой ни данных непосредственной проверки, ни доказательств экспериментального характера. Теория же В. Я. Альтберга, слишком абсолютная в своей отрицательной части — критике теории Барнеса, неудовлетворительна в своей, хотя и основанной на лабораторных опытах, положительной части (поддержание в состоянии переохлаждения воды, притекающей ко дну с поверхности), так как эта теория не разъясняет механизма охлаждения. К тому же все три названные теории имеют только качественный характер».

Однако наравне с этими тремя теориями отложения донного льда, которые можно назвать общим именем *кристаллизационных*, не менее законной была бы *режеляционная* точка зрения, по которой «донный» лед является «наносным» и пристает ко дну благодаря режеляции, не сопровождаемой, как это подробно выяснено в § 14 гл. I, ни выделением, ни поглощением тепла. Пока она может быть подтверждена ([37] и подробнее [35]) только различными косвенными соображениями и не развита математически хотя бы в такой же мере, как математически обоснована возможность заносов отдельных снежинок и запасов холода до дна водотока [1]), режеляционную точку зрения на отложение донного льда надо считать имеющей качественный характер. Косвенным доводом в пользу режеляционной точки зрения на отложение «донного» льда можно считать интересные опыты Пиотровича [40], в которых этот лед практически не отлагался на «гидрофобных» (не смачиваемых водой) поверхностях.

Замечу, что такой же качественный характер носит и новейшая теория Тимонова [39], кладущего в основу понятие о ледяных кристалликах как адсорбентах, т. е. по существу, опирающегося на явление режеляции льда, которая как более ясная физически может заменить менее определенное — в данном частном случае — физико-химическое представление об адсорбции, при которой выделения энергии почти не происходит.

Возникновение и изменение количества внутриводного льда как на ложе водотоков и водоемов и на твердых предметах, находящихся на дне или внутри воды, так и внутри самой воды представляют собой весьма сложные гидрофизические явления, определяемые большим числом различных факторов, как-то: 1) температурное поле ложа, воды и воздуха над ней, 2) скоростное поле воды (со включением грунтовой) и воздуха, 3) влажностное поле воздуха, 4) поле состава (химического, ионного, твердых примесей) воды и воздуха, 5) поле температуры замерзания воды в различных точках водоема или водотока, 6) поле коэфициентов молекулярной теплопроводности ложа и виртуальной теплопроводности воды и воздуха, 7) распределение коэфициентов отражения и лучеиспускания по поверхности ложа и воды и коэфициентов шероховатости по поверхности ложа. Многие из этих факторов в громадном большинстве случаев наблюдений над внутриводным льдом не являются объектом измерения, а некоторая часть их и не может быть измерена без нарушения природных условий.

Другим отрицательным свойством работ по донному льду является подход к этому явлению со стохастической точки зрения, которая была бы вполне уместной, если бы мы имели дело с явлением естественно-историческим, а не чисто геофизиче-

---

[1]) См., например, работы Маккавеева [38] и другие.

ЭБ Научное наследие России

ским, правильный подход к которому должен быть с точки зрения функциональной, а не стохастической зависимости его от тех или иных причин. Эта неправильность подхода скрывается в самом допущении возможности объяснения *исключений* из наблюдаемых общих закономерностей особым своеобразием местных условий, тогда как естественнее было бы приписывать эту исключительность неполноте наблюдений над из ряда вон выходящими случаями появлений донного льда.

Ознакомление с литературой предмета приводит к заключению, что различия мнений отдельных исследователей сводятся почти исключительно к различной оценке сравнительной значимости тех физических причин, которые в определенной гидрологической обстановке могут обусловливать образование и отложение внутриводного льда

Вопрос о шугообразовании представляет собой весьма существенную частность общего вопроса о калорическом режиме водотока пред ледоставом — вопроса, который настолько полно разработан в цитированном выше фундаментальном и превосходном труде Дэвика, что последующим исследователям остается только слегка ретушировать отдельные места законченной общей картины, нарисованной Дэвиком.

Отметим, что мысль о необходимости обратить основное внимание не столько на температурный режим, сколько на калорический, была впервые определенно высказана (хотя и не сразу) Альтбергом [1])

---

[1]) В первых своих работах, после того как им в 1915—1916 г. были поставлены лабораторные опыты над образованием донного льда [41], Альтберг в качестве «новой гипотезы для объяснения донного льда» считал, что «движение воды является фундаментальным фактором, на котором зиждется явление образования донного льда».

В работе, напечатанной через 6 лет [42], автор стоит на не столь определенной и несколько иной точке зрения: «Основой явления нужно считать термодинамический момент, от которого зависит как общий характер процесса охлаждения водоемов, так и характер отдельных фазисов его, в том числе образования льда вообще и появления в том или другом месте речного профиля различных разновидностей его».

Несколько более отчетливы высказывания Альтберга в его другой работе [43], напечатанной еще через 3 года: «Следовательно, решающим моментом льдообразования является гарантированная возможность максимальной теплопотери воды при свободной от льда поверхности... Кроме того, в этих теориях опускалась из виду одна существенная, лежащая в основе ледовой проблемы сторона: общий теплообмен в реках и формы, в которых он происходит».

В позднейших работах и статьях Альтберг говорит уже с полной определенностью о преобладающем значении теплообмена. Так, например, в книжке *Донный лед*, [44], в которой автор резюмирует свои многолетние работы, он пишет, что «в процессе образования льда температура воды не столь важна, главное — теплообмен (теплоотдача, выделение тепла и теплопередача). Сюда именно, на термодинамические (а не термические) условия, должен быть перенесен центр тяжести и обращено главное внимание, так как именно эти условия являются решающими и определяющими характер и темп образования льда: бурный или медленный, интенсивный или слабый».

и что, повидимому, опубликованная в 1925 г. на немецком языке работа Альтберга [43] послужила толчком [1]) к тому, чтобы Дэвик, назначенный в 1928 г. членом Норвежской комиссии для изучения

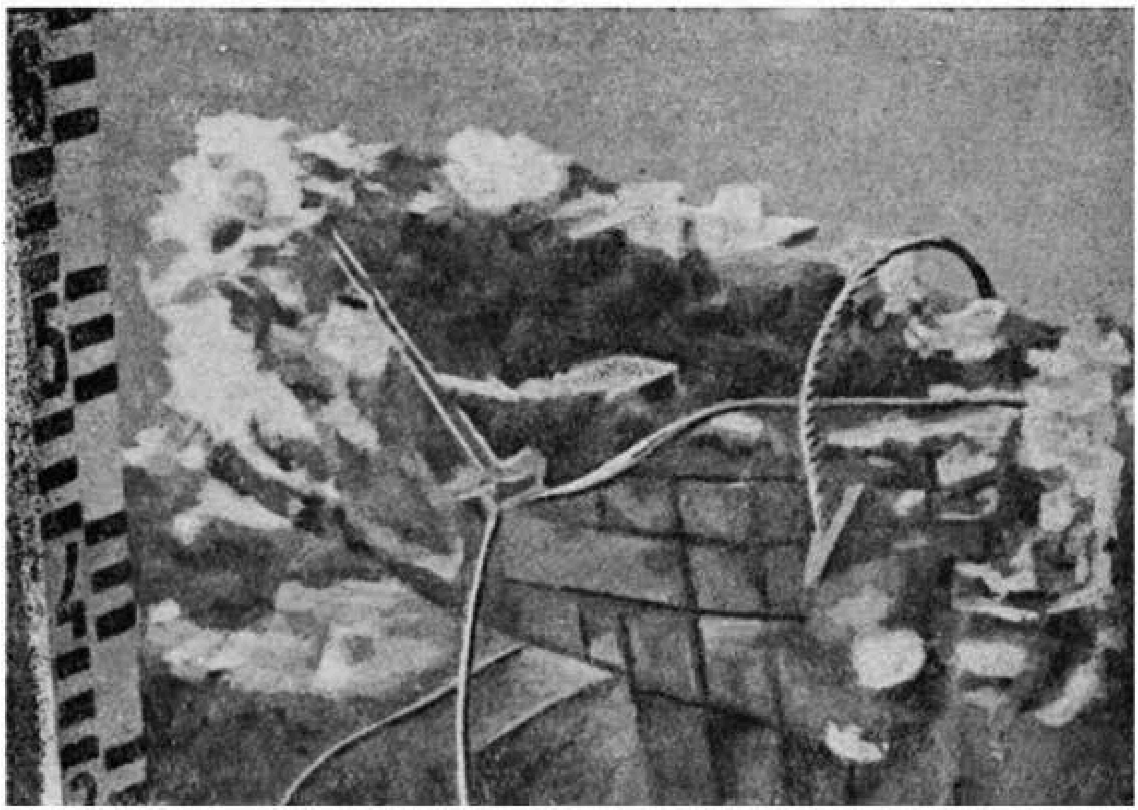


Рис. 134. Бельевая корзина с пластинками донного льда (снимок В. Я. Альтберга).

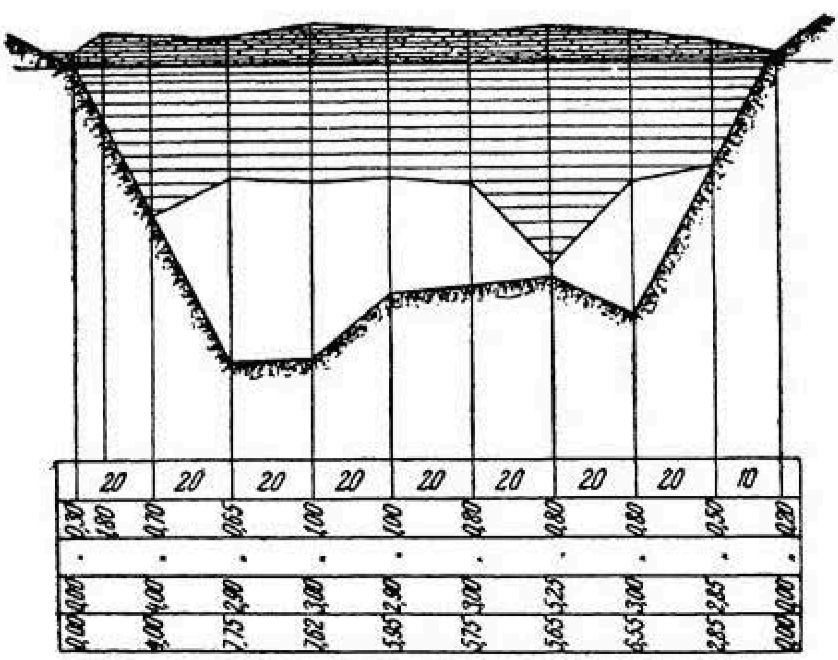


Рис. 135. Уменьшение живого сечения р. Свири донным льдом 10 ноября 1931.

[1]) «Мы можем не останавливаться здесь на обширной литературе (список см. у Швальбе [42]), так как физический процесс [образования донного льда] в общих чертах выяснен Альтбергом в цитированной выше работе» ([38], стр. 85).

тяжелых ледовых явлений, имевших место на р. Гломма в зимы 1926—1927 гг. и 1927—1928 гг., пришел к выводу, что «количественное рассмотрение невозможно без исчерпывающего анализа отдельных частей теплового процесса и новых исследований отдельных задач».

Как Менделеев справедливо указывает, «открытие закона природы принадлежит тому, кто прежде других его ясно сознавал, а не смутно только предчувствовал, кто себя и других убедил в существовании закона рядом фактов и умозаключений». А так как именно Дэвик дал методы количественного учета и предвычисления явлений в водотоках пред ледоставом и его формулы — с теми или другими видоизменениями и дополнениями — нашли широкое применение на практике прогноза ледообразования Альтбергом и его соработниками, то мы в дальнейшем будем сокращенно называть математическую теорию явлений в водотоках пред ледоставом «теорией Дэвика».

Что касается описательной стороны явлений ледообразования в водотоках, то мы ограничимся приведением рис. 134, 135, ссылкой на цитированную выше книжку Альтберга *Донный лед* [44], на его недавнюю книжку *Подводный лед* [47] и на главы IV, V и отчасти IX *Ледотехники* Барпеса. [46].

Литература к главе XI

1. К. Жук, *Метеор. вестн.*, **12**, 265—267 (1902).
2. К. Жук, *Метеор. вестн.*, **12**, 267—274 (1902).
3. См. гл. IX [112].
4. См. гл. VIII [12].
5. В. Дудецкий и И. Сидоров, *ЖРФХО*, ч. физ., **43**, 340—343 (1911).
6. См. гл. I [3].
7. См. гл. VIII [3].

8a. G. Grimminger, *Monthly Weather Review*, **61**, 198—200 (1933).

9. Б. П. Вейнберг и В. Д. Дудецкий, *Изв. Акад. наук*, 1910, 639 (несколько короче — *ЖРФХО*, ч. физ., **42**, 177; *Метеор. вестн.*, **20**, 230—233; *La Nature* **38**, № 9, 108 и в ряде других русских и иностранных журналов).
10. B. P. Weinberg et V. D. Dudeckij, *Изв. Акад. наук* 1910, 1459.
11. B. P. Weinberg, *La Nature*, **38**, 208 (1910).
12. Б. П. Вейнберг и С. И. Шубин, *Труды 3-го съезда Росс. асс. физ.*, 84—85, 1923.
13. См. гл. I [6].
14. J. Müller, *Ann. d. Phys.*, **144**, 333—334 (1872).
15. J. H. Flügel, *Ann. d. Phys.*, **146**, 482—486 (1872).
16. W. G. Brown, *Nature*, **88**, 350 (1912).
17. H. Гевехус, *ЖРФХО*, ч. физ., **23**, 404—409 (1891).
18. C. Wachner, *Historisch-kritische Uebersicht über die Hageltheorien. Nieuwe Verhandelingen van het Bataafsch Genootschap d. Proefondervindelijke Wijsbegeerte*, **2**, Rotterdam 1876 [6].
19. B. Schwaab, *Die Hageltheorien ältere und neuerer Zeit*, *Cassel* 1878 [6]. Реферат — *Z. Meteor.*, **14**, 453 (1879).
20. W. Trabert, *Die Bildung des Hagels*, *Meteor. Z.*, **16**, 433 (1899) [6].
21. См. гл. II [135].
22. См. гл. I [136].

23. Н. С. Муретов, *Гололед и изморозь в районе железных дорог*, стр. 41, М. 1935.
24. См. гл. I [23].
25—29. В. Я. Альтберг, *Изв. гл. геоф. общ.*, 1920, № 1, 5; *Метеор. вестн.* 1922, 13; *Изв. гос. гидр. инст.*, 1922, № 4, 1; *Сборник в честь проф. Книповича*, 1926, 209—221; *Исследование рек СССР*, **2**, 3—60 (1932).
30. Ф. Н. Софронов, *Метеорол. Вестн.*, **43**, 52 (1933, № 1—2).
31. В. Я. Альтберг, В. К. Альтберг, Е. А. Попов и П. И. Сырников, *Исследования рек СССР*, **2**, 3—60 (1932).
32. Olaf Devik, *Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufer auf Norwegische Verhältnisse angewandt, Geofysiske Publikasjoner*, **9**, № 1, pp. 100 (1931). Было бы очень желательно появление этого труда в русском переводе.
33. В. Н. Лохтин, *Материалы по опис. русских рек*, **10**, стр. 85, 1906.
34. Ф. И. Быдин, *Изв. Инст. гидротехники*, **5**, 107—134 (1932).
35. Б. П. Вейнберг, *Методика изучения процессов шугообразования* (рукопись в редакции *Трудов научно-иссл. Института гидротехники*).
36. А. Б. Добровольский, *Изв. инст. Гидротехн.*, **14**, 77 (1934).
37. См. гл. I [50].
38. См. гл. I [45].
39. В. Е. Тимонов, *изв. инст. гидротехн.*, **16**, 15—53 (1935).
40. В. Пиотрович, *Метеор. и гидрол.*, **4**, 106 (1938).
41. В. Я. Альтберг, *Геоф. Сборн.*, **3**, № 1, 77 и № 2, 1 (1916).
42. В. Я. Альтберг, *Изв. росс. гидр. инст.*, № 4, 1—14 (1922).
43. W. Altberg, *Ann. d. Hydrogr.*, 52, 225—229 u. 273—275 (1925).
44. В. Я. Альтберг, *Донный лед*, стр. 77, Л., изд. Гос. гидр. инст., 1931.
45. G. Schwalbe, *Aus d. Archiv. d. deutschen Seewarte*, **44**, 189 [32].
46. См. гл. I [186].
47. В. Я. Альтберг, *Подводный лед*, М.—Л., 1938.

Глава XII

ФОРМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ВОДОЕМОВ

В. И. АРНОЛЬД-АЛЯБЬЕВ

§ 1. Различные формы ледяного покрова и их систематика

Всякое ледяное образование на поверхности природных вод принято относить к так называемому ледяному покрову.

Формы ледяного покрова крайне разнообразны. Если в водотоках со спокойным течением и водоемах малых размеров явления, связанные с ледяным покровом, сравнительно элементарны, то в значительно более сложном виде проходит явление ледообразования в бурнотекущих водотоках и в водоемах больших размеров, где ветер и волнение оказывают значительное влияние на ледовые процессы.

Не менее важным фактором является в данном отношении и химический состав воды, из которой и в которой образуется лед.

Эти причины ведут к крайнему разнообразию типов ледяного покрова как по внешнему характеру, так и по внутреннему строению, и, естественно, отличают в этом отношении не только основные типы водоемов, например озера от морей, но заставляют различать и отдельные водоемы одного и того же типа между собой. Так, например, наблюдениями установлено, что ледяной покров Белого моря резко отличается от ледяного покрова Балтийского моря, хотя эти моря сравнительно близки одно к другому территориально и до известной степени в климатическом отношении.

Точно так же различен ледяной покров на реках спокойного течения и на реках быстротекущих.

В основном принято делить ледяной покров водоемов и водотоков на две разновидности: ледяной покров водоемов и водотоков суши (иначе — внутренних водоемов) и ледяной покров морей.

Лед морей образуется под влиянием ряда факторов, отсутствующих у водоемов суши, в силу чего морской ледяной покров отличается еще большим разнообразием форм и строения. Богатство форм морских ледяных образований определяется не только количеством различных видов льда, превышающим, по современным ледовым терминологиям, полсотни, но определяется также комбинацией отдельных форм.

Для единообразия наблюдений и их обработки, равно как и для текущей практической ледовой службы оповещения о льдах,

в последние годы, когда круг потребителей ледовых сообщений расширился и уже выходит далеко за пределы специалистов в данной области, становится в особенности необходимым единообразие ледовой номенклатуры.

Почти до самого последнего времени в этом отношении господствовал своего рода «самотек», т. е. каждый исследователь как в СССР, так и за границей, излагая результаты своих работ по изучению льда, устанавливал свою индивидуальную терминологию. Кроме того, практические деятели различного рода, добровольные и профессиональные наблюдатели, применяли разнообразные местные и свои собственные термины для обозначения форм ледяных образований.

В результате скопилось довольно значительное количество наименований форм льда и даже самостоятельных систем классификации льдов, из которых, повидимому, первая принадлежит Ломоносову. Приводим подлинный текст Ломоносовского образного описания, не потерявшей свежести и значения и по настоящее время: [1])

«§ 54. Ходячие по морю льды троякой вид показывают: 1) Мелкое сало, которое подобно как снег плавает в воде, иногда игловат, или хотя и связь имеет, однако гибок, и судам не вреден. 2) Горы нерегулярной фигуры, которыя глубиною в воде ходят от 30 до 50 сажен, выше воды стоят на десять и больше, беспрестанно трещат, как еловые дрова в печи; почему узнать можно таких плавающих гор приближение в туман и ночью, и взять предосторожность, ибо оне во время волнения опасны, а особливо когда на мель становяться, и оборачиваясь разламываются с великим шумом и треском. 3) Стамухи или ледяные поля, кои не редко на несколько верст простираются, смешанные с мелким льдом. Таковые льды плавают в большом количестве и суда удобнее затирают. Здесь различить должно плавающие ледяные горы от тех, кои состоят из взломанных стамух взаимным сражением.

«§ 55. Сало родится на самом море, от великих морозов, и примечается весною и осенью, а летом редко. Крепости разность бывает по разной солености воды и по силе морозов. Где вода преснее и мороз сильнее, тут и море так замерзает, что по нем ходить и на нартах ездить можно. В поморье называется оное Ночемержа, за тем что в Марте месяце, ночными морозами, в тихую погоду, Белое море на несколько верст гибким льдом покрывается, так что по нем за тюленями ходят, и лодки торосовые за собою волочат; и хотя он под людьми гнется, однако не скоро прорывается; около полудни от солнца пропадает, и от ветру в чепуху разбивается.

«§ 56. Произхождение падуна уже и по имяни явствует: ибо когда летнею порою поверхность Новой Земли от снегу свободится, и потекут ручьи и речки в море, тогда под намерзлые в ущелинах

---

[1]) Орфография и пунктуация подлинника сохранены частично.

крутых берегов ледяные горы (§ 53) [1]) пресная вода с земли в море путь находит, и оныя подмывает; так же и волны морския подплескивают; от краев ущелин дожди и ручейки отполаскивают; а больше всего, когда тягость толь великия громады, преодолев связь с каменною горою, обрушивается в море и производит ужасный гром и шум, как бы из целой артиллерии и многаго мелкаго ружья вдруг выпалить. Безпрестанная трескотня сих ледяных гор происходит от того, что он, будучи много студенее морской воды, отогреваясь, в ней безпрестанно лопается, и отрывает от себя мелкой щебень, пока весь со временем изчезнет.

«§ 57. Пресная вода замерзает с верьху к низу, и чем мороз сильнее и долее действует, тем лед становится толще. В Сибире, малыя реки не редко до дна промерзают, а в больших лед бывает толщиною до трех сажен. Представим же себе великие губы при устьях великих рек Сибирских, наполненныя пресною водою, которая до толь знатной толщины замерзает, что в лето растаять не может. Полуденные ветры весною относят оныя великия льдины в море, по которому оне, плавая свое время изчезают, то от волн морских, то ломаясь о берега или друг о друга; то будучи движением моря отнесены в моря, лежащия южнее, изчезают; а на их место каждая зима производит новый лед в оных заливах; и сии суть так называемыя стамухи или поля ледяныя. Что оныя действительно из заливов при устьях рек великих, то явствует: 1) что состоят из воды пресной, 2) что обыкновенная, трехсаженная толщина, сходствует с толщиною льдов на реках Сибирских, 3) что от падуна разнится не токмо плоскою фигурою, но и твердостью и прозрачностью: затем что падун не прозрачен, пузыреват и трещиноват, как не следу быть должно» [1]).

Наиболее известные и проработанные индивидуальные описания форм морского льда принадлежат Скоресби [2,3], Вейпрехту [4], Колчаку [5]) Бурке [6], Маурстад [7] и Морозову [8].

§ 2. Терминология морских ледяных образований

Только сравнительно недавно (в 1928 г.) была принята II всесоюзным гидрологическим съездом «для общего употребления» терминология морских ледяных образований. Терминология эта [9] состоит из 48 терминов морских ледяных образований и явилась результатом работ особой комиссии при Главном гидрографическом управлении на основании предварительной анкеты, разосланной в районы различных морей СССР. В настоящее время эта терминология применяется у нас повсеместно на морях.

---

[1]) Термину «горы» у Ломоносова соответствует на современном языке — торосы, а термину «стамуха», имеющему теперь совершенно иной смысл, — ледяные поля, их обломки, крупно- и мелкобитый сплоченный лед. Заметим, что перед цитированным нами текстом (в § 53) Ломоносов дает описание образования айсбергов. Называя их «ледяные горы на суше», т. е. образующиеся на суше.

Следует, однако, отметить, что терминология эта носит характер беломорско-полярный, поскольку опыт плаваний членов большинства упомянутой комиссии и главным образом собранный анкетный материал относятся преимущественно к этому району. Поэтому в настоящее время проводится работа по пересмотру этой терминологии с тем, чтобы создать для каждого моря, как гидрологического комплекса, особую терминологию, на основе разработанной первоначальной, т. е. так, чтобы единообразная система сохранилась по всем морям, но местные особенности получили бы надлежащее отражение [10].



Рис. 136. Блинчатый сплоченный, но еще не смерзшийся лед в Финском заливе. Январь 1924 (снимок В. И. Арнольда-Алябьева).

Выработанная комиссией 1928 г. терминология рисует ледовые явления в следующем виде:

Замерзание моря обычно начинается с появления на поверхности воды тонких ледяных пленок — корочек иглообразного строения, так называемого *сала*, быстро срастающихся при безветрии в большие матовые пятна. Волнение препятствует смерзанию сала, и оно в таком случае образуется в виде подобных же матовых пятен, но меньшей величины, состоящих из скоплений чешуек, свободно плавающих на поверхности воды.

Чаще всего замерзание начинается у берегов, у которых скопляется сало. Оно прибивается и примерзает к береговой полосе и находящимся на ней предметам, образуя *забереги* шириной до нескольких десятков метров.

При продолжающихся морозах и спокойной погоде сало смерзается в тонкую гладкую стекловидную корку — *нилас* — толщиной 5—7 *см*, покрывающую иногда большие пространства. При легком волнении и ряби, препятствующих образованию ниласа, смерзание сала идет путем образования отдельных дисков в 30 *см* и более поперечником, так называемого *блинчатого льда* (рис. 136).

При снегопаде на охлажденной воде образуется *снежура* — белесоватый лед нередко в виде комков или складок.

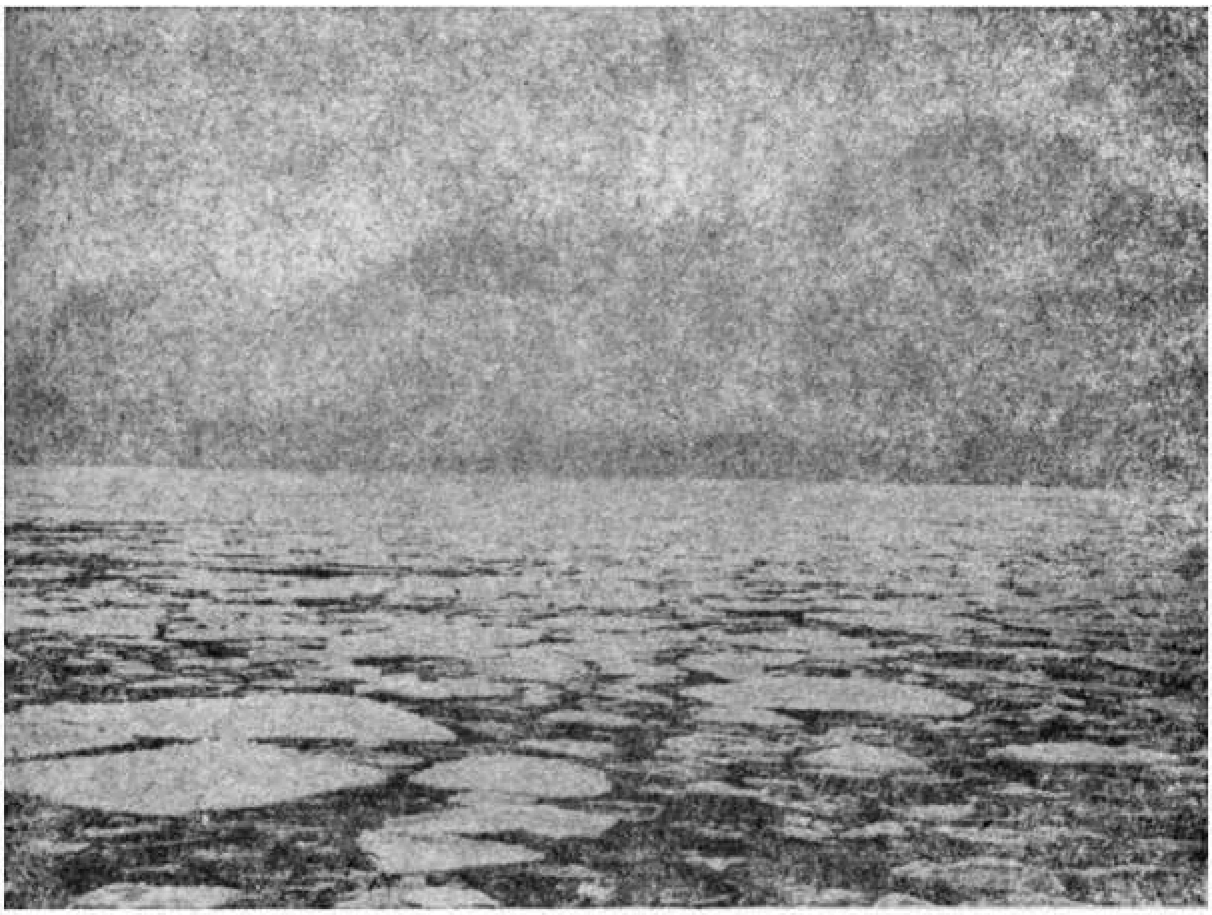


Рис. 137. Молодой мелкобитый лед и каша («лавник») на Каспийском море. Февраль 1911 (снимок Ив. П. Арнольда).

Новообразующийся лед нередко, не успев окрепнуть, разламывается ветром и волной на мелкие куски, поперечником всего лишь в несколько сантиметров. Подобным же образом измельчается иногда и более зрелый лед различного вида. Такое образование из мелких кусочков льда, больше или меньше сплоченных, называется *ледяной кашей* (рис. 137).

В результате морозов происходит утолщение ниласа, смерзание блинчатого льда и каши и образуется *молодик* (рис. 138) — тонкий ровный лед толщиной примерно 7—10 *см*. Поверхность молодика блестящая, гладкая или пересеченная очертаниями смерзшихся образований (блинов, каши и проч.); цвет матово-серый, белесоватый или темный, почти черный от просвечивающей воды.

В дальнейшем молодик нарастает снизу и, если не подвергается разрушению, то образует *ровный лед*, толщина которого достигает

в морях умеренного пояса 0,7 *м*, а в полярных районах 2—3 *м*.

Если ледяной покров в дальнейшем поддается действию ветра или течений, то среди ровного льда образуются трещины, полосы сжатия и пловучие нагромождения ледяных обломков — *торосы* (рис. 139).

При этом могут быть два случая. Один из них — *разрежение*, когда трещины увеличиваются, переходя в разводья, представляющие собою растущие *полыньи* (см. ниже). В другом случае, когда ветер сплочивает и затем сжимает лед, края льдин и полей обла

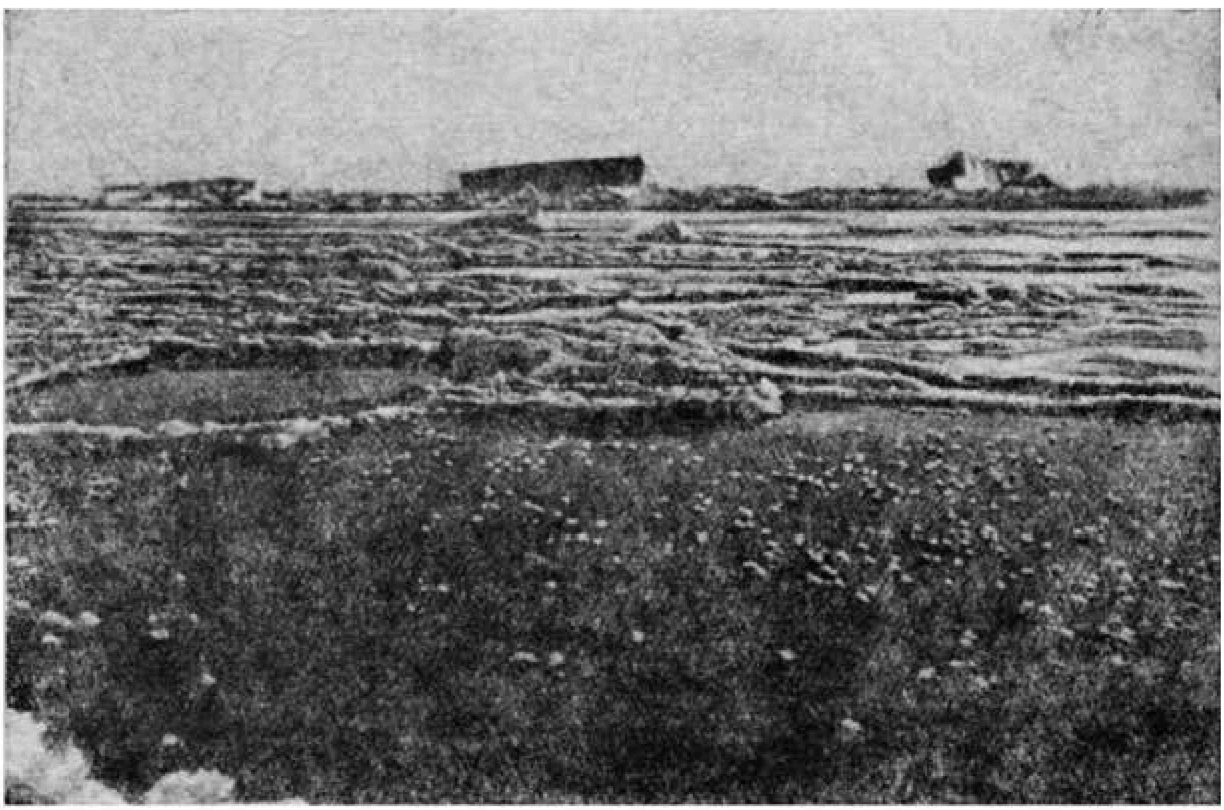


Рис. 138. Молодик в Антарктических водах. На переднем плане на гладкой поверхности прозрачного льда видны пучки инея. На фоне — ледяные горы (айсберги) (снимок Пристлея, 1912).

мываются и глыбы встают на ребро в виде ли отдельно торчащих ропаков (рис. 139) или же в виде мелких обломков, образующих на поверхности ледяного покрова сравнительно узкие полосы сжатия высотой до 0,3—0,5 *м*, иногда до 1 *м*.

При усилении сжатия, обломки льда нагромождаются друг на друга, образуя торосы — гряды и кучи ледяных обломков.

Как характер, так и высота торосов над поверхностью покрова весьма различны в зависимости от плотности, а следовательно, и пловучести того льда, из которого они состоят, от толщины этого льда, от ветров и течений и, наконец, от местных условий (открытое море, проливы, заливы и т. п.). Высота торосов, например, в Балтийском море обычно не превышает 3 *м*, редко достигая 4 *м*. В Арктике же и Антарктике высота торосов достигает нередко 4—5 *м*, а иногда доходит до 10 *м* и даже более.

Число трещин и полос сжатия в течение зимы увеличивается, растет число гряд торосов, так что они нередко переплетаются в видимом беспорядке, образуя торосистый лед.



Рис. 139. Торосы и ропаки в Арктике вблизи зимовки экспедиционного судна «Фрам» (снимок Ф. Нансена, 1896).

Единичные нагромождения, сидящие на грунте — *стамухи* (рис. 140) достигают нередко больших размеров и встречаются, в особенности в восточной части Советской Арктики, высотой до 10—15 *м* от поверхности, а иногда и более.



Рис. 140. Стамуха выс. 7,5 *м* из 38-сантиметрового льда, сидящая на каменной банке глубиной 7,2 *м* в 12 *км* от берега Финского залива. Март 1922 (снимок В. И. Арнольда-Алябьева).

При напоре льда у берегов часто образуются *береговые валы*, которые достигают высоты нескольких десятков метров и разрушительно действуют на берега и в особенности на береговые сооружения.



Рис. 141. Крупно- и мелкобитый тающий полярный лед в Баренцовом море летом 1899. Справа на переднем плане просвечивают сквозь воду подводные части льдин (снимок К. М. Ягодовского).

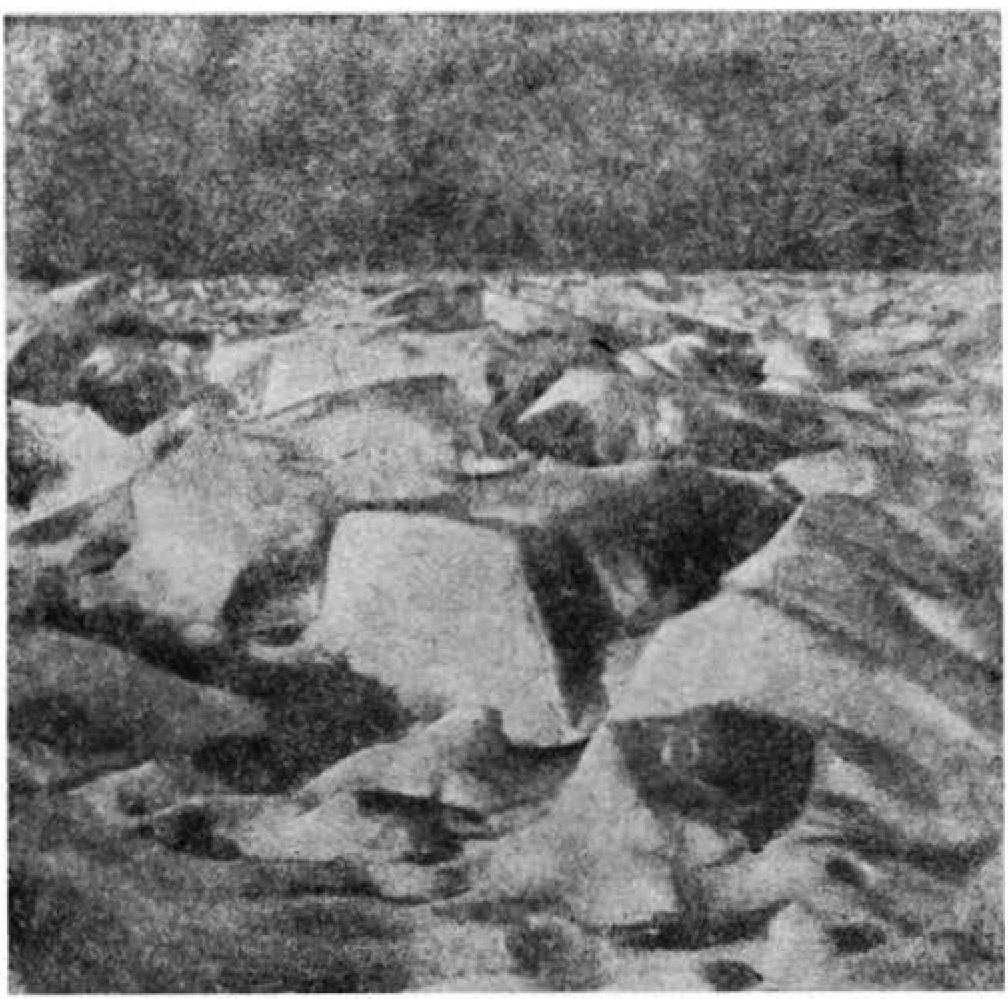


Рис. 142. Полярный многолетний лед (пак) к северу от о-ва Шпицбергена летом 1899 (снимок С. О. Макарова).

Нередко, при напоре льдин друг на друга, они не столько громоздятся, сколько подсовываются одна под другую, образуя, таким образом, покров двойной, тройной толщины на довольно больших площадях — *подсовы* или *набивной лед*. Во внутренних морях общая толщина покрова доходит до 1 *м* и иногда несколько более, в то время как, например, в Арктике нередки случаи, когда встречается подсовный лед мощностью в несколько метров. Вообще говоря, подсовный лед составляет значительную часть площади от всего ледяного покрова моря, измеряемую зачастую десятками процентов, а иногда и преобладающую в определенном районе, по отношению к ровному естественно намерзшему ледяному покрову.

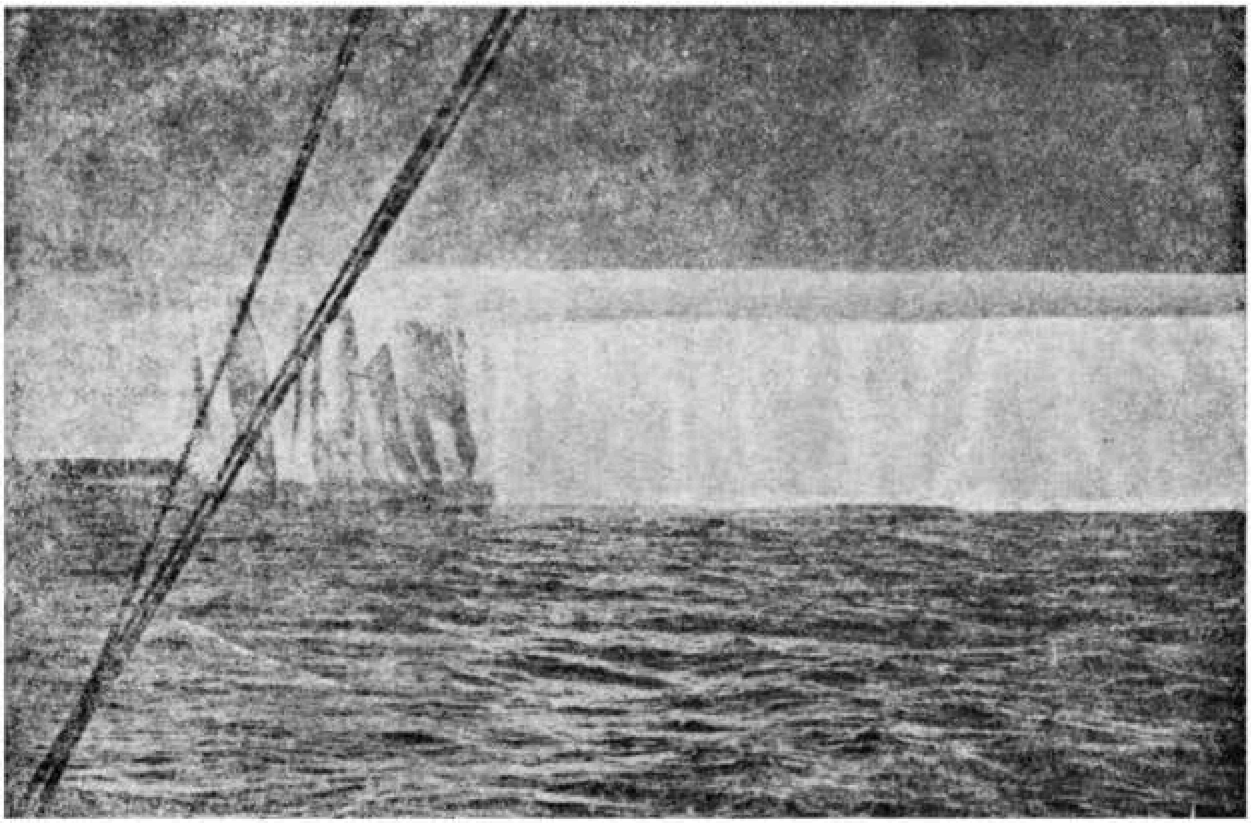


Рис. 143. Ледяная гора — айсберг — в Антарктике. Слева на воде виден белый след подлаза — тарана (снимок Пристлея 1912).

Ледяной покров далеко не всегда покрывает все пространство, в виде сплошного ровного или сплошного торосистого льда, а нередко встречается в виде крупных и мелких льдин, образовавшихся как вследствие измельчения сплошного покрова, так и путем смерзания более мелких образований.

Большие площади (свыше 1 кв. мили) пловучего льда образуют *ледяные поля*; меньшие площади (от 1 кв. кабельтова = 4 *га* до 1 кв. мили) называют *обломками ледяных полей*. *Крупнобитым льдом* (рис. 141) называют льдины от 20 до 200 *м* протяжением (менее 4 *га*); *мелкобитым* льдом (см. рис. 137) считают льдины протяжением менее 20 *м*.

Следует отметить две основных особенности, свойственные ледяному покрову только полярных районов. Это — наличие в нем

многолетнего льда, по-русски называемого еще *паком* [1]), и ледяных гор или айсбергов. Как то, так и другое ледяное образование распространено далеко не повсеместно, а локализовано в связи с определенными условиями.

Обычно вблизи, например, Азиатского материка мы имеем дело с так называемым «годовалым» льдом, т. е. со льдом, образовавшимся осенью или зимой и исчезающим к следующей осени. Однако во всей той части Полярного бассейна, где средняя годовая температура ниже 0°, т. е., вообще говоря, выше 80° широты, лед, образовавшийся за зиму, как общее правило, за лето не стаивает, а

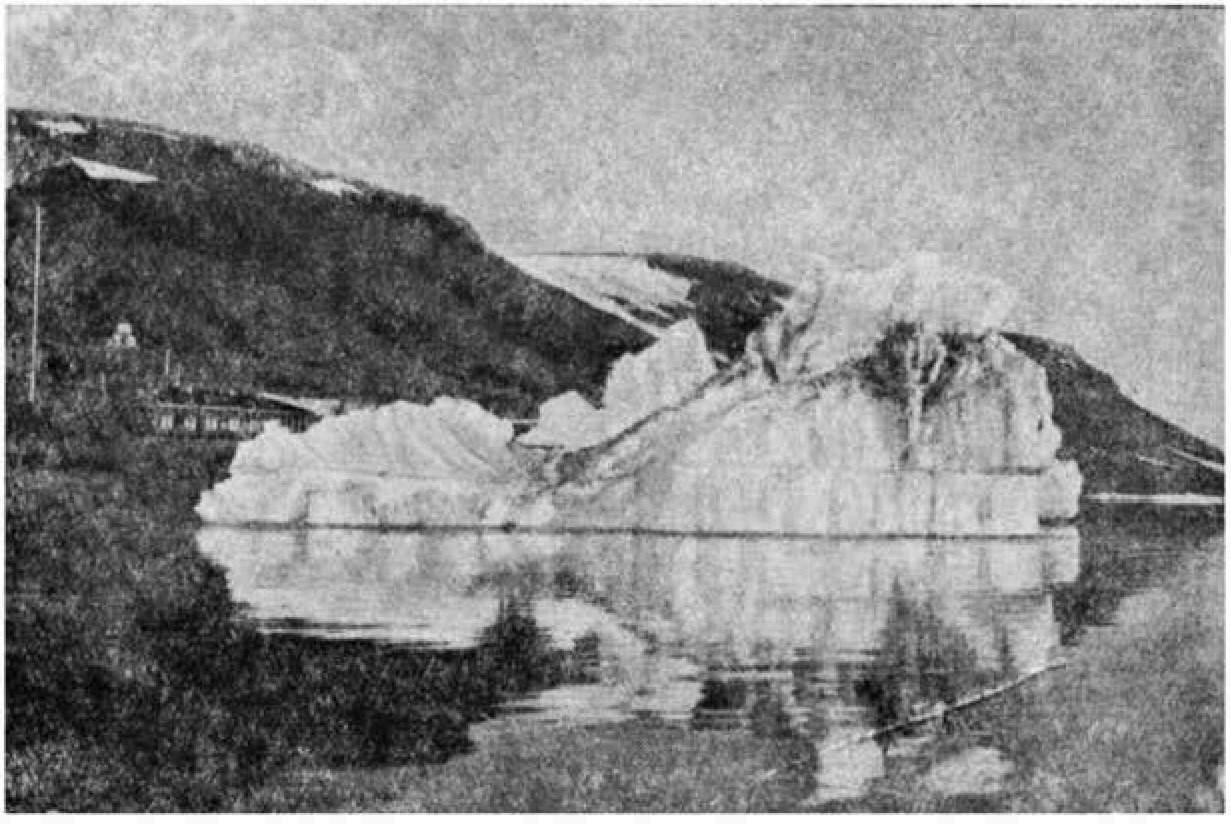


Рис. 144. Обломок айсберга — «щенок» — в бухте Тихой у Земли Франца-Иосифа (снимок Моргуна, 1935).

остается на следующий год. Лед этот может затем остаться на третий год и так далее, частично подтаяв за лето и вновь намерзая с осени. По некоторым данным можно судить, что в некоторых местах возраст полярного пака может превышать 10 лет. Пак спускается и в более южные широты Северного Полярного моря и встречается нередко под 78° и 77°.

До сих пор в литературе нет данных инструментальных определений прочности полярного пака. Мореплаватели утверждают, что прочность его весьма велика по сравнению с годовалым льдом [7].

---

[1]) Самое слово «пак» (pack), по-английски вовсе не означает многолетнего льда; так называют просто мощный лед. По-немецки Packeis означает торосистый лед. Впервые предложил термин Packeis для обозначения исключительно многолетнего полярного льда Вейпрехт [4]. Такой лед по-английски называют Polar ice.

Во всяком случае известно, что многолетний лед достигает большой мощности, имеет весьма неровную поверхность (рис. 142) и представляет большее препятствие для судов, чем годовалый лед.

Айсберги, или *ледяные горы* (рис. 143) представляют собой обломки ледников, спускающихся непосредственно в море, в силу чего распространены они обычно вблизи островов и тех частей материков, которые имеют такого рода ледники. В особенности обильно айсбергами Южнополярное море, отличающееся к тому же и значительностью их размеров. Довольно много ледяных гор встречается в районе Гренландии, откуда они течением выносятся в Атлантический океан, доходя иногда до 40° сев. широты и препятствуя судоходству. В Тихий и Индийский океаны айсберги с юга заносятся до 45°—50°, а бывали случаи, и до 26° южн. широты.

В Советской Арктике айсберги сравнительно невелики и скорее подходят под понятие обломков, так называемых *щенков* (рис. 144), чем под понятие ледяных гор. Здесь они нередко встречаются на севере Баренцова и Карского морей, отрываясь от ледников Земли Франца-Иосифа и Новой Земли.

По современным данным, высота ледяных гор над поверхностью воды достигает в иных случаях 150 *м*, что соответствует подводной части почти в километр. Обычно же ледяные горы возвышаются до 80 *м*, имея подводную часть, в 3—6 раз бо́льшую надводной. О количественной стороне явления можно судить, например, по тому, что только одним Восточногренландским течением, согласно вычислениям О. Крюммеля, выносится ежегодно в Атлантический океан около 13 000 $км^3$ льда Полярного бассейна, из которых подавляющую часть составляют айсберги и их обломки.

§ 3. Количественные характеристики степени покрытости льдом поверхности водоема

Наряду с формой ледяных образований не менее существенной характеристикой их является степень покрытости ими водоема.

Под количеством льда принято понимать относительную площадь, занимаемую ледяным покровом на поверхности водоема. В реках количество льда играет роль лишь в случаях ледохода, записи и сообщения о котором нередко сопровождают словами «редкий» или «густой». С момента ледостава на реке устанавливается сплошной неподвижный ледяной покров, количество которого, естественно, определится, как 100% покрытия поверхности реки. Иное дело в море, которое в большинстве случаев не бывает покрыто льдом на 100%, а в тех или иных частях имеет обычно *полыньи* или *майны* — пространства воды, окруженные со всех сторон льдами. Зачастую даже зимой, в период наибольшего развития ледяного покрова, море не все покрывается льдом, а на его поверхности встречается местами *чистая* или *открытая вода*.

В СССР принята 10-балльная шкала для обозначения количества льда, применяемая аналогично такой же шкале для облачности

на небесном своде. Каждый балл соответствует 10% видимой поверхности, так что 10 баллов соответствуют полному покрытию моря сплошным льдом.

Иностранцы применяют чаще 5-балльную шкалу, которую норвежская терминология льдов [7] представляет в следующем виде:

Часть поверхности моря, покрытая льдом	
Очень редкий лед	менее 0,2
Редкий	между 0,2 и 0,7
Сплоченный	» 0,7 и 0,9
Очень сплоченный	» 0,9 и 1,0
Сплошной	1,0

Обе шкалы имеют свои достоинства и недостатки.

Шкала, принятая в СССР и являющаяся официальной, удобна тем, что она является десятичной и совпадает по числу баллов со шкалами, принятыми в метеорологических и гидрологических наблюдениях иного рода. Однако она не вполне учитывает природу наблюдаемого явления и характер самих наблюдений.

Так, почти безразлично и в геофизическом и в навигационном отношениях, и вряд ли можно точно различить, 6 или 7 баллов, 3 или 4 балла льда наблюдается в данный момент. В то же время очень важно, со всех точек зрения, имеется ли 10% льда или только следы его, скажем, 5%. Точно также важно различать 90% или 95% поверхности моря покрыто льдом, т. е. имеется ли налицо лед (как нередко и говорят сводки и записи) менее 1 балла или, напротив, более 9 баллов, — признак подвижек в сплошном льду. Таким образом так называемая «русская» шкала, которой пользуются между прочим и в Швеции, чрезмерно точна в средине и недостаточно точна в начале и в конце.

Эта особенность русской шкалы отражена в словесном ее выражении, схожем, но не совпадающем с приведенной выше норвежской шкалой.

Если битый лед, количеством 1—3 балла, распределен более или менее равномерно по всей видимой поверхности, то говорят что лед *редкий*; если количество его 4—6 баллов и он распределен таким образом, то его называют *разреженным* (см. рис. 141).

Если льдины тесно сгруппированы вместе и не смерзлись, то такой лед называют сплоченным (см. рис. 136).

Сплошной лед (более 9 или 10 баллов) покрывает все пространство в данном месте моря, причем могут иметься лишь совершенно незначительные полыньи.

Неподвижный ледяной покров, примерзший к берегу, распространяющийся в море иногда на значительное расстояние и называемый *припаем*, принято выделять из общего количества льда, если его граница в море отчетливо отделяется от остального ледяного покрова, и указывать в тех же баллах занимаемую им в отдельности часть горизонта.

Недостатком норвежской шкалы является, в противоположность русской, ее неравномерность, но от термина «сплоченный» до «сплошной» (0,7—1,0) шкала вполне целесообразна.

§ 4. Виды пресноводных ледяных образований

Несмотря на важность установления единообразной номенклатуры для изучения ледовых явлений на морях, это единообразие проведено в официальном государственном порядке лишь в самое последнее время. Что же касается рек и озер, то для них такая терминология является еще делом будущего.



Рис. 145. Большая пятра (указана крестиком) на р. Волхове (снимок Е. И. Иогансона).

Как указывалось выше, ледовые явления на спокойно текущих реках и тем более в стоячих водоемах сравнительно элементарны. В водотоках с быстрым течением они значительно осложняются и создают своеобразные формы ледяных образований.

Помимо самого факта образования и наростания льда на дне быстротекущих рек, в таких водотоках встречаются и поверхностные своеобразные формы ледяных образований, как, например, так называемые (на Волхове) — *пятры* (на Ангаре — *бадумбы*). Пятро представляет собой ледяной островок (рис. 145), своим основанием примерзший ко дну, так что над поверхностью воды находится лишь его верхушка в виде ледяной шапки округлой формы. Обычная форма подводной части пятра — опрокинутый усеченный овальный конус с длинной осью вдоль течения.

Пятры состоят из подводного льда, смерзающегося настолько прочно, что они могут выдержать напор весьма быстро текущей

воды в порожистых местах с каменистым дном, где пятры обычно образуются.

Иногда пятры срастаются вместе по нескольку, образуя, таким образом, сплошную льдину, прикрепленную ко дну и сильно стесняющую поток.

Не менее своеобразным следствием стеснения русла подводным и в частности донным льдом являются называемые на Сибирских реках *наледями* или *тарынами*, конусообразные бугры на поверхности речного ледяного покрова из концентрически расположенных намерзших колец (см. также гл. XVI, § 7).

Происхождение наледей, кстати сказать, весьма стесняющих зимнее сообщение по реке, объясняется тем, что теплые подводные ключи, впадающие в реку, встречая зажор из подводного льда или в малых реках — утолстившийся до дна ледяной покров, *пропаривают* ледяной покров или находят трещину в нем, выбиваясь на дневную поверхность. При обычных в Сибири морозах вода, вышедшая на поверхность ледяного покрова, застывает, разливаясь по поверхности ею же образуемого конуса, который нарастает в высоту иногда до 2—3 *м* и более. На р. Бодайбо, например, наблюдались наледи высотой до 7 *м*.

Ломоносов [1] дает весьма характерное описание образования наледей, относящееся, повидимому, к Новой Земле, считая, что этот процесс служит причиной образования некоторой части ледяных гор, которых «рождение обстоятельно примечено: стекающие ручьи и речки из озер и от снегов, лежащих по горам высоким, кои летом несколько тают, сливаются в море ущелинами, между крутыми утесами; а как осень и зима придет, речки от сильных морозов до дна промерзают, вода нажимается сверх первого льду, не имея под ним течения, и налившись на нем в лед же обращается, и таким образом слой на слой садится, и в одну зиму подымается на несколько сажен толщиною, а в десять и в двадцать зим равняется лед с высокими каменными берегами, затем что летом несравненно в ущелинах меньше тает, нежели как зимою нарасти может».

Приведенные выше характеристики различных форм ледяного покрова водоемов далеко не исчерпывают разнообразия ледяных образований, встречающихся в природе. Этому разнообразию очень способствуют местные особенности водоемов, благодаря которым получаются сочетания различных ледяных образований, свойственные только данному морю, озеру, реке и вовсе не встречающиеся или редко встречающиеся в других местах. Это делает ледовые явления еще более сложными и вызывает больший интерес к их изучению.

Все вышесказанное относилось к внешнему виду ледяного покрова, определяемому визуально, без помощи каких-либо приборов.

§ 5. Строение ледяного покрова

Обращаясь к строению природного льда водоемов, можно отметить также довольно резкое различие его типов, весьма сильно сказывающееся на свойствах ледяного покрова.

Различаясь по своей внутренней кристаллической структуре, которая определяется лишь с помощью специальных кристаллографических приборов, типы природного льда разнятся и по своему

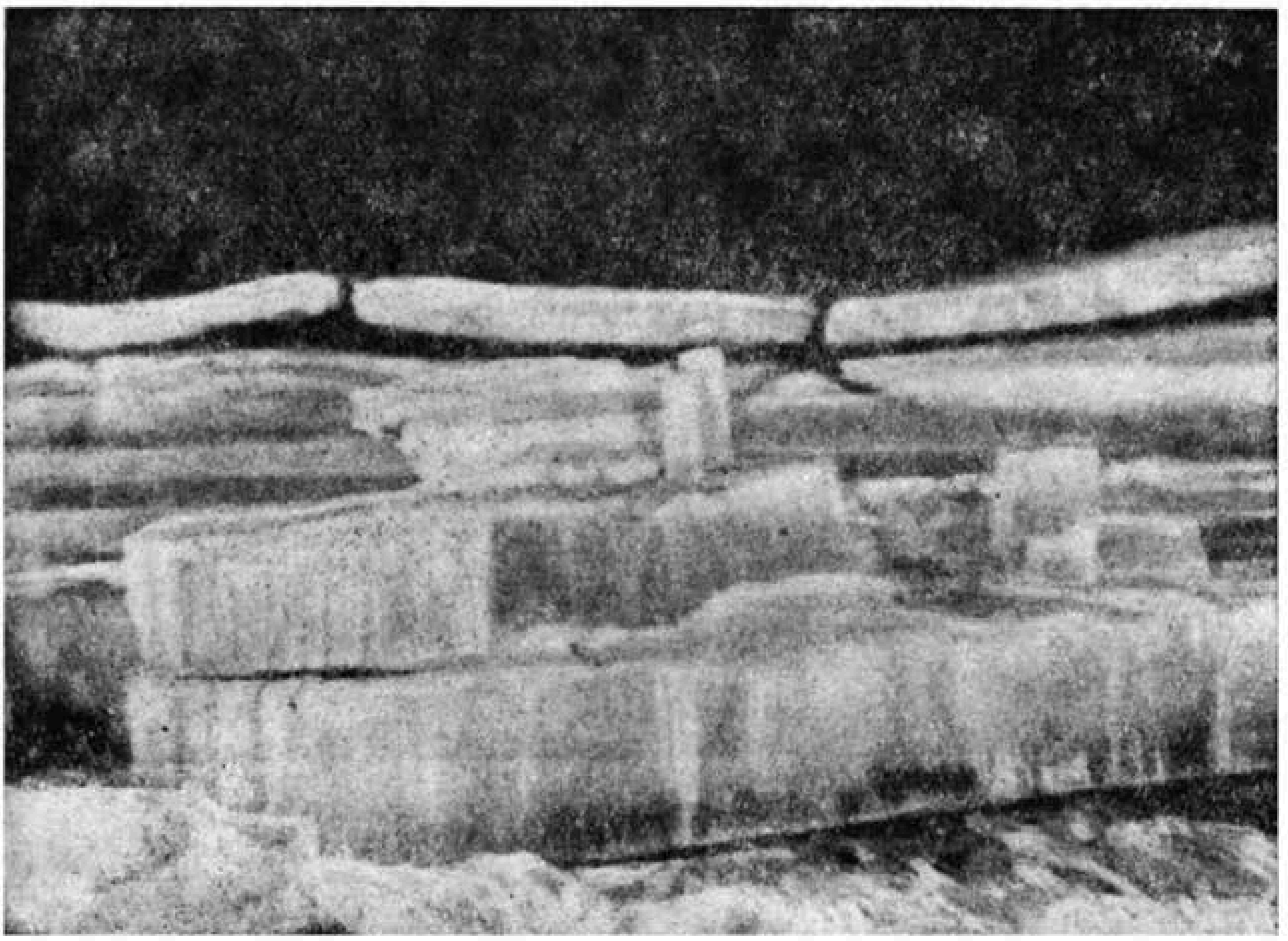


Рис. 146. Распад льда весной на р. Пилице. Март 1928 (снимок А.-Б. Добровольского).

видимому строению, различимому невооруженным глазом и связанному с целым рядом его свойств.

В обычных условиях, при внешнем осмотре льдины, извлеченной из воды, ее видимое строение лучше обнаруживается при затенении куска льда от дневного рассеянного света и пропускании через него пучка проходящего света, направленного прямо на наблюдателя или под острым углом к направлению его зрения.

Можно при этом различать следующие типы льда [11]:

I. Лед чистый, не содержащий заметных количеств таких примесей, как полости во льде (пузырьки воздуха), твердые включения (мельчайшие водоросли, ил, песок). Этот лед прозрачен и обладает обычно голубоватым или зеленоватым оттенком. При низкой температуре излом этого льда раковистый, стеклоподобный. При

условиях, близких к таянию этого льда, он предварительно распадается на столбчатые кристаллы по длине, нередко равные толщине всего ледяного слоя (рис. 146), т. е. достигающие 20—30 *см* и более в длину.

II. Лед слабопрозрачный, мутноватый, вследствие ли содержания в нем заметного количества неразличимых глазом полостей или благодаря наличию редких небольших полостей, делающих лед не вполне прозрачным. Иногда в таком льде могут встречаться включения в виде тончайших планктонных форм водорослей, плохо различимые глазом, но вызывающие впечатление некоторой мутности льда.

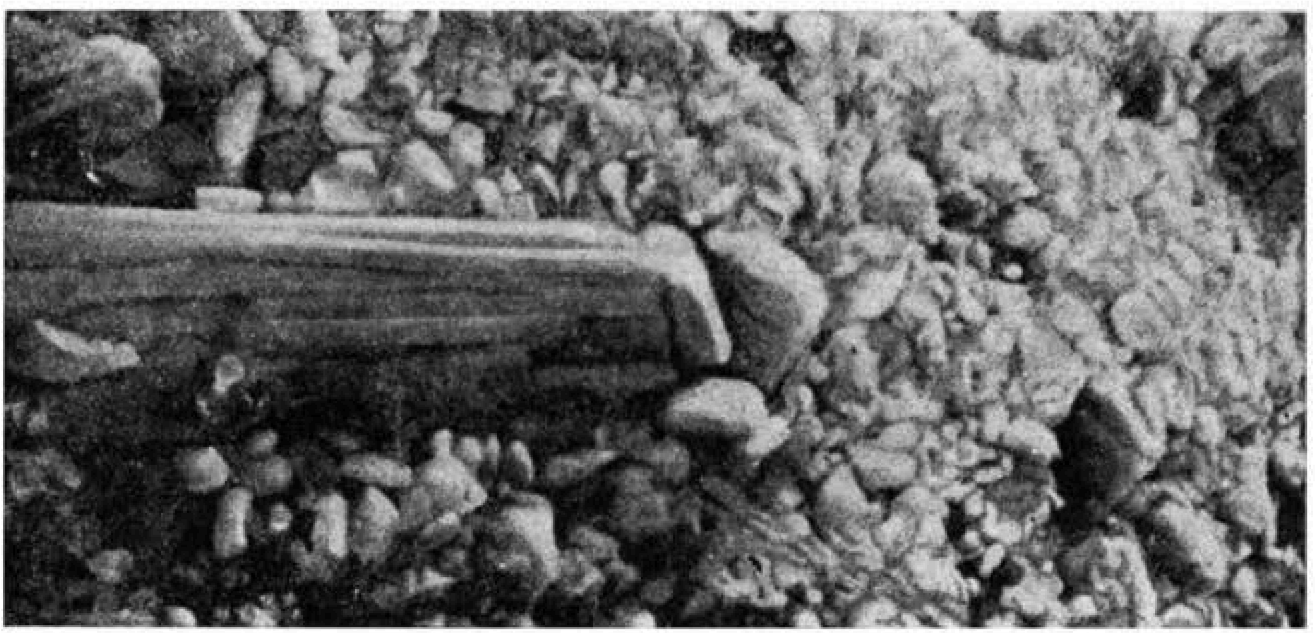


Рис. 147. Слоистая льдина у борта ледокола «Ермак», поставленная им на ребро в густой ледяной каше (вид сверху с борта). Балтийское море. Март 1923 (снимок В. А. Воротилова).

III. Лед весьма мутный, непрозрачный вследствие обилия включений, в особенности полостей.

Упоминаемые здесь полости во льду обычно наполнены воздухом, состав которого близок к атмосферному, хотя все же несколько отличается от него в количественных соотношениях. Так, по исследованиям А. Хамберга [12], в полостях, заключенных в единичных пробах морского льда, было 26 и 24% кислорода. Таким образом в ледяных полостях содержалось соответственно меньше азота, чем в атмосфере.

Указанные выше три вида льда могут встречаться в ледяном покрове в отдельности и в сочетании, распределяясь в беспорядке, например: среди чистого прозрачного или слабопрозрачного льда — вмерзшие куски мутного льда и т. п. Это — ледяной покров беспорядочного видимого строения.

Чистый, мутноватый и мутный лед встречаются часто в ледяном покрове в виде горизонтальных полос, иногда тонких, строго взаимно параллельных, иногда же — толстых, не вполне парал-

дельных или пересекающихся под углом (рис. 147). Такой лед имеет слоистый вид, причем число видимых слоев может быть более или менее отчетливо определено.

Полости во льде имеют различное происхождение и вследствие этого разную форму, различные размеры и разнообразное распределение, даже в пределах одного и того же небольшого куска льда.

В основном различаются прежде всего *сфероидальные* полости правильной сферической или овальной формы или же неправильной разнообразной формы, но развитой во всех направлениях в среднем одинаково [11, 13]. Такое распределение полостей типично для компактного зимнего ледяного покрова и условий его образования.

Видимая слоистость ледяного покрова является результатом распределения в вертикальном направлении именно этого рода полостей.

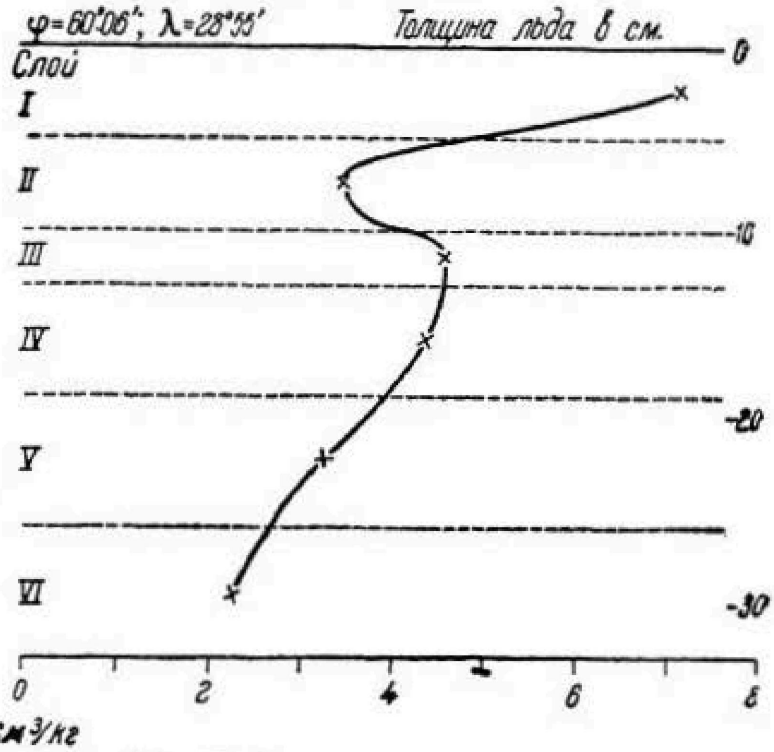


Рис. 148. График вертикального распределения полостей во льде в $см^3$ на кг льда (по В. И. Арнольду-Алябьеву).

Размеры отдельных мелких сфероидальных полостей разнообразны и составляют от 0,1 *мм* или меньше в диаметре до 1,0 *мм*. Однако нередко встречаются и более крупные полости, которые достигают 10 *мм* в диаметре и даже более, представляя обычно единичные включения преимущественно среди прозрачного или мутноватого льда.

Происхождение сфероидальных полостей во льду до сих пор не вполне выяснено. Несомненно лишь то, что их присутствие во льде связано с условиями, при которых он образовался [12, 13, 14, 15, 16].

При своем образовании лед включает в себя газы, растворенные в воде или выделяющиеся со дна водоема.

Газы, поднимающиеся со дна в качестве продуктов разложения органических веществ, представляют обычно наиболее крупные полости. Обилие их во льде зависит от интенсивности донных процессов. Этот вид включений характерен для некоторых озер, болот, каналов, мелких морских бухт, где на дне интенсивно происходит процесс гниения.

Значительно более распространены в природе сфероидальные полости, заключающие в себе растворенный в воде воздух. Такова подавляющая часть ледяного покрова морей, частично ледяного покрова больших озер, некоторые части речного ледяного покрова.

Количество таких наполненных воздухом полостей в природном льде разнообразно и колеблется в широких пределах, именно от сотых долей процента до нескольких процентов по объему. Не только общее содержание полостей отражается на видимом строении льда, но весьма важно в этом отношении их распределение. Для его изучения вышиливают вертикальный столбик высотой, равной толщине ледяного покрова, и, разделив его по высоте на несколько образцов, определяют содержание полостей в каждом из них. Распределение полостей во льде в вертикальном направлении для нескольких образцов льда удобно выражать графиками, чтобы иметь материал для сравнения их видимого строения.

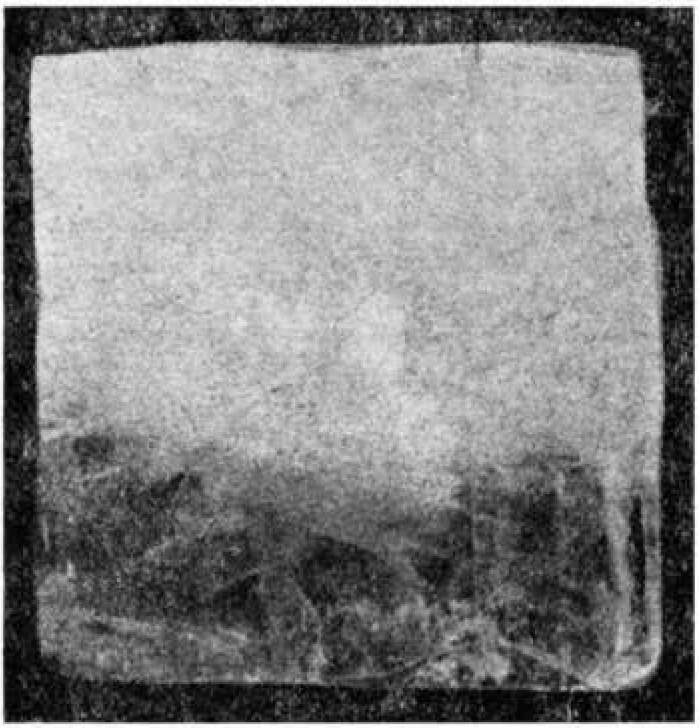


Рис. 149. Образец, взятый из верхней части ледяного покрова Невы: вверху мутный лед с обильными полостями, внизу — прозрачный чистый со следами деформаций и неправильностей в процессе намерзания (снимок С. А. Кадлеца).

Вертикали, полученные мною для ряда образцов льда Ладожского озера, р. Невы, Балтийского, Баренцова и Карского морей, показывают в цифровом выражении, насколько разнообразно видимое строение природного льда водоемов. Рис. 148 дает пример для одного из образцов льда Финского залива.

Несомненно, распределение полостей имеет связь и с внутренней кристаллической структурой льда, однако, какова эта связь, в настоящее время судить не представляется возможным ввиду почти полного отсутствия исследований этого вопроса.

Можно лишь в самых общих чертах указать на эту связь, сравнивая, например, чистый пресноводный лед со льдом соленоводным.

Так, обыкновенный речной ледяной покров, состоящий обычно из прозрачного чистого льда вида I, обладает отчетливой фигурой удара и, распадаясь при таянии на иглы определенной формы, обнаруживает свою кристаллическую природу.

Только там, где ледяной покров включает в себя донный лед, или в верхнем своем слое снегового льда — наслуда [17], — представляющем собой замерзший снежный покров на льде, предварительно пропитанный дождевой и талой снеговой или выступившей из-подо льда подледной водой, лед относится к мутному виду и содержит значительное количество полостей. Излом такого льда менее четкий. При таянии он распадается на весьма короткие иголь-

чатые кристаллики, так что при беглом осмотре распадение незаметно, а кажется, что лед как бы размывается водой, в которой он плавает. Нередко глыбы льда такой структуры (рис. 149) имеют ноздреватый вид, из-за вымывания из различных его мест мелких кристалликов (см. также рис. 152).

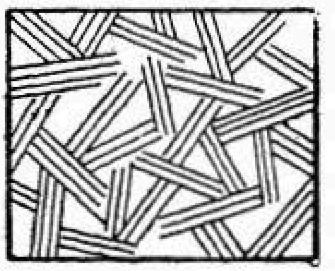


Рис. 150. Схема строения природного льда (в плане), образующегося в морской воде океанской солености (по В. И. Арнольду-Алябьеву).

Подобного вида лед весьма распространен на поверхности соленых водоемов. Он встречается в морях повсеместно, причем в зависимости от степени солености морской лед имеет более или менее четко выраженную звездчатую структуру в горизонтальном (рис. 150) и пластинчатую — в вертикальном сечении (рис. 151).

Более отчетливую картину образования такого льда дают наблюдения над структурой ледяного покрова соляных озер, где вода является сильно соленой и лед образует на нижней своей поверхности как бы щетку пластинчатых и игольчатых вертикальных кристаллов, расположенных под некоторым углом и слабо спаянных между собой. При дальнейшем увеличении толщины ледяного покрова соляного озера промежутки между пластинками и иглами заполняются смесью солей, льда и пузырьков воздуха, так что вид щетки имеет лишь нижний слой толщиной в несколько сантиметров, а вся остальная толща представляет собой весьма мутную белесоватую массу, плотностью 0,7—0,8, в отличие от чистого прозрачного льда, имеющего уд. вес 0,92 [1]).

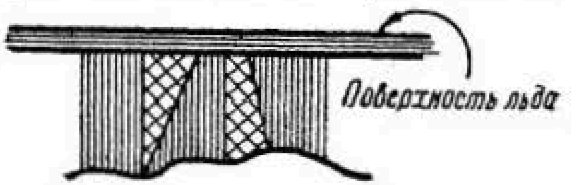


Рис. 151. Вертикальный разрез такого же льда (по Пристлею).

§ 6. Твердые и органические включения в ледяном покрове

Помимо включенного воздуха и солей, в морском льде встречаются еще твердые частицы в виде ила и планктонных водорослей (диатомовых), которые окрашивают его в рыжеватый цвет [6, 18, 19]. Иногда впрочем цвет этих включений бывает несколько темнее, а количество их так велико, что лед приобретает темнобурый оттенок, а на далеком расстоянии такие льдины, лежащие в торосах, кажутся черными, нередко вводя в заблуждение путешественников.

Эти твердые включения вмерзают в ледяной покров в процессе его образования и роста и остаются в нем до весны, когда, под влиянием солнца, водоросли начинают развиваться — так называемое цветение ледяной флоры, способствующее более быстрому разрушению ледяного покрова.

Впервые наличие ледяной флоры было обнаружено Норден-

[1]) Ср. рис. 35 на стр. 125.

шельдом и Чильманом (1875) в Карском море, после чего ее изучением занимались некоторые ученые как в Арктике, так и в Антарктике (Нансен, Гран, Палибин, Хун, Вангефен и др.), обнаружившие десятки видов диатомовых, а также и некоторых других микроскопических организмов. Наиболее изучены из них диатомеи, составляющие основную группу ледовых организмов и представленные в арктических льдах различными видами Navicula, Coscinodiscus, Chaetoceras, Thalassiosyra, Pleurosygma, Nitzschia, Melosyra.

Часть ледяной флоры, встречаемой во льде, вообще говоря, в любое время года, находится в виде отмерших скелетиков, но значительная часть — в живом, вполне деятельном виде.

Исследованиями обнаружены микроорганизмы не только в полярных морях, но и, например, в Балтийском (Арнольд-Алябьев и Порецкий) и, наконец, в глетчерах и в снегах Гренландии, экваториальных и Чилийских Андов, Альп и Пиреней (Норденшельд, Берггрен, Шретер, Лагерхейм, Фрич), где встречаются, например, представители не только ледяной флоры, но и специальных видов ледяной фауны, как ледяные блохи, тихоходки, круглые черви, коловратки.

С физической точки зрения наличие живых организмов представляет живейший интерес не только в отношении его термики и разрушения.

Результаты исследований автора показали, что в смеси с ледяной флорой в морском льде находится значительное количество донных минеральных частиц, анализ которых [22] обнаружил, например, в Балтийском море преобладание в крупных фракциях бурых аггрегатов, наличие отдельных зерен кварца, полевого шпата и слюды, главным образом и окрашивающих включения в желтобурый цвет.

По крупности частицы распределяются так: 1,00—0,25 *мм* отсутствуют; 0,25—0,05 *мм* 5%; 0,05—0,01 *мм* 21% и $<$ 0,01 *мм* 74%.

Органическая часть включений в лед носит явно пелагический характер, а минеральный состав аналогичен донному илу приглубинных частей Балтийского моря.

В такой же мере согласуется с составом глубинных проб грунта Баренцова моря минералогический анализ твердых включений в ледяной покров, взятых в юго-восточной части Баренцова моря зимой 1932 г. [20, 21].

Донный ил во включениях ледяного покрова обнаружен в столь значительном относительном количестве, что является затруднительным объяснить подъем его со дна, даже в том случае, если считать, что организмы попали в лед путем всплывания. Нет, казалось бы, оснований предполагать, чтобы скопления диатомей обладали до такой степени большой подъемной силой.

Вопрос, который при этом возникает: каким образом происходит попадание в лед грунта со дна водоема в количестве, во много

раз превышающем количество диатомей, до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения, поскольку данные исследований с очевидностью говорят как против непосредственного захвата льдом грунта на мелях, так и против возможности образования донного льда на больших глубинах [6, 18, 22].

Литература к главе XII

1. М. В. Ломоносов, *Краткое описание разных путешествий на морском пути в Сибирь*, ПБ, 1847.
2. W. Scoresby, *An Account of the Arctic Regions and of the Whale Fishery*, *vv. I — II*, 1820.
3. В. Скоресби, *Поденные записки о плавании на северный китовый промысл, содержащие исследования и обретения на восточном береге Гренландии* (перев. с англ., ПБ, 1825).
4. K. Weyprecht, *Die Metamorphosen der Polareise*, стр. 284, Wien, 1879.
5. А. Колчак, *Лед Карского и Сибирского морей*, стр. 169 + табл. фотографий 11, ПБ, 1909.
6. А. Бурке, *Зап. по гидр.*, **48**, 107, 1924.
7. A. Mourstad, *Geofysiske Publikasioner*, **10**, № 11, стр. 17 + 1 табл. фотографии 10, 1935.
8. Н. В. Морозов, *Руководство для плавания во льдах Белого моря*, стр. 70, Л., 1921.
9. Гидрографическое управление, *Альбом ледовых образований*, стр. 16 + + рис. 40, Л., 1930.
10. В. И. Арнольд-Алябьев, *Таблица ледовых образований для Финского залива*, 17 фотоснимков с текстом, Ораниенбаум, 1936.
11. В. И. Арнольд-Алябьев, *Метеор. и гидр.*, **3**, № 9, 103—106 (1937).
12. A. Hamberg, *Bihang till Vetensk. Akad. Handl.*, **21**, 11, № 2, pp. 13 + Taf. 2, 1895.
13. См. гл. II [70].
14. См. гл. II [82].
15. См. гл. III [48].
16. В. И. Арнольд-Алябьев, *Мощность, строение и полостность льда Карского моря по данным экспедиции на ледоколе «Малыгин» в 1934 г.* *Труды Аркт. инст.*, **110**, 57—82 (1938).
17. И. В. Молчанов, *О строении и структуре озерного льда*, *Изв. Росс. гидр. инст.* 1925.
18. В. И. Арнольд-Алябьев, *Труды II Вс. гидрол. съезда*, **2**, 417—426 (1929).
19. И. В. Палибин, *Изв. СПБ ботан. сада*, **3**, 1906.
20. В. И. Арнольд-Алябьев, *Бюлл. Аркт. инст.*, № 7, 155—158 (1932).
21. P. S. Takle, *Ber. 13* d. *V. Hydrol. Konferenz. d. Balt. Staaten*, Helsingfors, стр. 106, 1936.
22. О. М. Аншелес и В. Д. Берегов, *Минеральные включения во льдах Баренцова моря, взятые ледоколом «Красин» в 1932 г.*, Л., 1934 (рукопись в Арх. Гл. Упр. Сев. морского пути).

Глава XIII

РОСТ И ИСЧЕЗНОВЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В. П. ВЕЙНБЕРГ (§ 1, 2), А. А. ШЕПЕЛЕВСКИЙ (§ 3, 4),
В. И. АРНОЛЬД-АЛЯБЬЕВ (§ 5)

§ 1. Классификация методов выражения закономерностей, изменения толщины ледяного покрова с течением времени

В § 13 главы I мы изложили сущность работ Стефана [1,2] и Тамура [3] по вопросу о росте льда водоемов и водотоков. Работы эти дают математическое решение физической задачи об изменении толщины E слоя льда, если температура θ_1 верхней поверхности слоя и температура θ_2 нижней поверхности водоема или водотока известны как функции времени в двух частных случаях — постоянства θ_1 и изменения (убывание от 0°) θ_1, пропорционального корню квадратному из времени t, при постоянстве в обоих случаях температуры θ_2 на бесконечно большой глубине.

Эти два случая являются частными случаями частных решений уравнений (35), (36) главы I при граничных условиях (39)—(42), данных Стефаном в виде

$$\theta = \theta_1 + \frac{x^2}{2!a^2}\frac{d\theta_1}{dt} + \frac{x^4}{4!a^4}\frac{d^2\theta_1}{dt^2} + \dots, \tag{1}$$

где θ_1 — попрежнему температура верхней поверхности льда, и Тамура

$$-\frac{c}{L}\theta = \frac{1}{2!a^2}\frac{d(E-x)^2}{dt} + \frac{1}{4!a^4}\frac{d^2(E-x)^4}{dt^2} + \dots \tag{2}$$

В недавно законченном исследовании Шепелевский применяет метод Нейманна, которым пользовались Стефан и Тамура, к довольно общему случаю, когда изменения толщины поверхности льда могут быть выражены в виде уравнения

$$E = q_1\sqrt{t} + q_2\sqrt{t^2} + q_3\sqrt{t^3} + \dots, \tag{3}$$

где q_1, q_2, q_3,... — некоторые постоянные, а также к частному случаю, когда изменения температуры θ_1 могут быть выражены формулой

$$\theta_1 = [p + qt + r\sin\alpha t + s\sin\beta t](1 - e^{-\omega t}), \tag{4}$$

— случаю, соответствующему равномерному понижению (при при-

ближении дрейфа льда к полюсу холода) или повышению (при удалении дрейфа льда от полюса холода) температуры (постоянные p и q), на которые налагаются суточные (постоянные r и α) и годовые (постоянные s и β) синусоидальные изменения; последний множитель введен искусственно, чтобы при $t \approx 0$ получались малые амплитуды, а при возрастании t, а вместе с тем и толщины льда, амплитуда θ приближалась к амплитуде температуры воздуха.

Пользуясь способами последовательных приближений и неопределенных коэфициентов, Шепелевский находит решение

$$E = a_0 t[1 + a_1\sqrt{t} + a_2\sqrt{t^2} + a_3\sqrt{t^3} + \ldots], \qquad (5)$$

(где a_0, a_1, a_2, ... — некоторые функции от q_1, q_2, q_3, ...) для формулы (3), и

$$E = t\sqrt{\frac{-p\omega k}{L\varrho}}\left[1 + \left(\frac{q + r\alpha + s\beta - \frac{1}{2}p\omega}{3p} + \frac{p\omega c}{6L}\right)t + \ldots\right] \qquad (6)$$

— для формулы (4). Замечу, что формула (6) дает решения, близкие к наметке, сделанной мною [5] вскоре после первых извещений о дрейфе станции «Северный полюс».

Добавляю, что Шейнманн [6] показал путь, которым можно избавиться от условия бесконечно большой глубины водоема, какое ставилось до сих пор при решениях задачи о ледообразовании.

Однако с точки зрения геофизики и для практических приложений теории указанного рода, которые можно назвать общим именем математически-физических, обладают существенными недостатками.

В самом деле, если в связи с малостью коэфициента теплопроводности воды по сравнению с коэфициентом теплопроводности льда и с обычно невысокой практически температурой воды у дна водоема, а также возможностью в большинстве случаев пренебрегать приносимой в водоем извне теплотой можно было бы удовлетвориться такими теориями, то все же у них остается крупный минус — необходимость знания температуры верхней поверхности льда, измерения которой могут быть осуществлены лишь в исключительных случаях. В связи с этим должны были возникнуть — и возникли — стремления применить такие теории (основоположником которых был Стефан) к реальным условиям, при которых можно считать известными изменения во времени некоторых других измеримых геофизических характеристик на или вблизи верхней и нижней поверхностей слоя льда. Таковы температура, влажность и скорость воздуха на некотором расстоянии над верхней поверхностью льда, толщина и плотность снега надо льдом, напряжение прямой и рассеянной солнечной радиации, падающей на лед, и, с другой стороны, скорость и температура воды на некоторой глубине под нижней поверхностью льда.

Почин в этом отношении положил сам Стефан, принявший за θ_1 в формуле

$$E = K\sqrt{\tau\theta_1} \qquad (6')$$

среднюю температуру воздуха за время t, считая при этом температуру θ_2 не только постоянной, но и равной температуре замерзания воды, и вычисливший коэфициент K в этой формуле по физическим характеристикам льда.

Стефан не сделал никаких попыток оценить ту погрешность, какую могут внести в результаты принятие за температуру $\theta_л$ поверхности льда температуры воздуха $\theta_{возд}$ и введение в формулу (6′) средней температуры. Не сделал этого также ни один из многочисленных последователей Стефана, хотя почти все они пользуются вторым его предположением, сводящимся по существу к принятию градиента температуры по вертикали постоянным.

Развитие теории Стефана в направлении введения в нее геофизических характеристик шло тремя путями, которые можно назвать *геофизически-эмпирическим*, *энергетически-эмпирическим* и *климатологически-эмпирическим*. Общим во всех этих попытках является замена формулы (6′) формулами типа

$$\int_0^t \theta_л\, dt = \sum \overline{\theta} = f(E), \qquad (6'')$$

где $\Sigma\overline{\theta}$ есть сумма средних суточных (или же средних месячных) температур льда, а $f(E)$ — некоторая функция от E.

Заметим, что первое допущение Стефана (равенство между $\theta_л$ и $\theta_{возд}$) вполне законно для случаев продолжительного практического постоянства температуры воздуха или для случаев, когда поток тепла ко льду снизу вверх настолько мал, что достаточно практически ничтожной разности между температурами верхней поверхности льда и воздуха для того, чтобы это количество тепла успевало уходить с верхней поверхности льда.

Прежде чем переходить к другим путям подхода к решению вопроса о предвычислении изменений толщины ледяного покрова с течением времени, кроме математически-физических теорий Стефана и его последователей, заметим, что при всех применениях этих теорий исследователи обычно ограничивались применением его формулы к случаям, когда температура воздуха в летнее время повышается настолько, что средняя годовая температура оказывается все-таки выше 0°, и ледяной покров, уничтожаясь к лету, снова начинает образовываться и расти с наступлением зимы. Они не рассматривали, вообще говоря, процесса уменьшения толщины льда и принимали во внимание исключительно явления роста пресного льда или, если и прилагали формулу Стефана к морскому льду (сам Стефан во второй своей работе), то не принимали во внимание того своеобразия условий замерзания, какое может зависеть от более позднего образования прослоек эвтектик сравнительно с образованием отдельностей почти пресного льда.

В случае отрицательной средней годовой температуры и при отсутствии каких-либо других источников энергии, кроме теплоты от воздуха, слой льда должен теоретически расти бесконечно, хотя и с бесконечно уменьшающейся скоростью, так что наличие в таких районах слоя льда конечной (и притом сравнительно небольшой) толщины указывает [5] либо на подвод тепла снизу от «внутреннего тепла» земного шара и от теплых подледных течений, либо на то, что лед придрейфовывает к данному району из районов со средней годовой температурой, близкой к нулю (по вопросу о предельной толщине морского льда см. недавнюю работу Зубова [30]).

Что же касается стадии таяния, то в этом отношении имеется лишь указание у Тамура [3], что одним изменением знаков в уравнениях, приводящих к уравнению Стефана, можно получить «законы плавления льда». Это, однако, не вполне правильно, так как надо при этом заменить теплопроводность воды теплопроводностью воздуха и т. п. Нужно также учитывать влияние образующегося сверху льда слоя талой воды.

Если бы можно было так просто получить законы плавления льда, то обратный ход изменения толщины льда перед ледоходом должен был бы напоминать ход изменения этой толщины при увеличении ее после ледостава. Такое предположение послужило, как указал Арнольд-Алябьев, основанием Барнесу [22] для вывода быстро опускающейся вниз кривой изменения толщины льда в весеннее время. Арнольд-Алябьев правильно считает, что скорее одиночное наблюдение 20 апреля, на основании которого выведена эта кривая, надо признать ошибочным, так как, вообще говоря, процесс уничтожения ледяного покрова происходит интенсивнее путем механического разрушения его и распадения его на отдельные призмы (с выносом их в другие места течением воды или действием ветра), чем путем таяния его на месте.

Другим интересным применением является вопрос о росте льда с н и з у — при наливании или попадании слоя воды на холодный лед в морозном воздухе — задача, решение которой позволило бы рационализировать приемы поливки ледяных дорог, заготовки льда для хладотранспорта таким способом и т. д., а также выяснило бы процессы образования наледей при попадании воды на верхнюю их поверхность и рост ледяного покрова в подобных же случаях. В этом направлении произведено недавно исследование Коруновым [66], показавшим на неприменимость к нарастанию льда снизу формул Стефана и Барнеса и на несоответствие результатам его опытов тех указаний, какие даются в технических справочниках. Корунов пошел по климатологическо-эмпирическому пути и вывел из своих многочисленных опытов для времени t (в минутах) замерзания слоя воды толщиной E *см* при температуре воздуха, равной $-\theta$, и скорости ветра v формулы типа

$$t = f_1(v) \cdot \theta^{f_2(v)}. \qquad (6''')$$

Отметим, что автор вывел из своих опытов величины коэффициента теплоотдачи с поверхности воды при низких температурах.

§ 2. Геофизически-эмпирические формулы для изменения толщины слоя льда с течением времени

Формулы этого типа содержат в своей левой части вместо температуры льда $\theta_л$ температуру воздуха $\theta_{возд}$, но учитывают разность $\theta_л - \theta_{возд}$ на основании некоторых соображений о физических процессах, которыми она определяется. В общем виде эта разность приводит к уравнению

$$\frac{dQ}{dt} = k_л \left(\frac{d\theta_л}{dx}\right)_{x=0} = \alpha [\theta_л - \theta_{возд}], \qquad (6''')$$

в котором $k_л$ есть коэфициент теплопроводности льда, а α есть коэфициент общей теплопередачи от льда к воздуху и которое выражает равенство потока тепла, идущего снизу вверх по льду, и тепла, уносимого в воздух (см. § 6 гл. V).

Примером такого направления является исследование Кинга, изложенное нами с достаточной для целей настоящей книги полнотой в § 13 гл. I.

Формулу, к которой приходит окончательно Кинг [см. формулу (56) гл. I], можно назвать *геофизически-эмпирической*, так как Кинг исходил из определенных *геофизических* представлений.

Другие авторы для нахождения толщины льда через некоторый отрезок времени после начала ледостава прибегают к уравнениям энергобаланса верхней поверхности льда, причем отдельные статьи баланса выражают эмпирическими формулами, отчего их теории можно назвать *«энергетически-эмпирическими»*.

Наконец, третья, наиболее многочисленная группа авторов считает достаточным устанавливать на основании наблюдений на данном водоеме или водотоке некоторые эмпирические зависимости между толщиной льда через некоторое время t после начала ледостава и результатом наблюдений над теми или другими гидрометеорологическими элементами в данном районе для того, чтобы иметь возможность заменять в дальнейшем непосредственные — довольно хлопотливые — систематические определения толщины льда камеральной обработкой и без того производящихся систематических метеорологических и гидрологических наблюдений.

Формулы, к которым приходят авторы такого рода исследований, называются в дальнейшем *«климатологически-эмпирическими»*.

§ 3. Энергетически-эмпирические формулы изменения толщины льда с течением времени

Основоположником этого направления изучения вопроса о росте льда является Дэвик [8].

Дэвик пишет уравнение ледообразования в виде

$$80\varrho_л\, dE = S\, dt = -k_л \frac{\theta_л}{E}\, dt, \tag{7}$$

где S — полный тепловой поток от воды через лед в воздух, считая, таким образом, градиент температуры постоянным. Этот пункт в теории Дэвика является наиболее слабым. Из-за этого допущения дальнейшие вычисления потока S, проделанные Дэвиком, вероятно, даже излишне точны.

Поток S Дэвик выражает в виде, применимом как для поверхности льда, так и для поверхности воды, еще свободной от льда:

$$S = S_N + S_1 + S_2 - q_m - S_b - S_d, \tag{8}$$

где S_N — эффективное излучение льда, S_1 — тепловой поток от испарения со льда, S_2 — поток уносимой конвекционными токами воздуха теплоты, q_m — поток солнечной радиации (прямая и рассеянная), S_b — приток тепла от дна реки; S_d — убыль потенциальной энергии воды (благодаря внутреннему трению при течении воды).

Последние две величины оказываются в условиях рек Северной Норвегии, к которым относится работа Дэвика, малыми по сравнению с остальными слагаемыми, так что Дэвик отбрасывает их.

Для S_N Дэвик получает выражение

$$S_N = CR + 0{,}38\,(\theta_л - \theta_{возд}). \tag{9}$$

Ссылаясь на эмпирические работы многих авторов, Дэвик принимает формулы

$$C = 1 - 0{,}09\, n, \tag{10}$$

$$R = 4{,}66\,(273+\theta)^4\,(0{,}255 + 0{,}322 \cdot 10^{-0{,}069\, f}), \tag{11}$$

где n — облачность в баллах и f — абсолютная влажность воздуха в *мм*. Для $\theta_л$ в пределах от 0° до —20° и влажности, близкой к состоянию насыщения, R оказывается близким к 10,8 (10,8 $\pm$ 0,6).

Для $S_1 + S_2$ Дэвик принимает формулу Онгстрема, также эмпирическую:

$$S_1 + S_2 = A_1\,(f_0 - f) + A_2\,(\theta_л - \theta_{возд}), \tag{12}$$

где f_0 — упругость насыщенного пара при температуре верхней поверхности воды или льда, а коэфициенты A_1 и A_2 на основании измерений Онгстрема Дэвик принимает для воды, льда и снежного покрова соответственно равными (в *кал/см²·час*):

$$A_1 = 1{,}09\sqrt{v+0{,}3}, \quad A_2 = 0{,}5\sqrt{v+0{,}3}, \tag{13}$$

$$A_1 = 1{,}23\sqrt{v+0{,}3}, \quad A_2 = 0{,}5\sqrt{v+0{,}3}, \tag{14}$$

$$A_1 = 5{,}0\sqrt{v+0{,}3}, \quad A_2 = 2{,}0\sqrt{v+0{,}3}, \tag{15}$$

где v — скорость ветра в *м/сек*.

Для f_0 Дэвик предлагает формулу

$$f_0 = 4{,}6 + 0{,}32\,\theta_л + 0{,}0065\,\theta_л^2. \tag{16}$$

Вводя еще S_0 — тепловой поток при $\theta_л = 0°$, Дэвик получает

$$S = \frac{2k_л S_0}{ED + k_л} \cdot \frac{1}{1 + \sqrt{1-u}}, \tag{17}$$

где

$$u = \frac{0{,}026 A_1 S_0}{\left(d + \frac{k_л}{E}\right)^2}, \tag{18}$$

$$D = 0{,}38 + 0{,}32 A_1 + A_2, \tag{19}$$

$$S_0 = CR + A_1(4{,}6 - f) - (0{,}38 + A_2)\,\theta_л. \tag{20}$$

Отсюда

$$E_2 - E_1 = \frac{k_л}{40\varrho_л} \int_{t_1}^{t_2} \frac{S_0}{ED + k_л} \frac{dt}{1 + \sqrt{1-u}} \approx$$

$$\approx \frac{k_л}{40\varrho_л} \sum_{t_1}^{t_2} \frac{S_{0i}}{E_1 D_i + k_л} \cdot \frac{dt}{1 + \sqrt{1-u}}. \tag{21}$$

Если можно пренебречь испарением, то вычисления значительно упрощаются, так как в выражении для S отпадает член с t^2. Тот же результат получим, принимая для f_0 более грубую формулу вида $a + bt$. В этом случае имеем для небольшого интервала времени Δt, в течение которого метеорологические условия мало изменились:

$$E_2 = -\frac{\lambda}{D} + \sqrt{\left(E_1 + \frac{\lambda}{D}\right)^2 + \frac{\lambda}{40\varrho} \frac{S_0 \theta}{D}},$$

$$S_0 = CR + A_1(a - f) - (b + A_2)\,\theta, \tag{22}$$

где вместо чисел 4,6; 0,32 и 0,0065 поставлены соответственно a, b и 0.

Для θ в пределах от 0 до —5°, когда θ недалека от 0° и возможно существование в течение некоторого времени смеси воды со льдом (сало) или воды, частично покрытой льдом, повидимому, предпочтительно принимать $a = 4{,}58$, $b = 0{,}325$; при более низких температурах (от —3° до —16°) $a = 3{,}95$, $b = 0{,}18$; при средних температурах (от —2° до —9°) — средние из указанных: $a = 4{,}26$, $b = 0{,}25$.

В связи с этим Дэвик для толщины слоя льда ΔE_3, растапливаемого за сутки потоком солнечной радиации, дает формулу

$$\Delta E_3 = \frac{P}{80\varrho}\left[\frac{18{,}3A}{18{,}3 + E(0{,}38 + 0{,}5\sqrt{v + 0{,}3})} + 1 - A\right], \tag{23}$$

где A — коэфициент поглощения радиации слоем льда толщиною E. Для него Дэвик дает значения

$$\left.\begin{array}{llll} E = 1\ см, & 10\ см, & 50\ см, & 100\ см, \\ A = 0{,}27, & 0{,}45, & 0{,}60, & 0{,}70. \end{array}\right\} \quad (24)$$

Следует, однако, заметить, что эти поправки дают не истинную, а максимальную величину убыли льда, так как вычисляются отдельно. А каждый фактор, действуя отдельно, дает всегда бо́льшую величину, чем при общем действии их всех.

Интересна простая формула, приведенная Дэвиком для максимальной толщины льда:

$$E_{max} = \frac{-\theta_л}{0{,}6\,(1 - 0{,}09N)}. \quad (25)$$

Здесь Дэвик не учитывает притока тепла снизу льда, и потому его результат расходится с результатом Кинга.

Для S_b Дэвик не выводит формулы, считая, что это — малая величина. Действительно, в исследованном им случае это — величина ничтожная, как и в тех случаях, когда мы имеем слабое течение, значительную глубину и отсутствие притока подогретой воды (скажем, ключей, сточной воды и т. д.). Но пренебрегать величиной S_b вообще все же нельзя. Это — второй слабый пункт теории Дэвика, в котором она уступает даже теории Стефана и Тамура.

Для S_d Дэвик выводит формулу

$$S_d = \frac{0{,}36}{427}\,10^6\,\frac{q}{b}\,\frac{h}{l}, \quad (26)$$

где q — расход воды в $м^3$, b — ширина реки в $м$, h — падение и l — путь падения воды $\left(\frac{h}{l} = \text{гидравлическому уклону потока}\right)$.

Величина S_d даже для рек с большим уклоном оказывается небольшой по сравнению с остальными слагаемыми.

Для вычисления потока солнечной радиации Дэвик дает формулы, таблицы и графики, основанные на измерениях в местностях, близких к р. Гломма. Мы не приводим их ввиду того, что для применения уравнения (2) в условиях СССР нужны данные, относящиеся к тому или другому ее району, для чего можно воспользоваться, например, картами солнечной радиации Б. П. Вейнберга [9].

Отметим, что методика Дэвика была почти без изменений (кроме более детального обсуждения и учета члена S_b) применена к некоторым советским рекам Софроновым [10].

Недостатком теории Дэвика является использование большого количества эмпирических формул. Интересно, что теория Кинга лишена этого недостатка. Это обусловлено, разумеется, значительно большей определенностью результатов Дэвика, стремившегося не вводить в свои формулы ни одной постоянной, которая не была бы известна заранее. Кинг же стремился лишь установить закон нарастания льда и вводил величины, подлежащие определению на опыте для данного конкретного случая.

ЭБ Научное наследие России

§ 4. Климатологически-эмпирические формулы для изменения толщины льда с течением времени

Инициатором исследований этого рода надо считать Барнеса, который, повидимому, еще в 1903 г. [11] дал формулу, «основанную на анализе практических данных, полученных из наблюдений за нарастанием ледяного покрова, и достаточно точную при довольно значительных разницах в температуре»:

$$t=\frac{L\varrho_{л}E}{k_{л}\theta}\left(1+\frac{E}{2}\right), \tag{27}$$

где E выражено в сантиметрах.

Следующим шагом вперед по этому пути выражения эмпирическими формулами данных наблюдения была работа Порывкина [12]. Он дополняет формулу Барнеса двумя коэфициентами A и C, из которых первый зависит от скорости течения v, второй же представляет поправку на изолирующее влияние снега. Формула Порывкина имеет вид

$$\sum\theta=\frac{L\varrho_{л}E}{k_{л}}\left(1+\frac{E}{2}\right)AC, \tag{28}$$

где

$$A=a+b\sqrt{v}, \tag{29}$$

$$C=1+\frac{cE_{сн}}{k_{сн}E_{0}\left(1+\frac{E_{0}}{2}\right)}. \tag{30}$$

Здесь a, b и c — постоянные, выведенные как средние из наблюдений, $E_{сн}$ — толщина снежного покрова, $k_{сн}$ — его теплопроводность и E_{0} — некоторая средняя толщина льда. Большая скорость течения способствует лучшему перемешиванию массы воды и, следовательно, увеличению ее турбулентной теплопроводности и приближению к схеме Стефана. На примере теории Кинга можно видеть, как следует подойти к подсчету действия этого фактора. Порывкин же, обходя теорию, пытается подойти к вопросу чисто феноменологически и эмпирически вводит в формулу скорость течения v простейшим способом, добавляя множитель A, зависящий от v. Формула для C получается также из элементарных соображений, верных лишь для тонких слоев снега и льда и лишь для установившегося режима. Кроме того, данные Окада для плотности снега, которыми пользуется Порывкин, недостаточно точны; недостаточно также устанавливать даже приближенного вида зависимость плотности снега от глубины по трем точкам, как делает автор.

Ввиду всего этого на формулу (27) следует смотреть как на полуэмпирическую. Тем не менее попытка Порывкина ввести влияние снежного покрова хотя бы и в самой примитивной форме заслуживает внимания, так как этот безусловно очень важный фактор никем до него не учитывался.

Формула Порывкина подверглась резкой критике со стороны Быдина и Петруничева [13]: возражения их сводятся к тому, что формула [28] Порывкина дает абсурдные результаты при скоростях течения и толщине снежного покрова, выходящих за известные пределы. Такие возражения против эмпирических формул при экстраполяции их за пределами переменных, для которых эти формулы выведены, конечно, несостоятельны.

Добавим к этому, что вычисление E_0 Порывкина производится по формуле

$$E_0 = \frac{E_1 + E_2}{2}, \tag{31}$$

где E_1 и E_2 — толщина льда в начале и конце периода, — формуле, приближенной и верной лишь для случая мало различающихся E_1 и E_2. Учитывая это, Порывкин производит расчет частями на сравнительно небольшие периоды. Быдин возражает против этого совершенно законного приема, говоря, что формула Барнеса «позволяет производить подсчет с начала ледостава». Это, конечно, верно, но в таком случае нельзя также определять E_0 по формуле (31).

Если исследования Порывкина, при всей их грубой приближенности, ограниченности применения, а подчас и ошибочности, имеют все же в основе стремление расширить круг учитываемых факторов, а отсюда и приводят к некоторым новым, хотя бы схематическим результатам, то задача, поставленная Быдиным в его работах [13-16], диаметрально противоположного характера: он стремится найти самого простого вида универсальные формулы, которых, как это с очевидностью вытекает из работ Кинга и Дэвика, нет и не может быть в области таких сложных процессов, как ледообразование в текущей воде. То же относится и к работам других авторов [17, 18, 19], примыкающих по методике к работам Быдина.

По наблюдениям над ростом льда в опытных пунктах на р. Свири за три зимы 1927—1930 гг. Быдин выводит эмпирическую формулу:

$$E = \varphi \cdot \sqrt{\Sigma \theta}, \tag{32}$$

где φ — некоторая постоянная. Уравнение (32) автор называет «формулой Быдина», хотя оно представляет собой не что иное, как формулу Стефана в том применении ее к средним температурам, о котором указано выше на стр. 394.

Если $\Sigma\theta$ — сумма отрицательных средних суточных температур, а E — средняя толщина льда в последние сутки, то Быдин находит $\varphi = 2$; если же температуры — средние месячные, E — средняя толщина льда за последний месяц, то $\varphi = 11$.

Эти значения φ отражают влияние и скорости течения (которая невелика на Свири), и влажности, и ветра, и снежного покрова, и излучения; в результате отклонения замеренных значений в 30—50% от вычисленных довольно обычны, попадаются же и выше 100%.

Значительно лучшие результаты дало применение этой формулы к приведенным Быдиным данным для наблюдений 1922—1925 гг. на р. Волхове и на р. Волге за 1902—1911 гг.: средняя точность здесь приблизительно $\pm$ 10%, Быдин предупреждает, что формула (32) относится лишь к рекам со скоростями порядка 0,3—0,5 *см*.

Позже [16] Быдин дал несколько более детализированную формулу:

$$E = \frac{3{,}68}{1+v^3}\sqrt{\Sigma\theta}, \tag{33}$$

где v — скорость течения, а $\Sigma\theta$ — сумма средних суточных температур. Формула (33) совпадает с (32) лишь для $v = 0{,}94$ *м/сек*, а при $v = 0{,}3$—$0{,}5$ *м/сек* дает значения в 1,8—1,6 раза бо́льшие, чем формула (32).

В формуле (33) не учитывается ни снежный покров, ни влажность, ни ветер, ни излучение, но в дальнейшем автор пришел, повидимому, к мысли о необходимости учитывать и другие факторы, кроме суммы температур и скорости течения. Так, в статье Басина [18] находим под названием «формула Быдина» уже следующее выражение:

$$E = 3{,}68\left[\left(1-\frac{1}{1+v^3}\right)-\left(1-\frac{1}{1+2h}\right)\right]\sqrt{\sum\theta}, \tag{34}$$

где h — толщина снежного покрова в *см*.

Нет сомнения, что и эти данные при дальнейшей разработке вопроса окажутся недостаточными, так как есть еще очень существенные факторы — ветер и излучение, — влияющие в значительной степени на нарастание ледового покрова, как это было легко видеть из работы Дэвика.

Быдин [20] приводит также эмпирическую формулу для скорости разъедания льда теплой водой, притекающей, скажем, из теплых ключей

$$\Delta E = (1+10v)\sum\theta, \tag{35}$$

где $\Sigma\theta$ — сумма положительных температур воды. Так как, повидимому, методы анализа материала были теми же, как и при получении других формул, то точность ее приходится считать также небольшой.

Влияние скорости течения учитывается также в работе Петруничева [19]. Скорость эта влияет двойным образом на быстроту нарастания льда. С одной стороны, при большей скорости получается более интенсивное турбулентное перемешивание и, следовательно, увеличивается теплопередача через воду. С другой стороны, при течении благодаря внутреннему трению воды развивается теплота за счет убыли потенциальной энергии водяной массы. Петруничев пытается свести все воздействие скорости течения ко второму моменту, что надо считать ошибочным. Его подсчеты в общем совпадают с подсчетами Дэвика, и помещенная на стр. 184 его работы табл. 1

показывает, как мало́ это влияние. Она вскрывает, однако, и некоторую любопытную деталь: при больших средних скоростях и малых значениях коэфициента Шези, т. е. при очень большой шероховатости дна, вызывающей исключительно сильное турбулентное движение воды, влиянием теплоты внутреннего трения уже нельзя пренебречь.

Формула Петруничева имеет следующий вид:

$$\Delta E = \frac{563v^3}{C^2}\ \alpha, \tag{36}$$

где ΔE — толщина слоя льда (в *см*), разъедаемого теплотой внутреннего трения, v — средняя скорость течения по всему сечению в *м/сек*, C — коэфициент Шези и α — доля тепла, выходящая через лед (остальная идет через ложе реки). Коэфициент α в вычислениях всюду принимается равным 1, хотя автор на основании соображений, которых он не приводит, считает его между $^1/_2$ и 1, а редакция Известий института гидротехники на основании также неприведенных соображений считает его для случая температуры воды 0° равным 0,34, вообще же — величиной переменной, которая может быть даже больше 1, что уже несовместимо с физическим смыслом этой величины. Однако теплопередача слоя сильно турбулентной воды и унос ею вниз образующихся ледяных кристаллов будут в этом случае столь мощными факторами, что опять остается неясным, следует ли принимать в расчет по сравнению с ними даже этот, довольно значительный сам по себе поток.

Значительно больший интерес представляет попытка Петруничева ввести поток теплоты от внутреннего трения воды в дифференциальное уравнение нарастания льда. Он получает уравнение

$$\frac{k_л\theta_л}{E}\ dt = q\,dt + \varrho_л L\,dE, \tag{37}$$

где q — поток тепла от внутреннего трения воды, равный

$$q = \frac{1000Qi}{427}\ \alpha\ кал/сек\cdot м^2. \tag{38}$$

Здесь Q — расход воды в *м/сек*. Так как q — величина постоянная, то это уравнение легко интегрируется (в предположении постоянства $\theta_л$). Получаем [1]):

$$-\frac{q}{\varrho_л L}\,t = E + \frac{k_л\theta_л}{q}\ \ln\left(1 - \frac{Eq}{k_л\theta_л}\right). \tag{39}$$

Уравнение (39) имеет тот же вид, что и уравнение, полученное Кингом в предположении притока тепла от «конвективных токов».

[1]) В статье Петруничева интеграл этот вычислен (или напечатан) неправильно.

Это и понятно, если вспомнить, что Кинг просто вводит поток тепла от воды ко льду. Таким образом введенная Кингом предельная толщина льда есть по сути дела величина, зависящая двойным образом от скорости течения: через турбулентную теплопередачу и через отток теплоты внутреннего трения через лед.

В заключение укажем, что обработка [21] экспериментального исследования над скоростью нарастания ледяного покрова, поставленного в 1935 г. ледовой станцией Гос. гидрол. института и произведенного И. П. Трощинским, показала, что формулы Кинга и Дэвика — (5) и (8) — дают меньшие погрешности, чем формула Барнеса (27), и особенно, чем формула Стефана (2) [1]. Исследования эти представляют интерес тем, что в них определялся ежесуточный прирост льда, для осуществления чего были применены два способа:

a) Во льде была выколота канавка шириной 5 *см* в форме квадрата, внутренняя часть которого представляла собой квадратный ледяной поплавок со стороной 250 *см*. Лед, образовывающийся в канавке, скалывался один раз в сутки и измерялась толщина образовавшегося ледового покрова (точность измерений до 2 *мм*).

b) Была выколота во льде круглая майна диаметром в 150 *см*, в которой наблюдения велись так же, как в канавке, но выколка льда производилась обычно два раза в сутки (иногда один).

Кроме того, от времени до времени измерялась с помощью рейки с крюком общая толщина льда поплавка (4 измерения).

В общем согласие с теорией Дэвика получилось довольно хорошее, но нередки значительные отклонения и притом всегда в одну сторону: наблюденные значения меньше вычисленных.

Такое расхождение показывает, что здесь действовали еще другие факторы, не поддающиеся учету, а именно:

a) По периметру майна и канавка окружены стенкой льда толщиной в 30—50 *см*, на $^9/_{10}$ погруженной в воду и имеющей в себе запас холода от ранее бывших морозов.

b) Вода, находящаяся на поверхности в майне и канавке, вследствие течения и завихрений начинала замерзать (особенно при не очень низких температурах) иногда с заметным запозданием после окончания удаления сколотого льда, откуда велся счет времени.

c) От опытного поля вверх по течению находится город, выпускающий большие количества сточной воды. В частности непосредственно над опытным полем находятся порт, верфи и огромные заводы, несомненно спускающие теплую воду в Неву, а также впадает р. Фонтанка, вскрывающаяся иногда даже среди зимы от спускаемых в нее подогретых сточных вод. Это создает значительный элемент случайности в наблюдениях, так как температура воды зависит не только от метеорологических факторов (скорость течения под опытным полем — 0,2 *м/сек*).

---

[1]) В самое последнее время появились 4 работы, анализирующие соответствие разобранных и других формул опытным данным [30—33] (Б. В.).

§ 5. Таяние ледяного покрова

Переходя к процессам исчезновения ледяного покрова следует прежде всего отметить связь этого явления с его структурой, на что уже было указано в предыдущем изложении.

По современным воззрениям (Хамберг [27], Мальмгреп [28], Вейнберг [29]) разрушение льда, дос тигшего температуры таяния, под действием ли прямых солнечных лучей или по теплопроводности, начинается во всей его толще. Принимая за очевидное, что в ледяном покрове всякого водоема, даже с весьма мало минерализированной водой, кристаллы отделены друг от друга тончайшими прослойками маточных растворов солей, выделившимися при замерзании, считают, что благодаря более низкой температуре пла вления этих прослоек таяние начинается именно с них. При этом около прослоек образуются полости с пониженным давлением (вследствие разности объемов льда и талой воды). Вакуум полостей очень невелик, однако он все же достаточен для того, чтобы способствовать проникновению в толщу льда воздуха, постепенно втягиваемого из атмосферы, что значительно увеличивает общее содержание полостей во льде. Лед мутнеет и становится рыхлым. Такие полости таяния — прожилки — нередко соединяются между собой тонкими нитевидными полостями и образуют как бы цепочки. Прожилки расположены обычно длинной осью перпендикулярно слою, т. е. параллельно осям ледяных кристаллов. Диаметр их обычно колеблется от 0,1 *мм* или менее до примерно 1 *мм*. Увеличиваясь, они переходят в канальцы диаметром от 1 до 5 *мм* и более, а при дальнейшем их увеличении кристаллы льда теряют связь и распадаются.

Таким образом полостность льда, а отсюда и его мутность бывают двоякого происхождения: или они связаны с его образованием, или получаются в результате таяния. В силу этого полости во льду имеют различный внешний вид и придают видимому строению льда своеобразный характер.

Чем спокойнее и правильнее протекает процесс кристаллизации при образовании ледяного покрова, тем отчетливее его разрушение — распадение на иглы, которые затем уже тают каждая сама по себе.

Такое распадение (рис. 146), как уже указывалось, наблюдается в реках и пресных озерах повсеместно.

Весной с усилением инсоляции и с выпадением дождей начинает таять прежде всего снег на льду и ледяной покров покрывается иногда довольно мощным слоем воды — снежницы, — под которой находится еще вполне прочный лед.

В Полярном море это явление выражено особенно отчетливо [22, 23].

По наблюдениям Русской полярной экспедиции 1900—1903 [23] у берегов Восточной Сибири явление таяния снегов на ледяном покрове представляется в следующем виде:

«. . .Первоначальное таяние снега на ледяном покрове вызывает, благодаря затрудненному стоку, появление масс пресной воды на льде, которые образовывают и быстро углубляют обширные водоемы, разъедая и растворяя солоноватый морской лед. Собирание масс пресной воды на льде продолжается несколько дней, причем толщина слоя воды в отдельных местах доходит до 2 и даже 3 футов.

«Издали, особенно с вершины горы, получается картина как бы вскрывшегося моря: над покрытой рябью и небольшим волнением водной поверхностью возвышаются в виде островков только торосы, стамухи и глыбы старого высоко выдающегося льда».

Как на реках, так и на морях снежница на ледяном покрове появляется обычно вдоль берегов, образуя так называемые «водяные забереги». На многих реках, в особенности в устьевых частях рек, текущих с юга на север, вскрытие и ледоход начинаются через несколько дней после появления водяных заберегов, так что взломанный лед несет на себе еще снеговой покров.

В озерах и в море развитие снежницы идет также с водяных заберегов, но вскрытие наступает обычно уже после того, как снежница стечет под лед в проталины, трещины и поры, образовавшиеся в ледяном покрове под влиянием потепления. Ледяной покров на всем пространстве как бы высыхает, причем он становится пористым и настолько ослабевает, что под действием течения, волнения или ветра море вскрывается и ледяной покров превращается из сплошного в крупно- и мелкобитый пловучий лед.

Указанный процесс от появления снежницы до вскрытия продолжается различное время — от нескольких суток до месяца и более — в зависимости от климатических условий данного места и от погоды в соответствующий период времени.

Этот процесс значительно ускоряется под действием прямых солнечных лучей.

При пасмурной погоде таяние замедляется даже в случае выпадения дождей, которые, вообще говоря, способствуют разрушению ледяного покрова, принося хотя бы и поверх него небольшую долю тепла, требующегося для таяния льда в огромном количестве.

В общих чертах процесс образования снежницы на льду совершается в открытом море с той лишь разницей, что при несплошном покрове сток воды под лед происходит скорее, и снежница не успевает совершить свою разрушительную работу в той мере, как это происхоит на береговом припае.

Таяние торосов, ропаков, стамух и ледяных гор происходит значительно позже и медленнее.

Надводные части этих ледяных скоплений подвергаются прямому действию солнца и в некоторой степени нагреву путем соприкосновения с более теплыми массами воздуха.

Небезынтересные данные в этом отношении получены Вейпрехтом [22] в северной части Баренцова моря для кубика льда, выста-

вленного на открытый воздух и подвергавшегося действию теплого воздуха и прямых солнечных лучей.

В течение времени с 1 октября по 15 марта, т. е. за 165 осенне-зимних дней, кубик потерял в весе 8,5%, между тем как за 65 весенних дней с 15 марта по 17 мая он потерял еще 49,8%, а в общем 58,3% своего веса. Вейпрехт относит все это количество за счет испарения льда с его поверхности, что надо считать маловероятным, если принять во внимание влажность морского воздуха зимой и весной. Очевидно, такая значительная потеря в весе должна быть отнесена за счет вытекания рассола из промежутков между кристаллами, сопровождавшегося увеличением полостей и образованием сплошных пор. Возможно, что это явление протекало настолько медленно, что образующиеся капли воды испарялись, отчего автор их и не замечал. Во всяком случае многочисленные наблюдения в природе указывают [23, 24] на значительное вытекание прослоек между кристаллами с последующим опреснением и помутнением льда, обычным в весеннее время для торчащих из воды частей ледяного покрова. Явление весеннего и летнего опреснения льда широко используется для получения пресной воды промышленниками, ведущими промысел со льда как на Каспийском, так и на Белом, а в особенности в полярных морях.

Когда покров, окружающий ледяные скопления, взломан и надводная часть их подвергается обмыванию и ударам волн, процесс исчезновения ледяного покрова значительно ускоряется.

Несколько менее интенсивно разрушается подводная часть ледяных гор, торосов и стамух, так как они более защищены от солнца и прямых ударов волн. В то время как верхняя часть указанных ледяных скоплений бывает незначительна, подводные части обычно выдаются в стороны на несколько метров (а у более крупных ледяных гор и на десятки метров) в виде *таранов* или *подлазов*, как их называют моряки, и представляют большую опасность для мореплавания в ледовитых районах.

Даже во внутренних морях умеренного пояса, где лед бывает исключительно годовалый, т. е. ежегодно весь исчезает и вновь нарождается, торосы и стамухи существуют еще долгое время — до месяца и более, — после исчезновения ровного льда, задерживая этим открытие летней навигации.

Как уже указывалось выше, таяние чистого ледяного покрова происходит путем предварительного распада на иглы и последующего таяния отдельных игл.

В мутном льде, т. е. в случае мелких беспорядочно расположенных кристалликов и кристаллических зерен (ледяные горы, значительная часть морского льда), тающий лед приобретает поздреватый вид, сравниваемый исследователями с губкой, кружевом [22, 24, 25] и т. п.

Отверстия и углубления во льду особенно четко видны в воде на темном фоне водоема (рис. 152) и имеют вид нередко весьма пра-

вильных цилиндров, диаметром от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Причину именно такого, а не иного вида этой «ноздреватости» тающего льда некоторые авторы [23] видят в том, что твердые предметы (камни, гальки, гравий), попадая на лед, сильнее нагреваются излучением и, постепенно погружаясь в лед, как бы пробуравливают сквозные отверстия в нем.

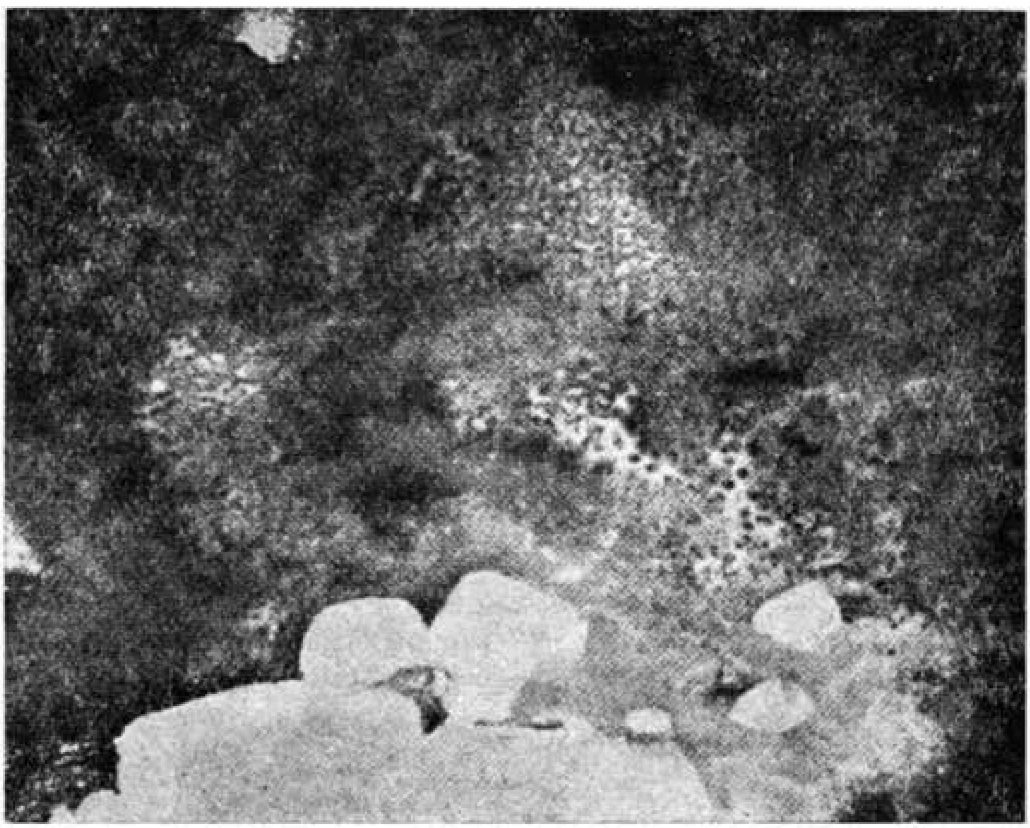


Рис. 152. Тающая льдина ноздреватого вида (сверху), сама льдина находится в воде, над водой видны лишь белые куски. Апрель 1923 (снимок В. А. Воротилова).

Поскольку ноздреватый тающий лед весьма распространен в природных водоемах, в особенности в открытом море, где нет никаких оснований ожидать повсеместного обвала гальки, гравия и т. п., с другой стороны, поскольку отверстия во льду часто бывают одного и того же диаметра на данной площади, упомянутое выше объяснение может быть отнесено лишь к частным случаям, имеющим в природе весьма ограниченное распространение. Скорее всего описанный характер явления следует приписывать структурным причинам.

Литература к главе XIII

1. См. гл. I [26].
2. См. гл. I [27].
3. См. гл. I [22].
4. А. А. Шепелевский, *О скорости нарастания ледяного покрова при заданной температуре верхней поверхности льда* (рукопись находится в ред.-изд. отделе Арктического института).

5. Б. П. Вейнберг, *Метеорол. и гидрол.* **4**, № 6, 39—65 (1937).
6. С. М. Шейнман (приг. к печ. 1939).
7. См. гл. I [29].
8. См. гл. XI [32].
9. Б. П. Вейнберг, *Гелиотехнические ресурсы СССР*, Атлас энергетических ресурсов СССР, I, ч. **3**, 106—126, 1935.
10. Ф. Н. Софронов, *Труды IV гидрол. конф. балт. стран*, № 95 В, 10—13, Л., 1933, *Труды Лен. отд. всес. научн.-технич. общ. водн. трансп.*, **2—3**, 51—84 (1938).
11. H. T. Barnes, *Sce Formation with Special Reference to Anchor Ice and Frazil*, 1930 [7].
12. Н. Г. Порывкин, *Бюлл. волховской гидроэлектр. силовой установки*, № 7 (I), 84—110 (1926).
13. Ф. И. Быдин и Н. Н. Петруничев, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **4**, № 4, 184—195 (1932).
14. Ф. И. Быдин, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **4**, № 4, 175—183 (1932).
15. Ф. И. Быдин, *Труды IV гидрол. конф. балт. стран*, № 33, стр. 8, Л., 1933.
16. Ф. И. Быдин, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **15**, 185—203 (1935).
17. Г. К. Лоттер, *Влияние условий ледообразования и толщины льда на расчет деривационных каналов*, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **7**, 55—71 (1932).
18. М. М. Басин, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **11**, 158—171 (1934).
19. Н. Н. Петруничев, *Изв. научно-иссл. инст. гидротехники*, **11**, 180—193 (1934).
20. Ф. И. Быдин, *Борьба с ледоходом на р. Свири*, Изд. *Свирьстроя*, 1933, стр. 158.
21. А. А. Шепелевский, *Скорость нарастания льда в зависимости от метеорологических условий* (приг. к печати).
22. См. гл. XII [4].
23. См. гл. XII [5].
24. См. гл. VI [16].
25. W. Arnold-Alabieff, *Intern. Revue d. Ges. Hydrobiol. u. Hydrogr.*, **28**, № 1—2, 68—89 (1932).
26. М. М. Корунов, *Закономерность роста льда на ледяных дорогах* (рукопись находится в редакции *Трудов Урал. лесотехн. института*).
27. См. гл. XII [12].
28. См. гл. II [70].
29. Б. П. Вейнберг, *Зап. по гидрогр.*, **49**, 269 (1925).
30. Н. Н. Зубов, *Метеорол. и гидрол.*, **4**, 123 (1938, № 4).
31. В. Л. Цуриков, *Метеорол. и гидрол.*, **4**, 113 (1938, № 7).
32. Вл. В. Лебедев, *Проблемы Арктики*, 1938, № 5—6, стр. 9.
33. В. Л. Цуриков, *Труды Байкальск. лимнол. станции*, **9**, 115 (1939).

Глава XIV

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЕГО ДИНАМИКА

Б. П. ВЕЙНБЕРГ (§§ 1 и 6), С. М. ГОРЛЕНКО (§§ 2—5)

§ 1. Виды снежного покрова

Добровольский вполне правильно указывал в свое время, что «если термодинамические соотношения и другие физические свойства снежного покрова известны очень недостаточно, то о его видах и формах известно еще меньше» ([1], стр. 489).

В течение последних ста лет, примерно с 40-х годов прошлого столетия, полярные экспедиции привозили кое-какие описания стран вечного снега. Исследовался также снежный покров на горах и ледниках, а также на равнинах умеренного пояса. Но эти исследования страдали разрозненностью, отсутствием планомерности и в большинстве случаев недостаточной научностью.

За последние 10—20 лет обстоятельства несколько изменились, по крайней мере по отношению к снежному покрову высокогорных стран умеренных широт, подвергающихся благодаря переменяющимся оттепелям и сильным ветрам сравнительно быстрым изменениям.

Заметим впрочем, что работы, относящиеся к снежному покрову высокогорных стран умеренных широт, могут иметь значение и для снежного покрова других районов.

Приведем поэтому наиболее полные классификации различных видов снежного покрова гор при последовательных его превращениях, принадлежащие Паульке [2] и Зелигману [3]. Любопытно, что и тот, и другой — любители (Паульке — профессор геологии, Зелигман — банкир), но оба очень много времени посвятили изучению свойств снега в высокогорных районах и, будучи весьма вдумчивыми наблюдателями, внесли много нового в наши сведения о снежном покрове гор. Зелигман, кроме того, произвел большое количество очень хорошо поставленных визуальных (+ фотографирование) и инструментальных наблюдений.

Оба автора основным подразделением снега считают свежий рыхлый снег и старый снег. По Паульке:

«А. Свежий снег — рыхлый снег, имеет следующие разновидности:

a) Сухой свежевыпавший снег (trockener Neuschnee) лепится в снежок, подразделяется на:

1) Порошковидный снег (Pulverschnee) выпадает или переносится ветром при низких температурах в виде снежных кристаллов или мелких хлопьев. Размер их колеблется в зависимости от температурного режима и тех механических воздействий, которым они подверглись во время переноса. Со временем порошковидный снег оседает, уплотняется и становится менее подвижным. При низких температурах и на больших высотах он долгое время остается рыхлым, особенно на затененных склонах.

2) Мучнистый снег (Mehligerschnee) выпадает в виде крупы.

3) Снег — изморозь (Reifschnee) образуется при туманах и оседает на поверхности старого снега рыхлым слоем кристаллической структуры, достигающим иногда значительных размеров.

4) Спрессованный ветром снег (windgepresster Schnee) образуется под давлением ветра и обладает значительной плотностью.

b) Мокрый свежевыпавший снег (feuchter Schnee) подразделяется на:

1) Снег, непосредственно образовавшийся в процессе выпадения крупных хлопьев при высокой температуре.

2) Снег в виде вторичного образования из сухого, свежего снега под действием повышения температуры воздуха (солнце, фен, дождь). Он тяжелее первого и легко лепится в снежок.

B. Старый снег, фирнообразный снег (Altschnee, Firnschnee) и снег-плывун.

Между свежевыпавшим и старым снегом имеется еще целый ряд переходных ступеней. При фирнизации снежного покрова, интенсивность которой зависит от внешних условий, вся толща снега постепенно принимает зернистую структуру. При этом образуется:

a) Фирнообразный снег (Firnschnee) — старый снег зернистого строения. Отдельные зерна в большей или меньшей степени связаны друг с другом (смерзание). Основной причиной проникновения его на значительные глубины можно считать процессы испарения и конденсации, протекающие в толще снежного покрова и ускоряющие рост отдельных зерен.

b) Наст (Harscht). Корка крупнозернистого фирна при смене оттаивания и смерзания поверхностного слоя снежного покрова достигает значительной толщины и прочности и легко выдерживает вес человека. Наст, обусловленный таянием (Schmelzharscht), перекрывает обычно большие площади южных и западных склонов гор, в то время как на северном и восточном склонах он не образуется. Поверхность наста является хорошей поверхностью скольжения для свежевыпавшего снега и снежных досок.

c) Фирновое зеркало (Firnspiegel).

d) Мокрый фирнообразный снег (Wasserfirnschnee), фирновый снег, разрыхленный процессами таяния, размягченный и напитан-

ный водой. По мере насыщения водой подвижность его возрастает и может привести к образованию обвалов старого снега.

е) Снег-плывун (Schwimmschnee). Образуется на значительных глубинах в процессе испарения и перекристаллизации. Представляет собой опасную поверхность скольжения для сухого старого снега».

Последовательный ход превращений снега Паульке рисует так:

«Осевшие на земную поверхность кристаллы снега только короткое время сохраняют свою первоначальную форму звездочек. Она

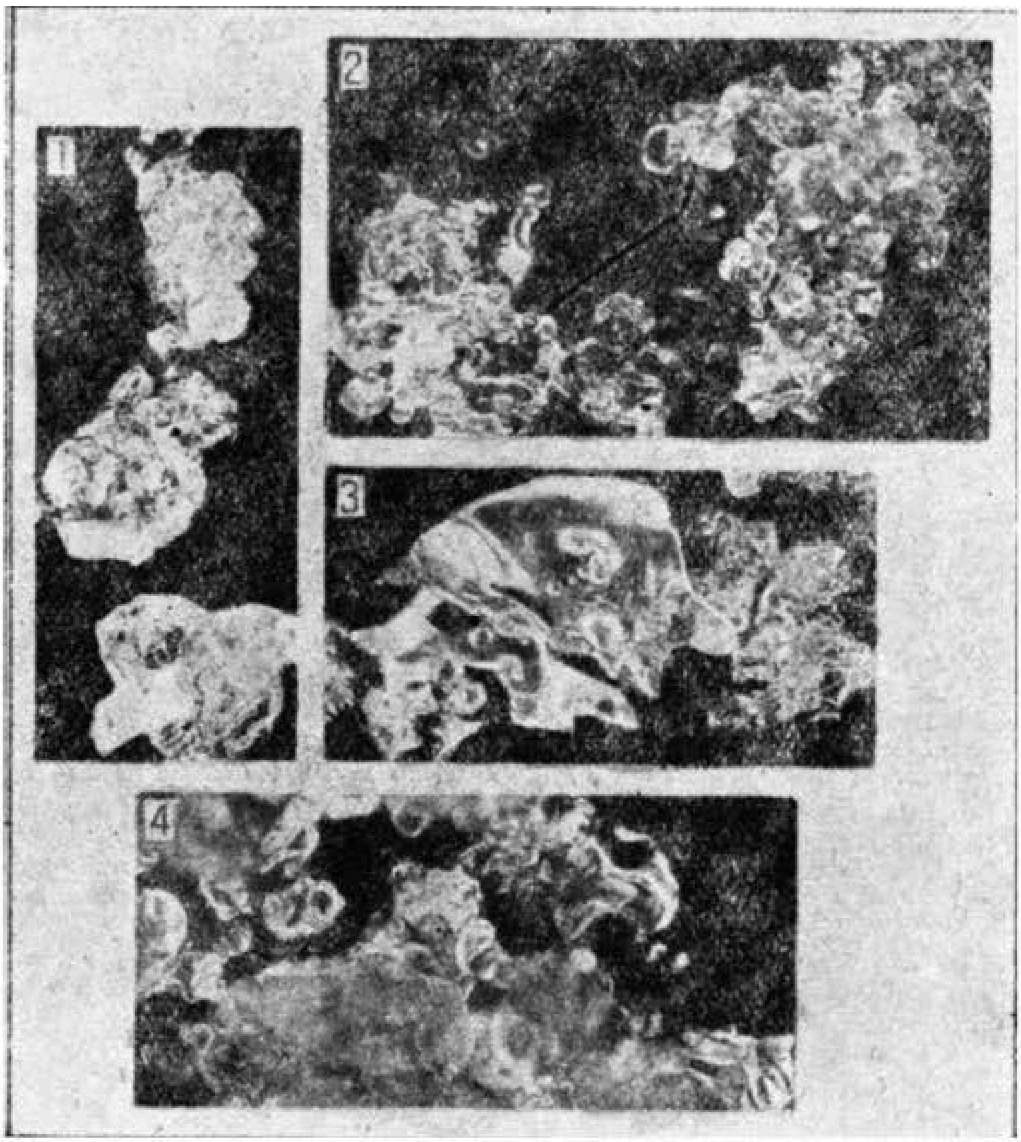


Рис. 153. Последовательные стадии фирнизации снега от частичного плавления зерен (снимки Зелигмана).

быстро изменяется под влиянием испарения и перекристаллизации. Даже при низких температурах звездочки теряют свое перистое строение. Отдельные лучи смерзаются между собой, образуя тонкие пластинки, которые, отражая солнечные лучи, обусловливают искристость снега. Это — наиболее рыхлый, легко распыляющийся «порошковидный снег» (Pulverschnee).

Одновременно на иглах снежных звездочек образуются мель-

чайшие крупинки, которые постепенно покрывают (в большей степени при температурах, близких к 0°) всю поверхность снежинки, превращая ее в рыхлый комочек, пронизанный ледяными иглами. Этот снег не лепится в снежинки, являясь также разновидностью «порошковидного снега». Последний при устойчивых морозах долго сохраняет свою рыхлую структуру, особенно на больших высотах и затененных склонах.

При более высоких температурах «порошковидный снег» теряет свою рыхлость. Процессы испарения сменяются образованием новых зерен, повышение температуры обусловливает наличие талых вод. Частицы снега слипаются между собой, количество пустот уменьшается, — снег оседает, напитывается водой, становится тяжелее и легко лепится в снежок. Образуется «мокрый снег» (Feuchtschnee), наличие которого создает угрозу «мокрых обвалов».

Чем старше становится снег, тем интенсивнее протекает образование в нем крупных зерен. Мелкие зерна испаряются, а освободившиеся водяные пары осаждаются на более крупных, обусловливая их дальнейший рост. Наличие талых вод также способствует этому процессу фирнизации снега (рис. 153).

При значительных перерывах между снегопадами на поверхности снежного покрова образуется под действием солнечного тепла корка крупнозернистого фирна (наст таяния). Чем длиннее эти перерывы, тем толще становится наст; чем сильнее морозы, тем он прочнее.

Последующие снегопады вновь перекрывают его слоем рыхлого снега. Такое чередование приводит к тому, что к концу зимы снежный покров представляет собой целый ряд перекрывающих друг друга пластов снега, разделенных между собой прослойками крупнозернистого фирна. Наличие последних в толще снежного покрова играет большую роль как в процессах дальнейшего изменения внутренней структуры снега в контактных зонах, так и в процессах лавинообразования.

Во время таяния талые воды просачиваются сквозь толщу снега и, достигая прослоек крупнозернистого фирна, движутся по ним аналогично грунтовым водам в пластах песка. При этом часть талых вод капиллярно всасывается прилегающим слоем мелкозернистого снега. Последний напитывается водой, разрыхляется и превращается в типичный смазывающий слой (Schmierschicht), способствующий соскальзыванию вышележащих масс снега. Перегрузка склона снегом или нарушение снежного покрова какими-либо внешними причинами в таких условиях легко может вызвать образование мокрого обвала. Благодаря малой теплопроводности снега движение талых вод в его толще может происходить еще долгое время после захода солнца и наступления мороза, несмотря на то, что поверхность его покрывается прочной коркой льда. Поэтому падение обвалов в холодные ночные часы не является каким-либо случайным явлением».

Процессы, связанные с изменением глубинных слоев снега, до настоящего времени не изучались. На основании личных наблюде-

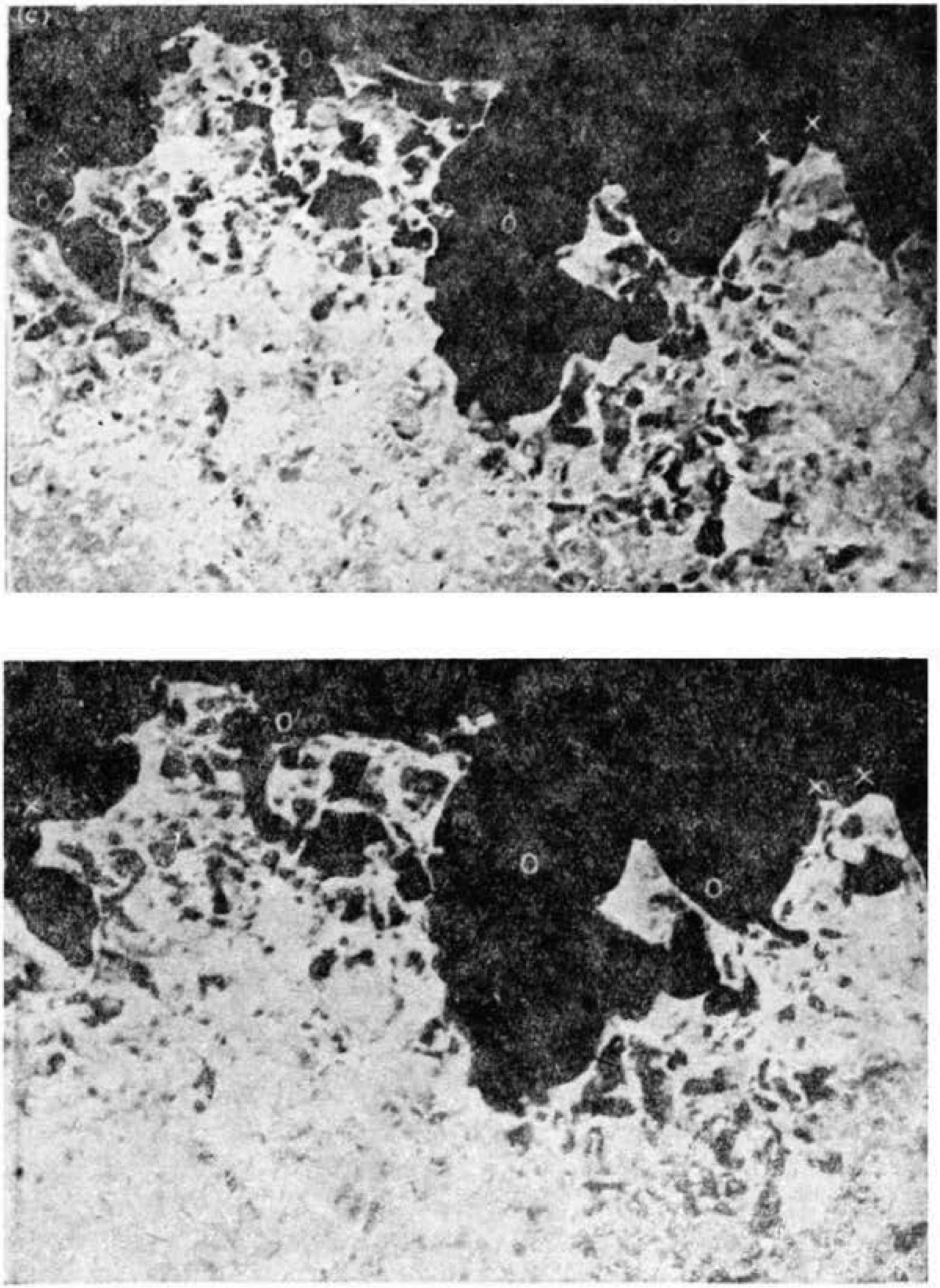


Рис. 154—155.
Последовательные стадии изменения фирна от возгонки отдельных кристалликов (снимки Зелигмана).

ний Паульке пришел к следующим выводам, одинаково важным как с научной, так и с практической точек зрения. «В снежных

слоях, для которых подстилающей поверхностью служит или почва, или прослойка наста, или глетчерный лед, происходит интенсивная перекристаллизация снега. По наблюдениям Паульке температура у поверхности почвы при достаточной мощности снежного покрова даже при сильных морозах остается близкой к $+0{,}5°$, температура водоносных фирновых прослоек также близка к $0°$. Испарение воды, в особенности же мелких фирновых зерен, обусловливает насыщение этих слоев снега водяными парами, которые проникают в вышележащие пласты и, застывая, дают начало интенсивной кристаллизации. Образующиеся при этом кристаллики льда обнаруживают большое многообразие: при медленном росте они получают вполне законченную форму с резко очерченными гранями, при быстром — форму полых пирамидок и призмочек. Паульке специально отмечает этот процесс в противоположность процессу образования из водяного пара свободной атмосферы инея и изморози, которые обладают совершенно другим строением и являются типичным поверхностным образованием.

Возгонка мелких зерен фирна (рис. 154, 155) и возникновение многочисленных полых ледяных кристаллов обусловливают образование в зоне фирнизации снежного покрова большого количества пустот — масса снега становится менее плотной. Я назвал этот вид снега, переродившегося в результате возгонки и последующей кристаллизации, «снегом-плывуном», так как он в противоположность другим видам снега обладает чрезвычайной рыхлостью и подвижностью.

По мере проникновения водяного пара в толщу снежного покрова слой «снега-плывуна» непрерывно растет по направлению вверх от поверхности почвы, достигая иногда мощности свыше одного метра. При этом непосредственно над поверхностью почвы благодаря интенсивному испарению образуются значительные пустоты, которые еще более усиливают обусловленную наличием «снега-плывуна» неустойчивость снежного покрова.

В то время как фирнизация снежного покрова происходит от дневной поверхности в глубину, слой «снега-плывуна» нарастает, наоборот, от почвы вверх. К концу зимы оба эти слоя смыкаются. В этот момент вся толща снега имеет крупнозернистую структуру. С проникновением с поверхности талых вод кристаллы «снега-плывуна» теряют свои характерные свойства и превращаются снова в фирновые зерна. Кроме того, в весеннее время под влиянием солнечных лучей на поверхности фирнового снега образуется тонкая ледяная корочка. Фирновые зерна, оттаивая в дневное время и вновь замерзая, превращаются в хрупкие пластинки льда, которые плотно смерзаются между собой. Эту ледяную корочку я назвал «фирновым зеркалом», так как она, покрывая все обращенные к солнцу склоны, сильно отражает свет. Мокрый, напитанный талыми водами снег непрерывно оседает, образуя пустоты непосредственно под фирновым зеркалом. Поэтому оно при незначительном давлении со звоном

рассыпается на мелкие осколки. Весной во время интенсивного таяния, особенно под влиянием фенов и дождей, старый снег становится очень подвижным. В то время особенно часто возникают обвалы старого мокрого снега — «мокрые обвалы».

Большое значение имеет давление ветра на поверхность снежного покрова. Оно равно при слабом ветре (5 *м/сек*) 3,1 *кг/м²*, при свежем ветре (9 *м/сек*) — примерно 12 *кг/м²* и при штормовом ветре (30 *м/сек*) — 112 *кг/м²*. Приведенные значения показывают, насколько сильно прессующее действие ветра. Уплотненный ветром снег легко отличим на-глаз по своему внешнему виду: поверхность его белая, как мел, матовая и покрыта рябью».

Если уплотнение снега ветром проникает на небольшую глубину, мы имеем дело с ветровым настом (Windharscht). При большей же мощности уплотненного слоя Паульке назвал его «снежными досками (Schneebretter).

Снежные доски представляют собой одну из самых предательских опасностей гор, так как они своей твердостью создают ложное впечатление устойчивости. Неопытный альпинист или лыжник легко может стать жертвой вызванного их отрывом снежного обвала.

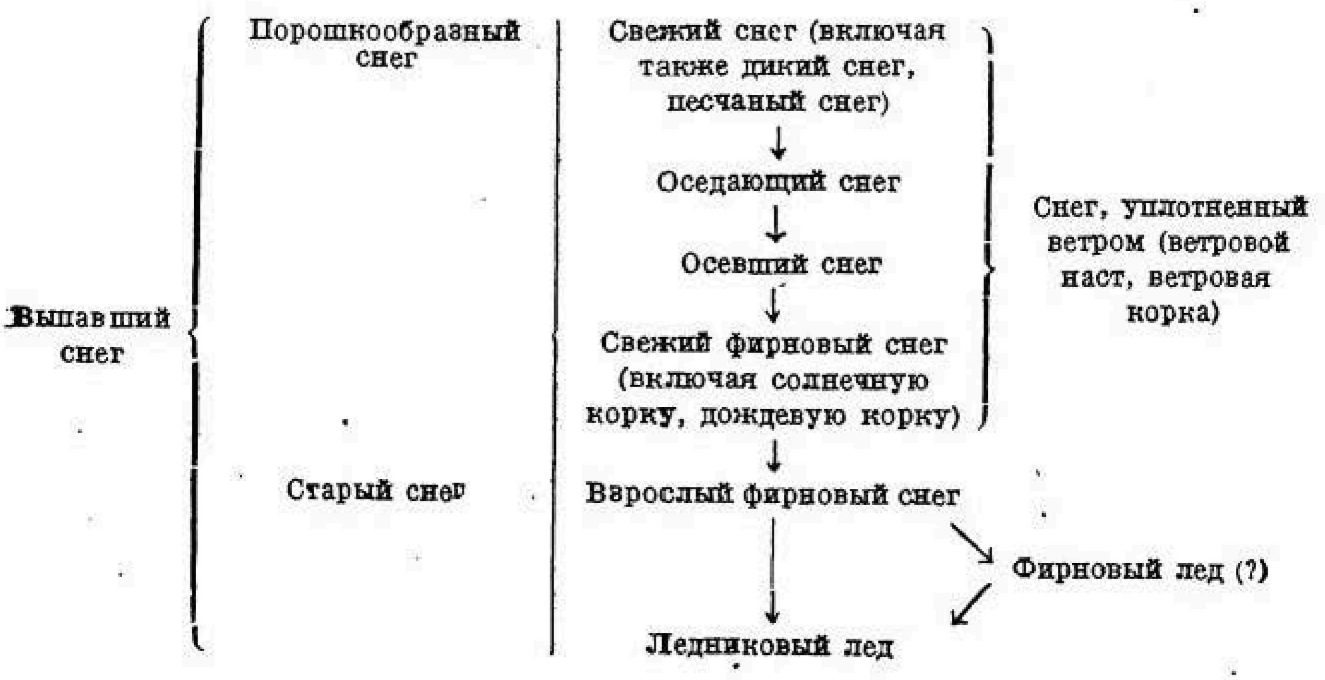
Кроме снежных досок мы имеем еще следующие формы отложений снега, обусловленные воздействием ветра на снежный покров. Таковыми являются:

Снежные щиты (Schneeschilde) — незначительные скопления рыхлого снега, образующиеся непосредственно у гребня хребта или в местах перелома уклона. Они могут служить местными очагами обвалов.

Снежные дюны (Schneedünen) — сугробы снега, пологие с наветренной и крутые с подветренной стороны.

Таблица LXIX

Схема последовательных превращений снега по Зелигману



Чешуйчатый снег (Schuppenschnee) — обломки ветрового наста, отшлифованные ветром. Рыхлый снег при этом выдувается из-под уплотненной поверхностной корки, образуя под ней пустоты. Эти пустоты расположены всегда с наветренной стороны.

Снежные козырьки — большие скопления снега, образующиеся на гребнях гор и нависающие над подветренными склонами».

Зелигман дает следующую схему последовательных превращений снега.

Под песчаным снегом Зелигман (изложению которого мы следуем ниже) понимает снег, «выпавший при чрезвычайно низкой

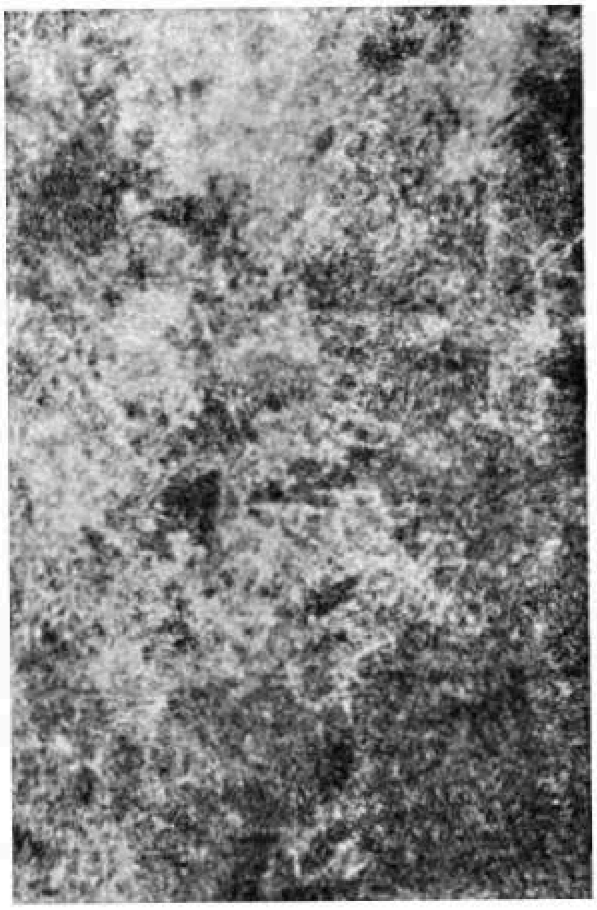


Рис. 156.

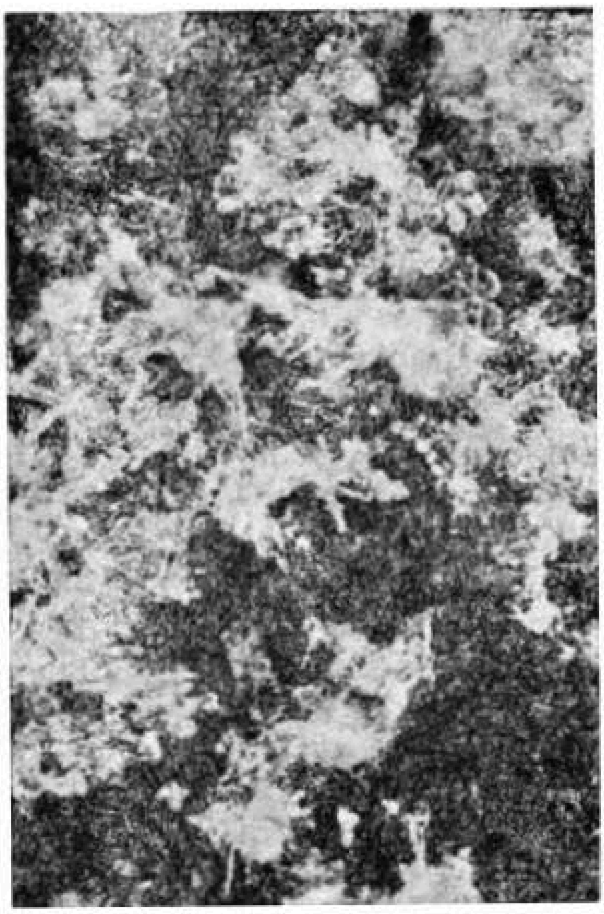


Рис. 157.

Дикий снег и обыкновенный свежевыпавший снег (снимки Зелигмана).

температуре, так что ни лыжи, ни сани не могут скользить по нему. Кох и Вегенер [4] установили, что в Гренландии при температурах около —20° лыжи отказываются двигаться. Возможно, хотя и нет точных указаний, что снег, выпавший при умеренной температуре и затем подвергшийся большим морозам, может превратиться в песчаный снег. Дикий снег есть побочная форма свежего снега, выпавшего при полном штиле при низкой температуре, и является в высшей степени неустойчивым (рис. 156 и 157)».

Из других видов снежного покрова, отличаемых Зелигманом, основывающимся и в этом случае, как и в других, не на морфологических признаках, а на генетических особенностях, отметим сухой зернистый фирновый снег (Kernschnee в Альпах), весенний

снег, весеннюю корку, пленочную корку и мраморную корку, как такие формы, которые могут встречаться не только на фирновых полях горных стран, но и во многих других местах, где снежный покров лежит в течение нескольких месяцев в году.

«Сухой зернистый фирновый снег — когда слой фирнового снега расположен над поверхностью так, что он не может подвергнуться плавлению, кристаллы лежат свободно, ломки, довольно похожи на сырой снег. Весенний снег — снег, цемент которого, соединяющий зерна, расплавился, так что они распадаются и лежат свободно, как галька; он образует прекрасную поверхность для лыж, так как зерна смазаны водой плавления и двигаются друг относительно друга почти без трения. Весенняя корка — весенний снег, после того как он снова принял корковое состояние вследствие понижения температуры. Пленочная корка является коркой не совсем в том смысле, как остальные корки, и состоит из очень тонкого слоя льда, находящегося над твердым снегом, но отдаленного от него узкой воздушной прослойкой. . . Она образуется всегда в спокойную, ясную погоду при больших контрастах ночной и дневной температуры. Иногда такая пленка защищает находящийся под нею снег от таяния. . . По мнению Хёка она образуется следующим образом: солнце плавит поверхность твердой корки, сквозь которую вода не может пробить отверстия, так что она замерзает за ночь в прозрачный ледяной листок. На следующий день солнце, светя сквозь лед, но не вполне расплавляя его, плавит лежащий ниже снег, и вода таяния может по крайней мере пробить себе путь оттуда, оставляя характерное пространство под пленочной коркой».

Зелигман высказывает также предположение, что «этот процесс становится непрерывным в течение дня, даже если температура воздуха выше точки замерзания, благодаря чрезвычайной холодности поверхности снега вследствие быстрого его испарения. Знаменательно, что пленочная корка лучше всего образуется, когда относительная влажность очень низка и потому испарение идет очень быстро.

Мраморная корка — чрезвычайно твердый, сверху закрытый льдом снег, встречающийся обычно в виде небольших круглых заплаток. Хотя у нас нет пока доказательств, что это так, считается, что мраморная корка образуется из старого ветрового наста, пропитавшегося дождевой водой или водой от таянья и затем твердо замерзшей. Плотная структура старого ветрового наста особенно приспособлена к тому, чтобы поглощать и удерживать по капиллярности воду. Это — не настоящая корка.

Образование снежных шаров есть один из немногочисленных, встречаемых в практическом снеговедении примеров явления, известного под именем «режеляции», т. е. соединения двух ледяных граней при их соприкосновении. Ничтожное, вызываемое этим давление образует пленку воды, замерзающей по прекращении давле-

ния. Словом «режеляция» много злоупотребляли в прошедшем для описания явлений, не имеющих с ней ничего общего.

Другим примером действительной режеляции является старый «трюк» проводников делать «двойной шаг» в глубоком снеге для предотвращения слишком глубокого погружения в него. Ногу помещают слегка на снег и затем на момент поднимают; тогда снег отчасти плавится, принимая давление от него, и при устранении этого давления настолько крепко замерзает, что может тогда вынести вес тела, когда ногу опускают вниз вторично. «Снег при этом должен быть слегка мокрым и не очень холодным» ([3], стр. 157).

Классификацию Зелигмана с некоторыми добавлениями и замечаниями напечатал Стон [5а].

Такого же основного деления снега на «молодой» и «старый» придерживается также А. В. Молочников [5б], основывающийся на наблюдениях на Юкспоре (район г. Кировска) в 1937 г. Приведем из этой работы окончательно принятую автором классификацию сухого снега и схему эволюции снежного покрова:

I. Молодой снег { 1. Свежий; 2. Уплотнившийся { 1) Осевший; 2) Ветровой }

II. Старый снег { 1. Фирновый; 2. Снег-плывун }



Упомянем еще о классификации одного из соработников Паульке Россманна [5в], представляющей некоторое видоизменение классификации Паульке с особым упором на пригодность того или другого вида снега для хождения по нему на лыжах.

§ 2. Движение снега в случае препятствия, свободно взвешенного в воздухе

Действие ветра на снежный покров не только вызывает изменения его плотности (рис. 158), но и перемещает одни части его относительно других, сдувая снег в одних местах и образуя снежные наносы в других. Последние влияния очень малы для ветра и, наоборот, могут быть чрезвычайно большими на безлесных равнинах.

Мы дадим здесь извлечения из весьма полной сводки наблюдений над снежными заносами в природных условиях, сделанной Добровольским ([1], стр 489—635), хотя некоторые из его выводов несколько устарели в настоящее время.

При теоретическом разборе вопроса рассматривают сперва случай идеальной жидкости (без внутреннего трения), а затем

вязкой, причем простейшим случаем является случай стационарного ламинарного движения. Движение называется установившимся или стационарным, когда скорость в каждой точке неизменна и не зависит от момента времени. Движение называется спокойным или ламинарным, когда скорость изменяется постепенно, без скачков, причем частицы, соседние в данный момент, сравнительно мало изменяют взаимное расстояния в последующие моменты, так что относительное расположение точек остается неизменным.



Рис. 158. Действие ветра на выпавший снег (снимок Зелигмана); *A* — хорошо сцементированный агрегат ледяных частиц (стрелки указывают на два других агрегата).

Условия стационарности и ламинарности являются независимыми между собой, и соблюдение одного из них не связано с соблюдением другого.

Противоположностью ламинарного движения является движение турбулентное, при котором скорости могут изменяться не непрерывно; частицы, соседние в данный момент друг с другом, могут значительно удаляться друг от друга в последующие моменты, и скорость в каждой точке не остается постоянной, а изменяется от одного момента к другому. Вследствие этого траектории отдельных частиц, проходящих через некоторую точку, неодинаковы, как это имеет место при ламинарном движении, а различны и представляют собой кривые с большим числом завитков, а вся жидкость состоит из отдельных частей, находящихся в вихреобразном движении и изменяющих и свое место, и свою величину, и свое взаимное расположение.

Рейнольдс показал, что при одинаковых геометрических характеристиках, ограничивающих движущуюся жидкость твердых тел, движение при малых скоростях ламинарно, но при увеличении средней скорости становится турбулентным. Та скорость, при которой наступает этот переход, называется критической, и ее величина тем больше, чем больше коэфициент внутреннего трения жидкости, чем меньше плотность ее и чем меньше геометрические размеры ограничивающих поток жидкости твердых тел, например, радиус трубки в случае течения жидкости по цилиндрической трубке. Для воздуха и воды критические скорости малы даже при сравнительно узких трубках, а в природных условиях скорости

всегда значительно больше критической, так что движение воздуха и воды в природе в громадном большинстве случаев турбулентно.

В установившемся движении линии тока соответствуют путям движения частичек. Эти линии не могут внезапно появляться или исчезать, а также взаимно пересекаться. Линии или трубки тока непрерывны и обхватывают всякое находящееся внутри жидкости тело. Однако даже в идеальной жидкости, например, при очень большой скорости, возможно образование поверхностей и областей разрыва. Здесь либо возможен местный отрыв потока от тела, образующий материальный разрыв или пустоту, либо лишь местный отрыв линий тока с сохранением непрерывности материи. В последнем случае область отрыва остается неподвижной относительно тела. Тогда на границах между этими «мертвым» и «живым» потоками имеет место скачок в скорости у тела и у жидкости, как если бы тело увеличило свою массу на массу мертвой области, движущейся вместе с телом и имеющей одинаковую с ним скорость.

Присутствие тела на пути линий тока производит их деформацию, наибольшую у его поверхности и постепенно сходящую нанет. Где тело имеет выпуклую форму, там огибающие его линии сближаются и скорость потока возрастает и наоборот. При этом уменьшению скорости потока соответствует увеличение давления и обратно. Параллельность линий тока указывает, таким образом, на постоянство скорости при неизменном давлении, расхождение же линий тока— на расширение потока, уменьшение скоростей движения и прирост динамического давления, а схождение их — на сужение потока, увеличение скоростей и ослабление давления. Поэтому для невязкой жидкости в месте наибольшего сечения тела давление наименьшее, скорость наибольшая, а спереди и сзади — давление наибольшее, скорость наименьшая.

В идеальной (лишенной вязкости) жидкости на поверхность тела действуют лишь силы, нормальные к поверхности и представляющие собой взаимно уравновешивающиеся гидродинамические давления. В реальных же жидкостях вязкость создает еще тангенциальные составляющие силы, порождающие сопротивление внутреннего трения, обусловливаемое градиентом скорости в направлении, перпендикулярном к рассматриваемой поверхности. Вследствие непрерывности изменения скоростей скорость потока у поверхности соприкосновения жидкости с твердым телом равна нулю и увеличивается по мере удаления от этой поверхности. При ламинарности движения, т. е. при достаточно большой вязкости жидкости и достаточной медленности ее движения, сопротивление, вызываемое силами внутреннего трения, возрастает пропорционально первой степени скорости (или, точнее, ее градиента). То же будет иметь место в том весьма тонком слое жидкости, который прилегает к поверхности твердого тела в обычных случаях движения жидкостей и в котором движение ламинарно.

На более или менее заметных расстояниях от поверхности твердого тела при обычных движениях воды и воздуха движение теряет ламинарный характер и становится турбулентным, и сопротивление изменяется примерно пропорционально квадрату скорости.

При скоростях, равных критической или более высоких, характер движения зависит от того, отрывается ли вихревой слой от поверхности тела или нет, что обусловливается формой тела.

В случае «совершенной» формы тела вихревой слой плотно прилегает ко всей поверхности, образуя плотную оболочку, составлен-

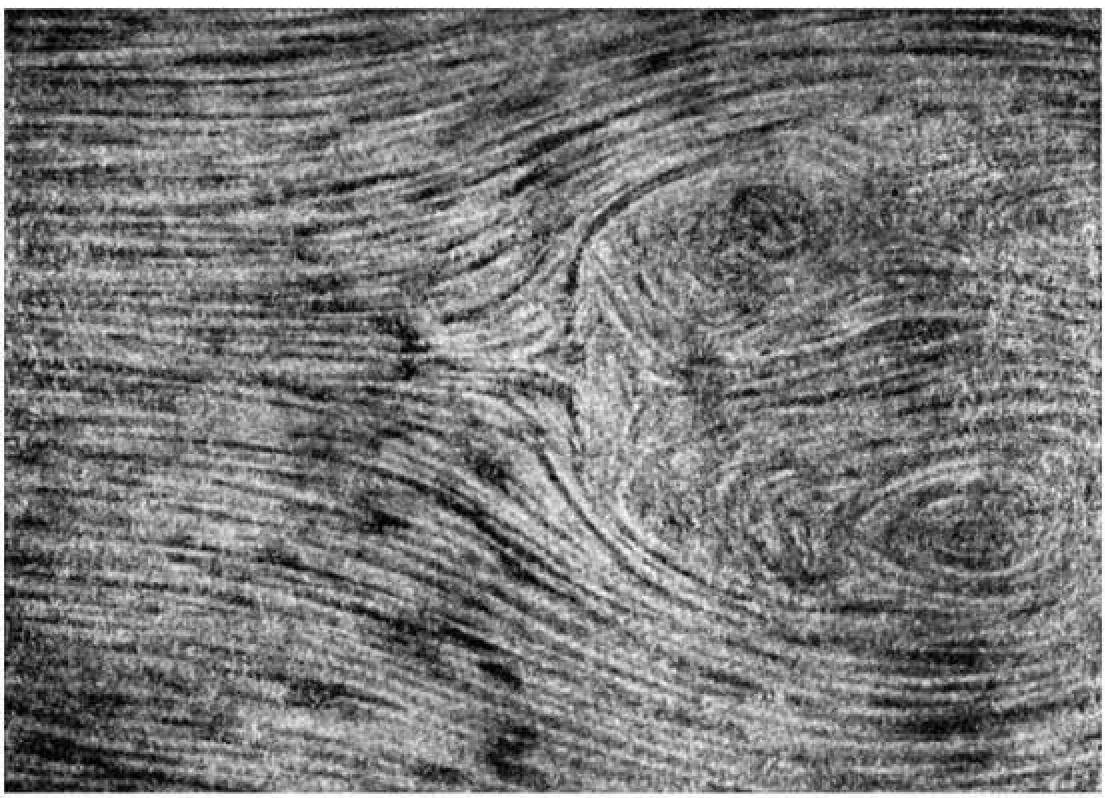


Рис. 159. Профиль движения воды (линии тока с их завихрениями), обнаруживаемый с помощью порошка ликоподия вокруг тонкой пластинки, поставленной перпендикулярно потоку.

ную уже не из волн, как на открытой поверхности, а из идущих по телу в направлении потока поперечных вихревых колец. Эти кольца имеют в разных местах различную толщину, меняющуюся от места к месту постепенно и медленно. Сопротивление жидкости движению в ней твердого тела возрастает при этом пропорционально квадрату скорости.

При «несовершенной» форме тела слишком сильная кривизна не позволяет вихревым линиям плотно замкнуться сзади тела, и эти линии отделяются, образуя «мертвую область», отделенную от потока поверхностью разрыва. Эта же поверхность в силу существования вязкости преобразуется в систему вихрей, а мертвая область смешивается с живым потоком и перестает быть мертвой. За местом наибольшего сечения (и, следовательно, небольших скоростей), где кривизна уменьшается, скорость поверхностных вихрей уменьшается, и они отрываются от поверхности, удаляясь с той

угловой скоростью, какая была перед отрывом. Диаметр их возрастает, получается «разбухание». Отрывание колец бывает разных типов, в частности — по типу «цепочки Кармана».

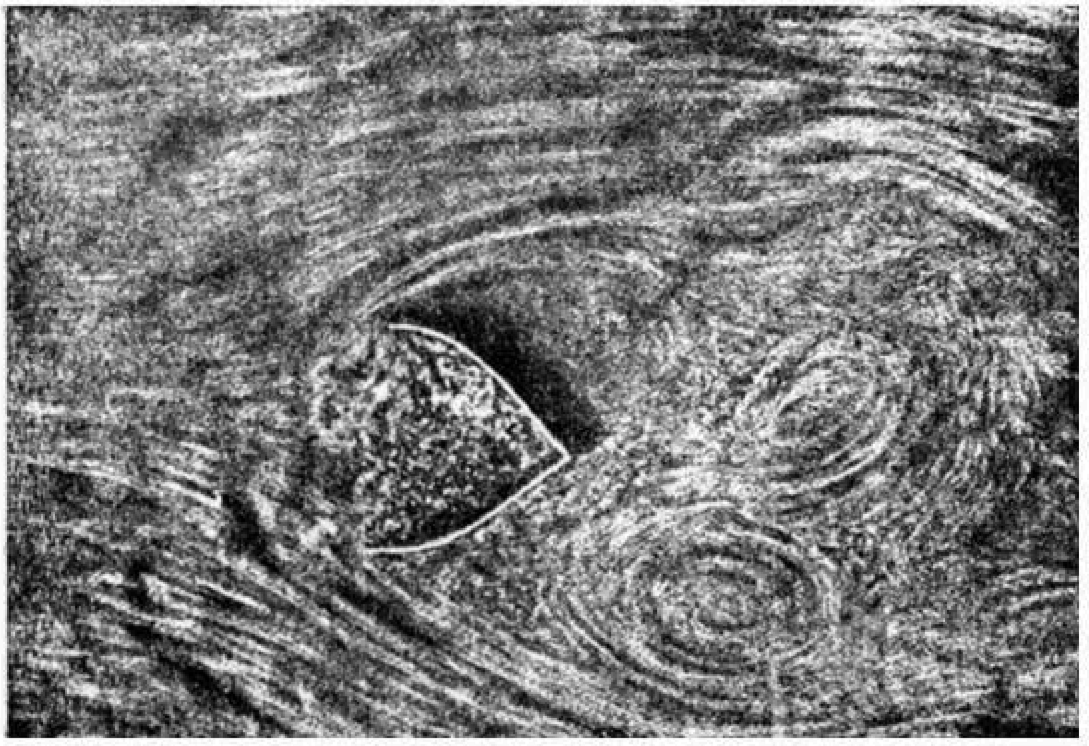


Рис. 160. То же — для пластинки, поставленной под углом к направлению движения.

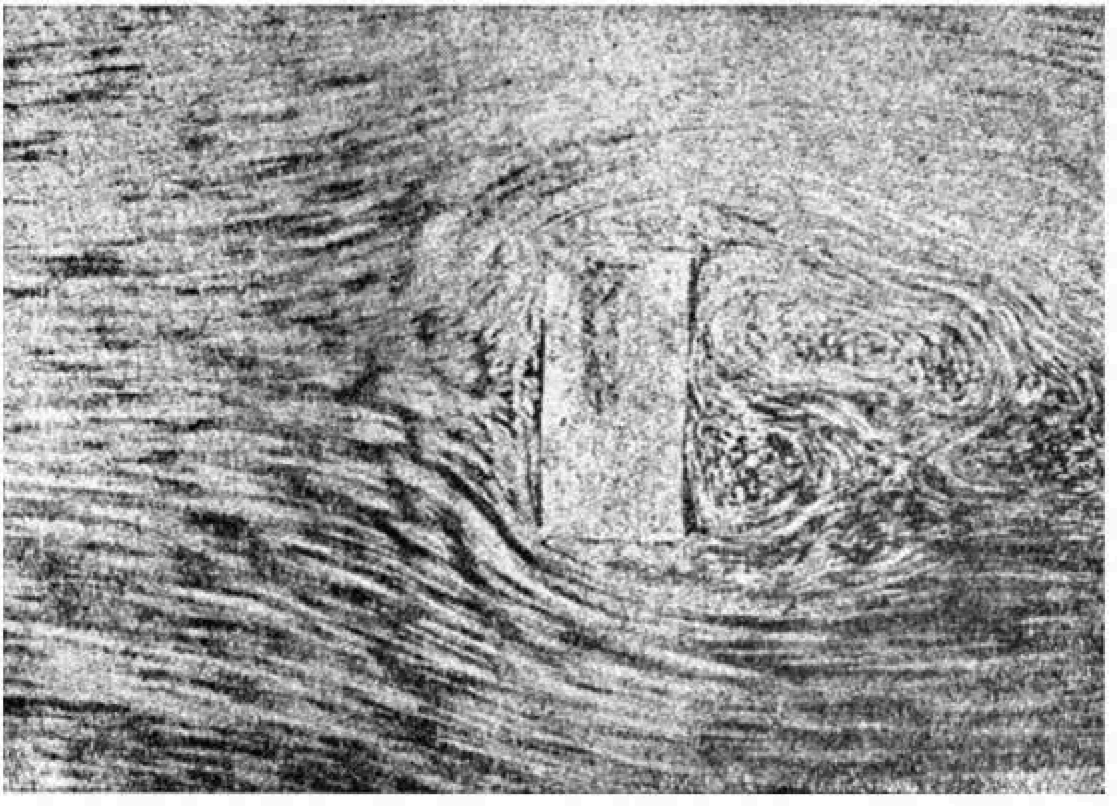


Рис. 161. То же — для поставленного на пути прямоугольного параллелепипеда.

Для величины сопротивления большое значение имеют размеры тел. Тела, достаточно малые, в несколько миллиметров, например

семена, зерна, песчинки, капли, кусочки снега, представляют сопротивление, примерно пропорциональное величине их поверхности. Таким образом, повидимому, поток воздуха, отягченный материальными частицами, испытывает при одинаковой общей массе частиц меньшее сопротивление, когда эти частицы больше.

При скоростях, равных или превышающих критическую, пластинка, перпендикулярная потоку (рис. 159), дает наибольшее расхождение и схождение линий тока, причем наибольшее их сжатие получается у краев. Пластинка, ориентированная таким образом,



Рис. 162. То же — для тонкой, сильно изогнутой пластинки, обращенной вогнутой стороной к потоку.

дает наибольшее сопротивление. С поворотом пластины (рис. 160) сопротивление уменьшается. Для тела, имеющего форму прямоугольного параллелепипеда (рис. 161), в зависимости от условий будут иметь место различные случаи отрыва вихревого слоя. Подчеркнем, что место схождения линий тока за прямоугольной коробкой располагается ближе к ее задней стенке, чем в случае пластины, особенно, если коробка имеет большое протяжение в направлении потока. Изменяя форму стенки, обращенную назад, можно таким образом влиять на форму вихрей за ним (рис. 162). Для понимания форм вынужденных наносов приходится рассматривать движение жидкости в случае комбинации элементарных препятствий, что облегчает понимание условий движения жидкостей вокруг того или другого препятствия.

Разберем частный случай двух пластин, установленных по одной линии перпендикулярно потоку с промежутком между ними. В этот проход струи потока будут вследствие наибольшего сгуще-

ния там линий тока проникать сильнее всего. Если просвет достаточно широк, то струи проходят между областями вихрей и веерообразно расходятся подобно расходящимся справа и слева вихрям. Скорость здесь падает ниже нормальной. Если проход узкий, то вихри с двух сторон сходятся, струи не могут пройти насквозь и застревают в областях вихрей. Отсюда — вывод для техники строительства приспособлений для задержки летучего материала. Тина и песок, сносимые реками, снег и песок, сносимые ветрами, гораздо лучше задерживаются густым рядом столбов, досок и зарослей, чем сплошной насыпью или плотиной.

§ 3. Образование вынужденных наносов

В случае препятствия, не взвешенного свободно в воздухе, а расположенного на поверхности, параллельно которой движется поток, вихревой слой его связан с вихревым слоем на поверхности позади этого препятствия, составляющим как бы продолжение последнего. Это обстоятельство создает усложнение в движении потока.

Подобные движения встречаются в природе в задаче о движении воздуха в горах и в задаче о наносах. Этой гидродинамической задачей одним из первых занимался экспериментально Рябушинский в Кучине [6]. Он пользовался аэродинамической трубой, вставляя в нее железную квадратную пластинку, оклеенную черной бумагой и посыпанную порошком ликоподия. Посредине трубы он помещал модели препятствий и продувал воздух со скоростью 5—6 *м/сек*. Порошок образовывал рисунок, дававший понятие о распределении линий тока.

Интересные исследования над «кружением» снега произвел Добровольский в суровую зиму 1915/1916 гг. в окрестностях Упсалы в Швеции. Для наблюдения движений снега вокруг препятствий он клал на снеговой покров доски, ящики, коробки, цилиндры в разных положениях, считая, что изучение движения потока вокруг препятствия на поверхности есть ключ к объяснению вынужденных наносов.

Для препятствия «совершенной» формы, которым может быть либо возвышение, например, плоскогорье, либо углубление, отрыв вихревого слоя возможен и сзади, и спереди. При этом имеет значение распределение кривизны по поверхности препятствия, а не только в месте наибольшего сечения, так как поверхность может быть «совершенной» спереди и «несовершенной» сзади и наоборот.

В случае препятствия «несовершенной» формы при подъеме поверхности поток может отклоняться вверх и вбок, но не вниз. Начиная от пространства перед телом, движение разбегающегося потока замедляется тем стремительнее, чем круче подъем. Если при наличии свободного препятствия это уменьшение скорости движения образует лишь мертвый пояс, то при препятствии, связанном

с достаточно крутой поверхностью, образуются вихревые цилиндры с осями, перпендикулярными к направлению потока.

Ограниченный снизу поверхностью, спереди стеной, вихрь остается неизменным, связанным с местом своего образования.

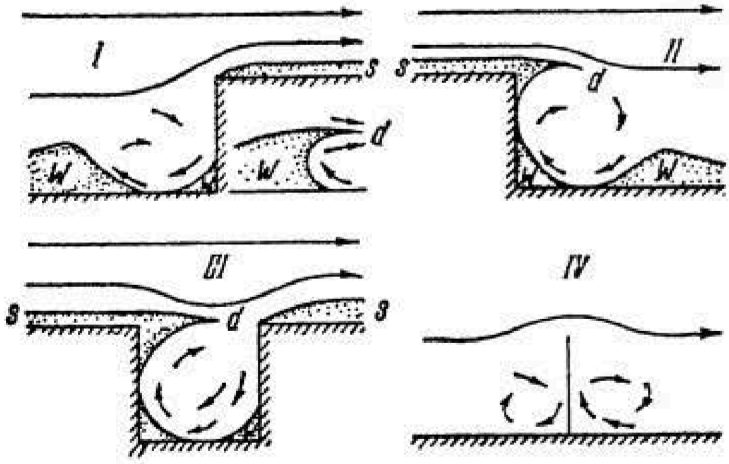


Рис. 163. Рис. 164.

Эолические образования в случае отвесной стенки; w и W — наносы; d — козырек; S — снежная поверхность (по Добровольскому).

Следовательно, образование статических вихрей и переднего вихря возможно лишь в случае препятствия, связанного с поверхностью.

Пусть поток, движущийся по поверхности, встречает вертикальную стену неограниченной по фронту длины.

При слабом потоке и низкой стене может образоваться мертвая зона. При более быстром потоке и стенке, не слишком низкой, получается довольно быстрое падение скорости в направлении стены. С места начала расхождения линий потока образуются статические вихри. Скорость наиболее велика при движении в направлении потока и равна нулю у угла, образованного поверхностью и стеной. Если стена не вертикальна, то на образование вихря идет не вся энергия, а лишь энергия движений, направление которых перпендикулярно к стене.

Если нижняя поверхность покрыта сыпучим песком или сыпучим снегом, то он под действием потока участвует в действии вих-

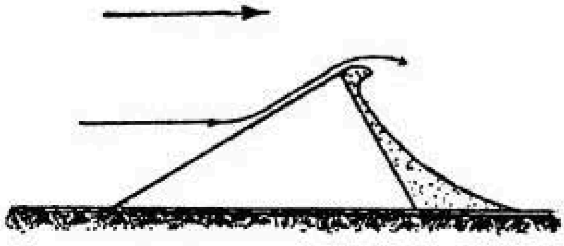


Рис. 165. Завихрение и наносы в случае клинообразного препятствия, обращенного пологим склоном к ветру (по Волькенбаху).

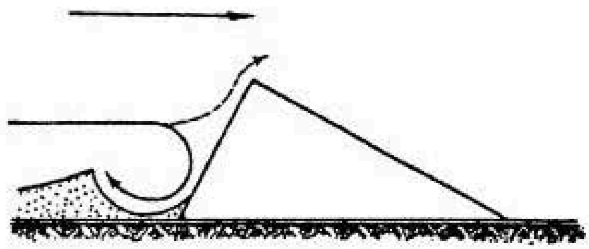


Рис. 166. То же — при обращении к ветру круто поднимающимся склоном препятствия.

рей и принимает различные формы. На рис. 163—166 даны случаи вихря при отвесном подъеме и спуске в случае клинообразного препятствия. При этом получается различная картина, если оно обращено к ветру полого (рис. 165) или же круто (рис. 166) поднимающимся своим склоном. Рис. 167—170 иллюстрируют образование козырьков в этих случаях и различие в них зависимости от того, получаются ли козырьки от давления ветра, увеличивающего

плотность снега, или же от сравнительно свободно отлагающихся наносов.

Если ветер несет на стену не сыпучий снег, а поток тепла, то от него будет вытаиваться ров у подножья стены. Крамер объ-

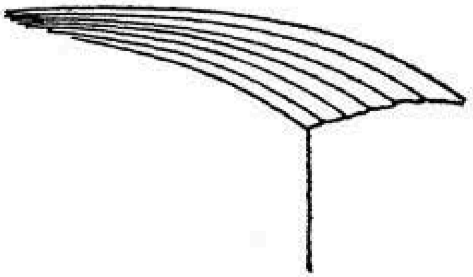


Рис. 167. Схема образования ветровых козырьков (козырьков давления по Волькенбаху).

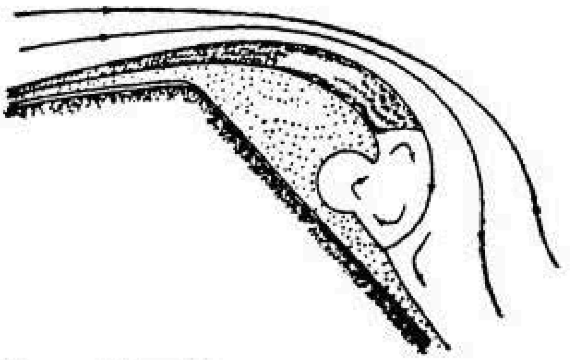


Рис. 168. Перекрытие наносного козырька козырьком давления по Волькенбаху.

ясняет образование таких рвов излучением нагретых скал, Хамберг и Хейм — потоками ветра по определенному руслу.



Рис. 169. Снежный козырек над снежным покровом (снимок П. И. Семерова).



Рис. 170. Снежный карниз у гребня горы Юкспор (район г. Кировска).

В области около верхнего края стены до места двугранного угла поверхности и стены линии тока расходятся, далее сходятся, усиливая скорость потока. Точка схождения — кульминационная, дающая наибольшую скорость. Песок или снег чаще всего сдуваются оттуда, и стена свободна от сыпучего материала.

При действии вихрей на песок в пустынях и при снежных вьюгах образуется эрозия, иногда имеющая подобие волн, иногда дающая снежные наносы. Если за углом на вершине идет горизонтальная или снижающаяся поверхность, тогда за двугранным углом может образоваться статический вихрь, связанный с этой поверхностью.

Пусть поток, идущий по равнине, встречает вертикальный обрыв неограниченной по фронту длины.

При очень слабом потоке или достаточно малом обрыве отрыва вихревых слоев не будет; область ослабления скорости потока со-

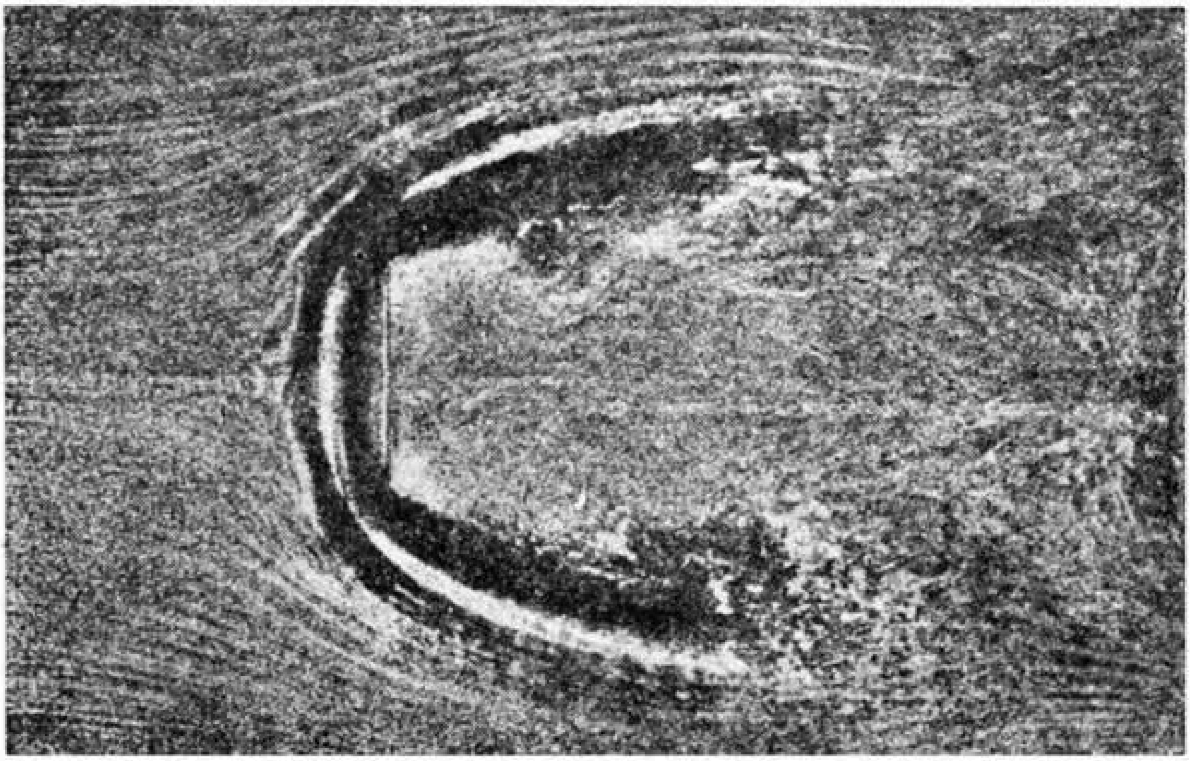


Рис. 171. Линии тока за перпендикулярной к направлению потока пластинкой (снимок Рябушинского).

единится с мертвой зоной у самого обрыва. Во всех остальных случаях наступит отрыв вихревого слоя за углом вершины в виде горизонтальных завитков. При незначительном обрыве полного отрыва вихрей не будет, а будет лишь статический вихрь у двугранного угла между отвесной поверхностью и низом.

Когда верх обрыва покрыт снегом, то за вертикальной стенкой внизу нарастает слой снега. Это наблюдается в горных хребтах с наветренной стороны.

Не останавливаясь на подробно рассмотренных Добровольским случаях неограниченной стены, параллельной потоку и под углом к нему, пластины под разными углами и препятствия в виде коробки, ограничимся по отношению к ним приведением рис. 171 и 172, относящихся к испытаниям в аэродинамической трубе при скорости потока воздуха 5—6 *м/сек* около пластины 12×12 *см*^{2}, на поверхности черной бумаги, посыпанной порошком ликоподия. На рис. 171

пластина перпендикулярна потоку, на рис. 172 находится под углом в 70° к нему. Черные пятна и линии обозначают места выветривания, белые места — осаждения.

При препятствии в форме вертикального цилиндра заслуживает внимания область сзади цилиндра, простирающаяся сравнительно далеко. Пока диаметр цилиндра не превышает некоторого довольно высокого предела, будут иметь место лишь боковые вихри, сталкивающиеся между собой, и затем средние сугробы с острым хребтом. Сугробов с плоским хребтом наблюдать не удалось даже у толстых деревьев. Однако, уже за самым малым препятствием образуется

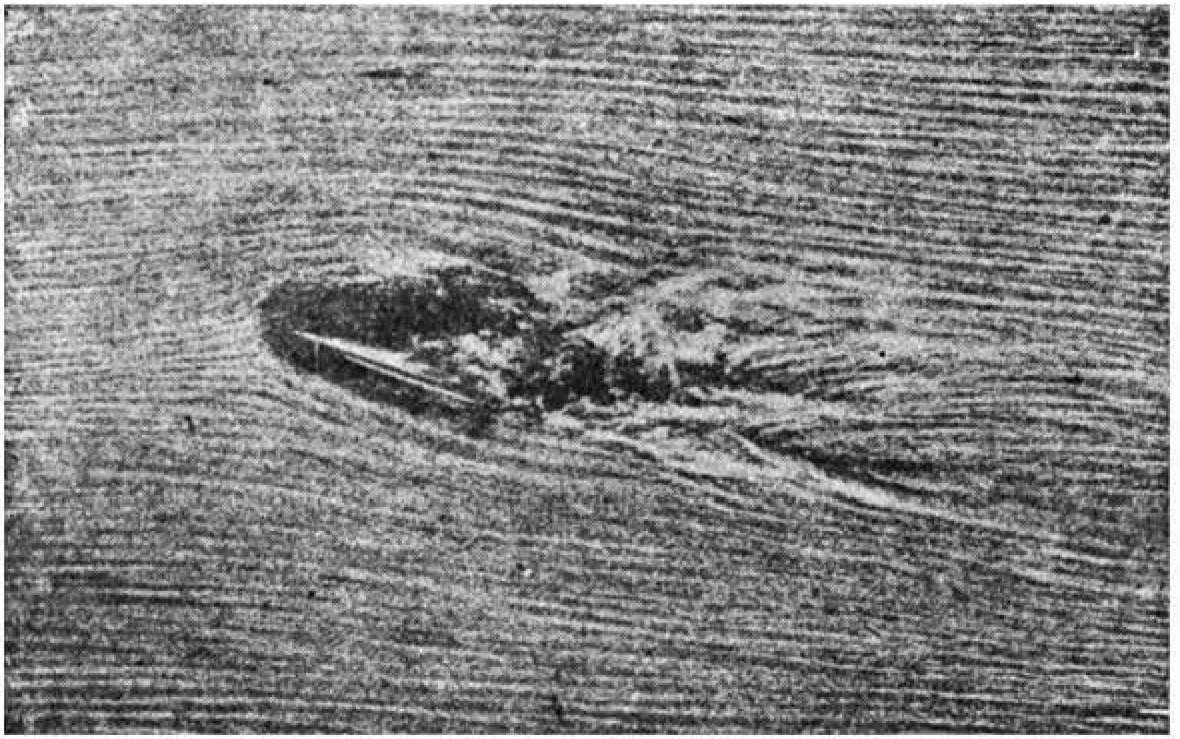


Рис. 172. То же — для пластинки, [illegible] к потоку.

задний нанос в виде язычка. Передняя ямка образуется согласно наблюдений Добровольского лишь перед препятствием не менее 1 *см* ширины и такой же высоты. В воде минимальный размер для образования передней ямки уменьшается до $^1/_2$ *см*.

Во многих случаях препятствия вызывают языковые наносы. Так называет Соколов [7] удлиненные наносы, подобные сугробам. За всяким препятствием, не слишком широким, образуется средний сугроб, который, постепенно вытягиваясь в тыл, принимает вид языка. Может случиться, что достаточно низкое препятствие исчезнет совершенно под слоем песка или снега, язык же останется.

Комбинация вынужденных препятствий принципиально аналогична комбинации свободных препятствий. Надо рассмотреть лишь эолические образования. Здесь интересен случай достаточно узких ворот между двумя стенами, перпендикулярными к направлению потока. Струи потока, имеющие скорости выше нормальной, начинающиеся уже перед воротами и тянущиеся довольно далеко,

уносят летучий материал и образуют ров, идущий в направлении потока и имеющий наибольшую глубину около ворот, где скорость потока наибольшая. Сразу за воротами образуется нанос в форме подковы, ширина которой зависит от ширины ворот и которая обращена выпуклостью назад.

Как и в случае свободно взвешенных препятствий, группа препятствий лучше задерживает летучий материал и более способствует его осаждению и образованию наносов, чем одиночное большое препятствие. Кустарники, кущи деревьев глубже погружаются в песок или снег; изгороди при шоссе, при грунтовых дорогах, на снежных заносимых метелями равнинах создают мощные наносы высотой до 3 *м* и даже до 8 *м* над уровнем снежного покрова [8,9]. Всякий нанос по сути дела должен сопровождаться уносом снега с других мест — выбоинами. Каких размеров могут достигать ветровые выбоины за препятствием, видно из рис. 173, представляющего снимок с кормы «Гаусса», затертого льдами в Антарктике. Приведем в качестве противоположности снимок мелких «карманов выветривания» в слое снега на крыше в Томске (рис. 174).

§ 4. Волнообразные наносы

Препятствия, встречаемые ветром на земле, имеют обычно неровную поверхность. Поэтому поток проходит чрез них струями различной скорости на различных уровнях. Точно так же свободные наносы, образующиеся в виде валов, поперечных по отношению к потоку, могут сами являться препятствиями. Хребты их обычно не ровные, а волнистые, вследствие неодинаковой скорости различных струй ветра. Быстрым струям соответствует малое осаждение снега, медленным струям — обильное осаждение.

Волнистость будет не только в вертикальной плоскости, но и в горизонтальной. Где скорость наибольшая, снежный нанос будет спереди вогнутым, сзади — выпуклым с дальнейшими разветвлениями и изломами.

Такой представляется морфологическая сторона движения потока, несущего частицы снега (или песка) при наличии препятствий. Для дальнейшего развития изучения эолических образований следует продолжить экспериментальную работу географов и физиков и теоретические исследования гидродинамиков.

Вопрос о волнообразных наносах тесно связан с вопросом об образовании волн при свободном движении одной жидкости по поверхности другой — вопросом, которому дали общее теоретическое разрешение четыре работы Гельмгольца [10, 11, 12, 13], показавшие, что при таком движении неизбежно образование волн.

Для воздушных волн теория Гельмгольца дала разительные выводы: она их открыла. Вдоль поверхности инверсии, где более легкий и более теплый поток воздуха скользит по более тяжелому и более холодному воздуху, в последнем может образоваться волнообразное движение с волнами, гораздо более длинными, чем волны

на воде при той же скорости. Наиболее ясно воздушные волны можно наблюдать на облачных волнах, вершины которых подымаются

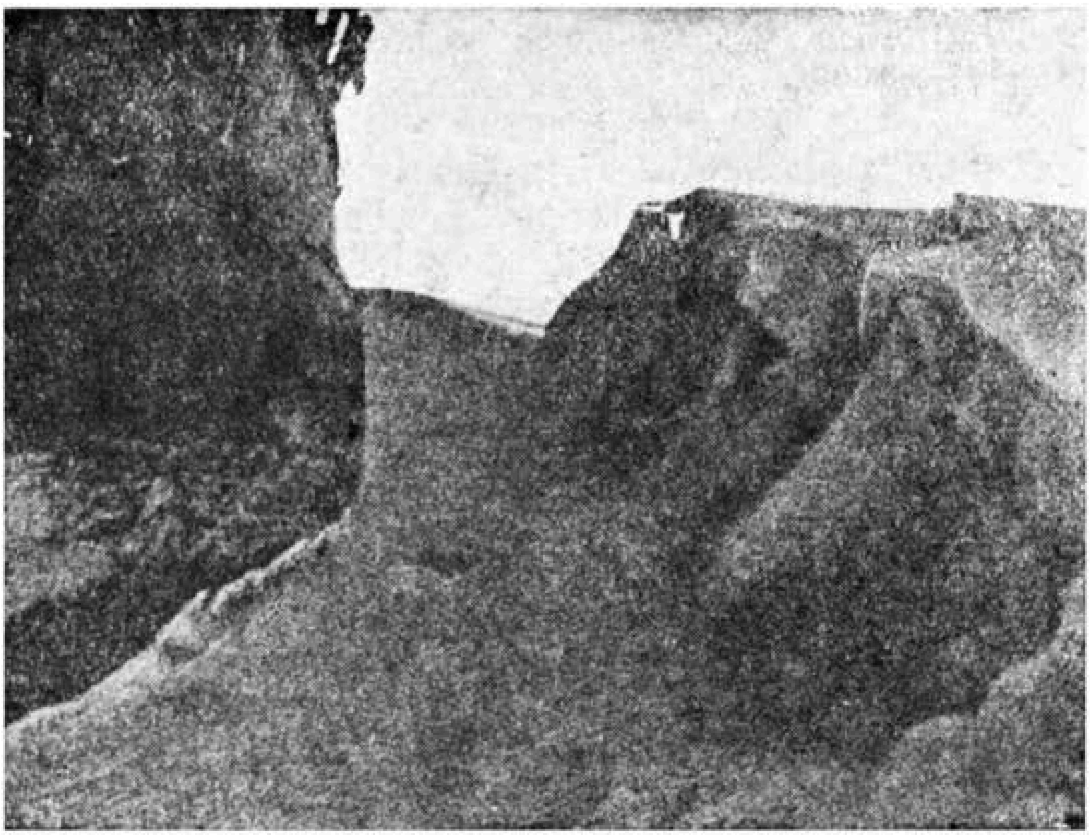


Рис. 173. Выбоина за кормой затертого льдом судна «Гаусс» в Антарктиде (снимок Дригальского).

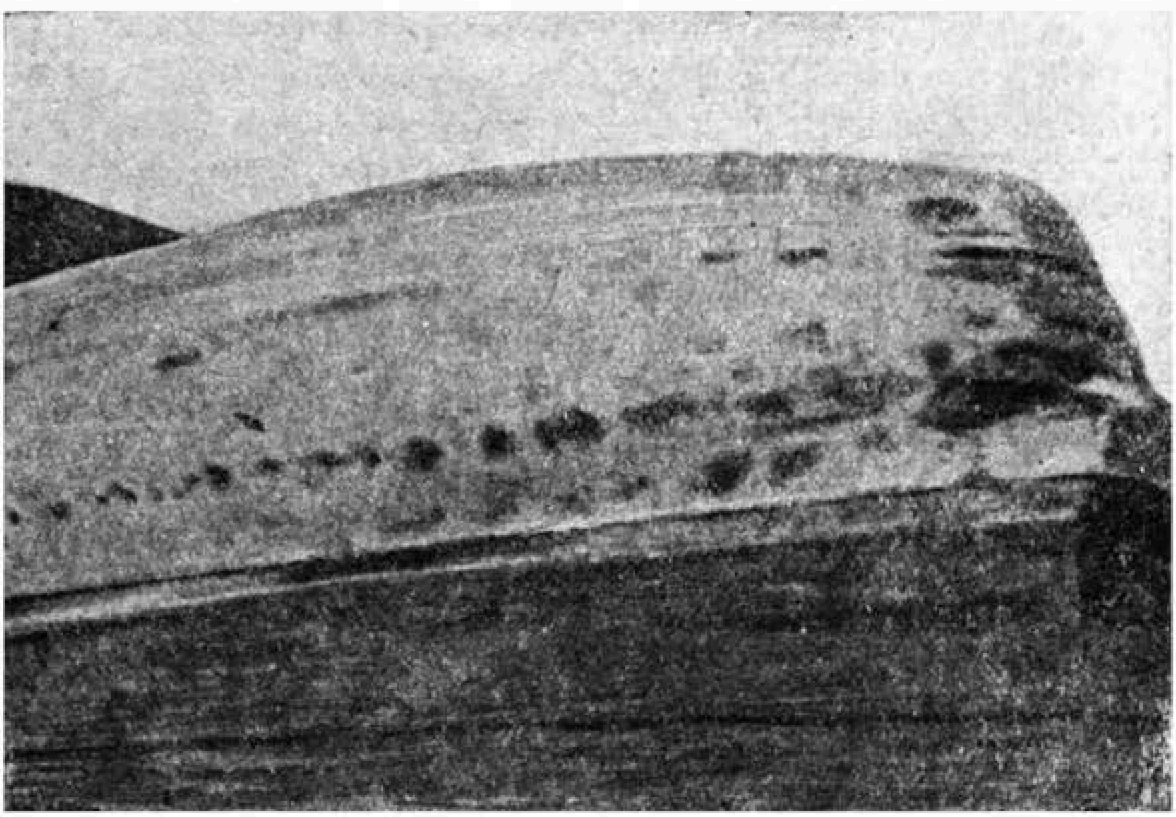


Рис. 174. «Карманы выветривания» (снимок Пилипенко).

на высоты, достаточные для сгущения избытка пара. Они видны на небе в виде равноотстоящих полос, лент, волокон (cirrus), либо шнуров или щитов (altocumulus, cirrocumulus).

Башин первый обратил внимание, что поперечное расположение наносов снега или песка может соответствовать волнам Гельмгольца. Здесь перемещающийся летучий материал при своем движении под действем ветра уподобляется жидкости, хотя и не может дать волн в полном смысле этого слова. Волны песка, образовавшись, остаются на месте независимо от того, продолжается ли ветер или он перестал дуть, тогда как волны на поверхности воды или на разделе двух слоев воздуха перестают существовать, когда относительная скорость движения становится равной нулю. Песчаные дюны выступают и под водой — на песчаном дне бегущих вод, на пляжах, заливаемых сменными приливами и отливами, и на местах, подверженных действию ветров (эолические дюны).

Дюны на снегу исследовал Корниш [14], показавший, что они образуются лишь на зернистом снегу, подобном песку.

Поперечные ветру наносы снега могут образовываться так же, как и песчаные, имеющие место внутри континентов в пустынях и у берегов морей. Однако снежная поверхность в противоположность песчаной быстро твердеет, и наносы растут, превращаясь в неподвижную преграду. После выпадения нового снега поверхность выравнивается и может стать основанием для нового расположения наносов. При отсутствии вечного снега снежный покров к весне исчезает и появляется вновь в следующую зиму. Корнишу удалось запечатлеть на фотографии снежные наносы в момент их образования на равнине близ Монтреаля в Восточной Канаде. Под влиянием довольно сильного ветра часть снега начинает «волноваться» и образовывать хребты, поперечные направлению ветра и движущиеся в его направлении со скоростью, вдесятеро большей, чем наносы песка. Волны могут быть образованы только порошкообразным снегом, в отличие от снега в виде хлопьев и звездочек.

У профилей между наносами или дюнами снега и песка имеется различие в том, что при той же «длине волны» снежные наносы гораздо ниже, они точно сплющены.

Заслуживает внимания явление волн снега на твердом основании. Когда на лед озера или реки или на оледенелую снежную поверхность выпадет в морозную и ветренную погоду мелкий и сыпучий снег в не слишком большом количестве, он собирается пятнами, растущими в размерах и числе. Пятна, достаточно обширные, могут стать средоточием снежных волн; при тонком слое снега вихри между слоями наносов доходят до твердого основания и выметают снег, образуя волны, подобные дюнам.

Ветровая эрозия стилизует расположение затвердевших наносов, стирая их фронты, увеличивая их крутизну наклона, углубляя впадины волн. С другой стороны, она образует кажущиеся наносы (dunes apparentes) из поперечных потоку более или менее параллельных цепей первичных ямок, получившихся в затвердевающей поверхности снежного покрова.

Интересен вопрос: когда же образуются наносы поперечные и когда продольные? Поперечные наносы образуются при действии ветра поперечными массами, например, при попеременно усиленном и ослабленном давлении. Продольные наносы образуются при продольной структуре ветра, когда различные струи ветра определенного направления имеют различные скорости. В зависимости от преобладания одного из этих двух факторов получается то или другое расположение наносов.

Образование продольных наносов имеет обычно место при действии сильных ветров, переносящих сравнительно небольшие массы снега или песка, например в западной Антарктике, по наблюдениям Филиппи [15]. Поперечные наносы характерны для обширных равнин Сибири при умеренных ветрах и больших слоях снега. Их наблюдал Амундсен на возвышенной части Антарктики и на море Росса во время экспедиции к Южному полюсу [16].

При наличии условий, благоприятствующих обоим видам наносов, получаются разнообразные промежуточные формы наносов.

При всем многообразии продольные наносы можно свести к двум основным типам — барханам и языковым наносам.

Барханы характеризуются вогнутостью заднего ската, удлиняющегося справа и слева в виде двух рогов. Обычно барханы образуются из масс песка или снега, находящихся над уровнем твердого основания. Струя воздуха, попадая на эту массу песка или снега, разбивается на два вихря — передний и задний. Движение массы с боков будет быстрее, чем посередине, вследствие большего сопротивления потока в последней.

Бархан при неизменном направлении ветра передвигается вдоль потока, не изменяя формы: Барханы из сыпучего снега гораздо более плоские, чем песчаные, и движутся быстрее последних.

Языковые наносы бывают как типа, приближающегося к барханному и встречающегося лишь в песках, но не в снежных полях, так и собственно языкового. Последний характеризуется отсутствием заднего склона, указывающим на необычность вихря с этой стороны, наличием углубления, снижающегося и подымающегося в направлении ветра, с более или менее выраженным подъемом в виде продольного ребра и затем спадением двумя скатами — правым и левым. Языковый нанос может представлять собой последнюю стадию эволюции бархана, у которого при достаточно сильном ветре бока выветриваются, а сам бархан суживается, и сближающиеся рога его не оставляют места тыловому вихрю. Языковые наносы могут быть попросту линиями осаждения при слабых струях ветра. Подобно барханам языковые наносы могут соединяться в поперечные цепи, что наблюдалось на снежных полях, но не наблюдалось в песчаных пустынях.

Научное исследование и систематизация наносов произведены далеко не полностью. Свободные наносы исследованы более полно, чем вынужденные. Нет достаточно полных данных о связи верти-

кальных, поперечных и продольных размеров наносов с быстротой их движения, зависящей от скорости ветра и свойств летучего материала. Мало данных об эволюции наносов.

Добавим еще, что нанесы и сугробы представляют собой часто красивую картину.

Есть еще сравнительно редкая форма снежных образований — снежные валики. Они получаются в морозную погоду и имеют преимущественно горизонтальное расположение. Продольные размеры их значительно превышают поперечные и доходят до 60 *см*.

§ 5. Снежный покров в области наносов

Каков физический характер снежной поверхности в области наносов? Ветер разбивает сыпучий снежный покров на мелкие зернышки, которые трением распыляются в порошок, являющийся новым снежным покровом. Если наносы находятся в устойчивом состоянии, то зернышки так крепко сращиваются, особенно в верхних слоях, что снег можно пилить, как дерево. Когда после полярной ночи появляется солнце, поверхность снега нагревается и испаряется, прилегающий к ней слой холодного воздуха пересыщается и избыток пара образует на снеге тонкую скорлупку, дающую сильный отблеск. Когда температура подымется выше нуля, снежный покров распадается на зернышки и человек в таком снегу вязнет. Летом в полярных и субполярных странах снег тает главным образом благодаря теплым ветрам из стран, свободных от снега. Поток теплого воздуха, как и морозного, плывет по снежной поверхности волнообразно. Таяние происходит волнообразно, образуя на верху снежного покрова выпуклости и вогнутости в направлениях, перпендикулярных движению ветра. Один день непрерывной теплой бури достаточен для образования заметных волн таяния. Эта теория Хейма [17] была подтверждена Хамбергом [18], указавшим на наличие таяния и при отсутствии доступа солнечных лучей.

Вестман [19] дополняет теорию Хейма и Хамберга, указывая на значение осаждающейся на снегу пыли. Он указывает, что рассыпанная по снегу редкая пыль ускоряет таяние снега, а частая пыль задерживает это таяние. Летом пейзаж представляется в виде белых снежных пятен на черном фоне, причем пятна эти бывают выпуклые и вогнутые. Бывают пятна лавин, несущих камни, песок и щебень. В альпийских, полярных и субполярных районах снежные каскады представляют столь частое явление, что являются характеризующей чертой тамошнего лета. Их наблюдал также Амундсен во время своей антарктической экспедиции.

Горные вершины Антарктики, Гренландии, Земли Франца-Иосифа с весьма крутыми склонами в связи с сильными ветрами представляют собой черные пятна, обнаженные от снега даже зимой. Однако бедность снегом вершин вознаграждается поясом инея, достигающим здесь необычного развития. Обилию осаждения инея

способствуют тучи и туманы, в которых тонут горные вершины. В противоположность снегу иней легче всего и в наибольшем количестве образуется не во впадинах, а на выступах и, следовательно, располагается противоположно снегу. В 1902 г. Хамберг поместил метеорограф в Лапландских альпах, который был установлен на высоте $3^1/_2$ *м* над уровнем земли и 2005 *м* над уровнем моря в предыдущее лето. Вертикальные стены его оказались облепленными слоем инея в $1—1^1/_2$ *м* толщины, крышка сгибалась под тяжестью не менее толстого слоя, а на земле лежал двухметровый покров.

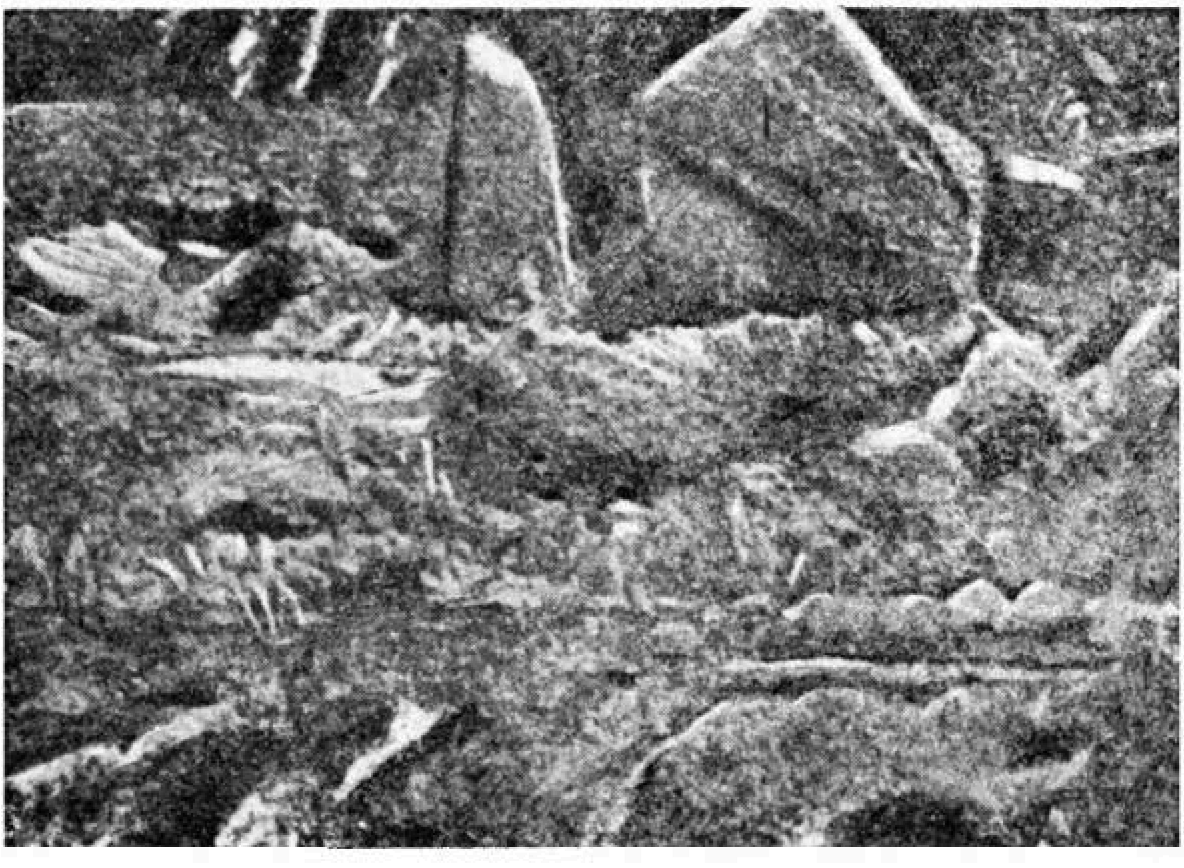


Рис. 175. «Кающиеся монахи».

В Альпах пояс наибольшей влажности и наиболее обильных осадков находится довольно низко, а на вершинах воздух весьма беден паром. Нагромождение инея начинается на высоте 2000 *м* и достигает по Ханну [20] максимума несколько ниже 3000 *м*.

Таким образом иней в Альпах уже на верхней границе лесов увеличивает и упрочняет снежный покров.

Для каждой местности земного шара установлена высота над уровнем моря, выше которой снег не тает и держится круглый год. Это есть граница вечного снега — понятие, установленное в средине XVIII в. Бугером. Эта «снеговая линия» находится у экватора на высоте 5 *км* над уровнем океана и спускается к полюсу до уровня моря. Высота этой границы зависит и от климатологических условий данной местности. Так, на северном склоне Гималайских гор она выше, чем на южном.

Полярные снега характеризуются сыпучестью и продолжительной устойчивостью. Подобные условия имеют место в горах уме-



Рис. 176. «Ледниковый стол».

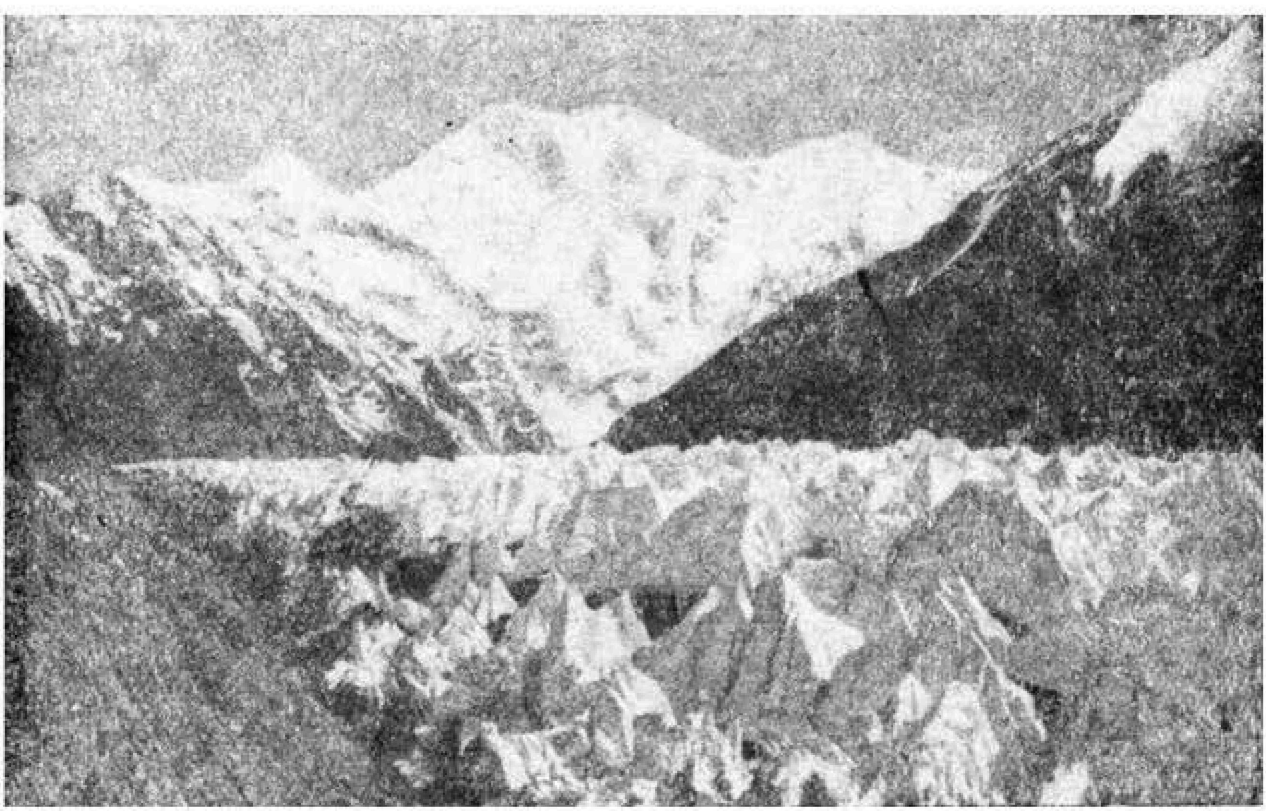


Рис. 177. Снежные пирамиды.

ренного пояса. В умеренном климате при температурах, близких к нулю, снег падает в виде хлопьев и образует слежавшийся тесто-

образный покров. Подобный снег Хамберг наблюдал летом в Лапландии.

В жарком поясе интенсивность лучей зенитного солнца при сильно меняющейся облачности создает большие колебания температур. Там не может быть областей снежных наносов и снег бывает в виде фирна. Поочередное таяние и замерзание снега в горах делает снежный покров твердым и не поддающимся влиянию ветров. Совместное действие теплых ветров с продолжительным облучением создает оригинальный вид таяния, который французы называют «кающимися монахами» (рис. 175). Упомянем еще о «ледниковых столах» (рис. 176) и о снежных пирамидах (рис. 177).

Когда в горах падает снег, внизу из той же тучи идет дождь. Это обстоятельство в связи со слабыми колебаниями температуры в течение года создает в горах жаркого климата вполне определенную границу снегов.



Рис. 178. «Снежный гриб».

В краях с влажным климатом во время снежных зим, мягких и безветренных, обильный снег падает спокойно и равномерно на поверхность земли, утолщаясь постепенно ровными слоями до значительной толщины. Однако это не рыхлый и сыпучий снег лесов субполярных областей. Образуя хлопья уже в воздухе, снег на земле уплотняется под действием силы тяжести и поочередного замерзания и оттаивания при температурах, близких к нулю. Принимая быстрое зернистое строение (причем эти зерна между собой срастаются), снег образует как бы монолитный слой. На столбах, пнях, деревьях и пр. снег может образовать широкие шапки, так называемые «снежные грибы». На рис. 178 изображен снежный гриб, наблюденный на древесном пне в Западной Канаде Корнишем (1902); диаметр его был равен 2,75 *м*.

Вид поверхности данной местности является следствием действия внешних условий в настоящем и прошлом.

Когда снега еще мало и он сыпучий, разносимый ветром, то он подчеркивает разнообразие поверхности. Когда же снега уже много, тогда, наоборот, он сглаживает особенности поверхности. Когда снег тает, он выявляет своими белыми пятнами неровности

поверхности, в частности богатейшее разнообразие форм деревьев и растений.

§ 6. Судьбы снежного покрова

Остановимся вкратце на вопросе о судьбах снежного покрова, причем прежде всего обратим внимание на различие в том, как устанавливается снежный покров и как он сходит с земной поверхности. Устанавливается снежный покров далеко не сразу, но, раз установившись, продолжает лежать, если даже температура воздуха временно повышается выше 0°. Наоборот, нередки случаи, когда на месте сошедшего снегового покрова образуется хотя бы на день, на два новый. Если вдуматься в эту противоположность, то обнаружатся глубокие причины этого явления.

При установлении снежного покрова выпавший снег приносит с собой из верхних слоев атмосферы значительные запасы холода, которые и сохраняет в себе — почти полностью — в дальнейшем. Поэтому для уничтожения снежного покрова требуется не только достижение приземными слоями воздуха температуры 0°, но и затрата определенного количества тепла. Это обстоятельство отчетливо понял еще известный английский врач и профессор химии Глазговского университета Блэкк (1728—1799) в те времена, когда еще не делали различия между температурой и количеством тепла и называли и то и другое «теплотой» (calor). Вот как он аргументировал: «Если мы обратим внимание на то, как лед и снег тает, когда они подвергнуты действию теплого воздуха или когда после мороза наступает оттепель, то мы можем легко заметить, что, как бы холодны они сначала ни были, они скоро доходят до их точки плавления, скоро начинают превращаться на поверхности своей в воду. Если бы обычное мнение, что для полного превращения их в воду потребно лишь дальнейшее сообщение очень небольшого количества тепла, было вполне обосновано, то через несколько минут или секунд вся масса, будь она даже значительных размеров, вполне расплавилась бы, потому что теплота непрерывно сообщается ей окружающим воздухом. Если бы действительно было так, то последствия от этого во многих отношениях были бы ужасными, ибо даже теперь таяние больших масс снега и льда вызывает бурные потоки и большие наводнения в холодных странах [21].

В настоящее время эти общие соображения заменены количественными наблюдениями и подсчетами [1]). Отсылая за этими данными к курсам метеорологии и климатологии, ограничимся здесь краткими замечаниями о постепенном исчезновении снежного покрова.

---

[1]) См., например, доклад Шипчинского на I Всероссийском гидрологическом съезде и прения по нему [23].

Кроме непосредственного действия теплого воздуха в процессе уничтожения снежного покрова большую роль играет на первых порах солнечная радиация, являющаяся одной из главных причин образования наста, а затем его разрушения и превращения обычно в щетину более или менее острых ледяных шипов. С течением времени начинает преобладать действие теплого воздуха — в особенности теплого ветра, — превращающего снежный покров в кашеобразную смесь остатков снежинок и воды [1]).

Из особых явлений при таянии снежного покрова упомяну еще о «снежницах», как называют большие компактные массы снега, несомые в некоторых местах потоками стекающей по почве талой воды.

По описанию инж. В. Р. Дмоховского [24], в течение первой половины весеннего таяния снега «снизу по высоте располагаются ледяные корки незначительной толщины, далее идет сильно уплотненная и сыроватая масса снега, которая в верхних слоях своего покрова переходит в рыхлую и достаточно пористую снежную массу».

Во второй половине периода весеннего таяния снега над таким слоем начинают течь потоки талой воды, которые при наличии препятствий, например от «снежных заломов», представляющих собой обвалившиеся части талого слоя, достигают заметной высоты, образуя большой подпор. При достаточно большой мощности этих подпочвенных потоков они, с одной стороны, приподнимают снежный покров, отламывают от него большие куски — «снежницы», а с другой стороны, прорывают снежные заломы, препятствующие их движению, и несут части этих заломов и снежницы дальше, пока не упрутся снова в какое-нибудь препятствие, снова не образуют местного паводнения, снова не поднимут снежниц, не прорвут образовавшегося снежного залома и не понесут снежниц далее.

Явления таяния снежного покрова определяют собой весенние половодья, и потому на состояние этого покрова обращается большое внимание там, где эти половодья могут вызывать значительные бедствия, например в США. Хороший обзор методики снегомерных съемок можно найти в работе Черча [25] [2]).

Литература к главе XIV

1. См. гл. I [3].
2. E. Zsigmondi u. W. Paulcke, *Die Gefahren der Alpen*, München, 1933.
3. См. гл. I [41].
4. J. P. Koch & A. Wegener, *Meddelelser om Grönland*, 75 (1930).
5. R. G. Stone, *Bull. Am. Meteor. Soc.* (1937), 5—10 и 47—53.
6. D. Riabouchinsky, *Bull. Inst. Aérodyn. de Koutchino*, 3, 59—66 и 54 рис. (1914).

---

[1]) Картинное описание стадий исчезновения снежного покрова, данное Овсянниковым, приведено в моей книжке ([22], стр. 112—114).

[2]) См. также [26].

7. Н. А. Соколов, *Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение*, СПБ, 1884.
8. Б. Срезневский, *Мет. вестн.*, **3**, № 6, СПБ (1890).
9. В. Гомилевский, *Лесной журнал*, **2**, 341 (1898).
10.—13. H. v. Helmholtz, *Sitzber. Akad. Wiss. Berlin*, **1**, 647—663, 1888; *ibid.*, 761—780 (1889); *Wissensch. Abhandlungen*, **3**, p. 289, 309; *Verhandl. phys. Gesell. zu Berlin*, 8 Okt. 1889, 61—76; *Sitzber. Akad. Wiss. Berlin*. **11**, 853—872 (1890); *Wissensch. Abhandlungen*, **3**, 333.
14. V. Cornish, *Geogr. Journ.*, **20**, 137—175 (1902).
15. E. Philippi, *Z. Dtsch. Geolog. Gesellsch.*, **56**, 1904; *Monatsber.*, 92—93.
16. R. Amundsen, *Au Pôle Sud. Expedition du «Fram»* 1910—1912, Paris, 1913.
17. A. Heim, *Handbuch d. Gletscherkunde*, Stuttgart, 1885.
18. A. Hamberg, *Naturwiss, Untersuch. d. Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland*, **1**, Abt. 3 Lief. I, 1—68, 1907 [1].
19. J. Westman, *Beobachtungen über die Sulitälma Gletscher im Sommer* 1908 (mit 8 Tafeln), *Sveriges Geolog Undersökn.*, Ser. Ca № 5, Stockholm, 1910 [1].
20. J. Hann, *Handbuch d. Klimatologie*, **2**, 1897.
21. J. Black, *Lectures on the elements of chemistry*, Edinbourgh, 1803 (посмертное издание).
22. См. гл. I [6]
23. А. В. Шипчинский, *К теории оттепелей и весеннего таяния снега*, *Труды I Вс. гидрол. съезда*, 1925, 438—445.
24. В. Р. Дмоховский, *Изв. собр. инж. путей сообщения*, 1917, № 3.
25. J. E. Church, *Geograph. Review.*, **23**, 529—563 (1933).
26. South Continental Divide Snow-Survev Conference, Joint Regional Meeting with Section of Hydrology. Reports and papers, *Trans. Amer. Geoph. Union Section of Hydrology*, 1937, 603—664.
27. А. В. Молочников, *Снег и снежные обвалы в Хибинах, Район г. Кировска*. Сборник работ снежно-метеорологической службы, **1**, 15—32, 1938.
28. F. Rossmann, *Zeits. f. angew. Meteor.*, **51**, № 12, 382—391 (1934).

Глава XV

ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ И ЕГО СУДЬБЫ

В. П. ВЕЙНБЕРГ

§ 1. Движение льда в ледниках

Изменение за счет льда высоты всех частей литосферы, выступающих вверх за границу летней нулевой изотермической поверхности, находится в зависимости от двух антагонических факторов. выпадения снега и воздействия на выпавший снег силы тяжести.

Первый фактор вызывает увеличение высоты таких частей литосферы, и если мы наблюдаем известную стационарность в этой высоте, то лишь вследствие того, что второй фактор, сила тяжести, уменьшает высоту выпавшего снега. Это осуществляется четырьмя способами. Во-первых, сила тяжести приходит на помощь ветру, дующему на больших высотах, часто с громадной силой вздымающему с гор тучи снега, и этот снег под влиянием силы тяжести спускается вниз и тает там. Во-вторых, сила тяжести представляет собой причину скатывания вниз лавин (рис. 179—182). В-третьих, сила тяжести, прижимая каждую снежинку к нижележащим и заставляя их плавиться в месте соприкосновения, вызывает путем замерзания образующейся воды рост части снежинок. Таким образом благодаря смерзанию сила тяжести обращает снежный покров из отдельных целых и ломаных снежинок в фирн.

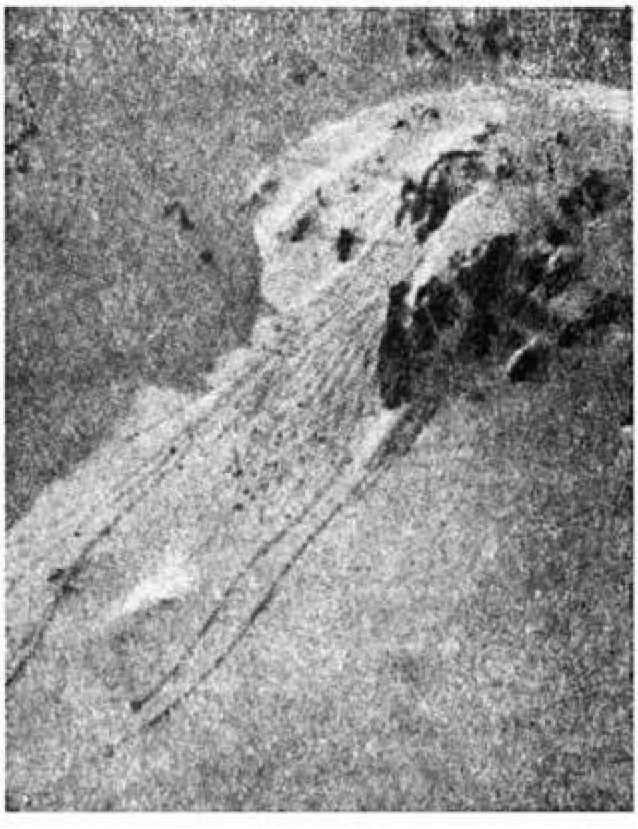


Рис. 179. «Солнечные мячики» — оторвавшиеся под влиянием нагревания лучами солнца куски снега, при скатывании обращающиеся в большие снежные шары.

Но едва ли не самым интересным является четвертое действие силы тяжести — действие ее не на внутреннее строение снега и фирна, а на форму лежащих в горных долинах масс фирна и льда, на относительное расположение их частиц. Сила тяжести заставляет фирн

и лед течь по руслу тех ложбин, в которых они скопились, в которых они образовали *ледник*, — течь подобно тому, как течет под влиянием той же силы тяжести вода по руслу реки.

Самый факт движения льда по руслам ледниковых долин был подмечен лишь лет двести тому назад: первая попытка измерения скорости движения (по перемещению сосны, воткнутой в щель





Рис. 180 и 181. Обвал лавины в два последовательных момента.

ледника) была сделана в 1770 г., а первые более или менее длительные измерения начали производиться лишь с 30-х—40-х годов прошлого столетия, в частности Хюги, Агассицем, Форбсом и позднее Тиндаллем. Такие измерения стали вестись систематически и регулярно лишь с конца прошлого столетия главным образом благодаря работам Финстервальдера и его соработников, Блюмке и Хесса [1]).

Помимо внешнего подобия в застывшей реке есть сходство с ледником и в распределении поверхностных скоростей, а также

---

[1]) Весьма полное изложение работ в этом направлении можно найти у Хесса [1, 2]. Основоположнической работой является работа Финстервальдера [3].

в зависимости — по крайней мере качественной — поверхностных скоростей от толщины слоя льда. Как в реке, так и в леднике поверхностные скорости наибольшие в средних частях потока, как это видно, например, из табл. LXX, составленной по диаграммам, которые в 1905 г. любезно представил мне в распоряжение Хесс. В этой таблице поверхностные скорости движения v на расстояниях d, выраженных в процентах половины ширины ледника, показаны в процентах наибольшей поверхностной скорости (близ середины ледника).

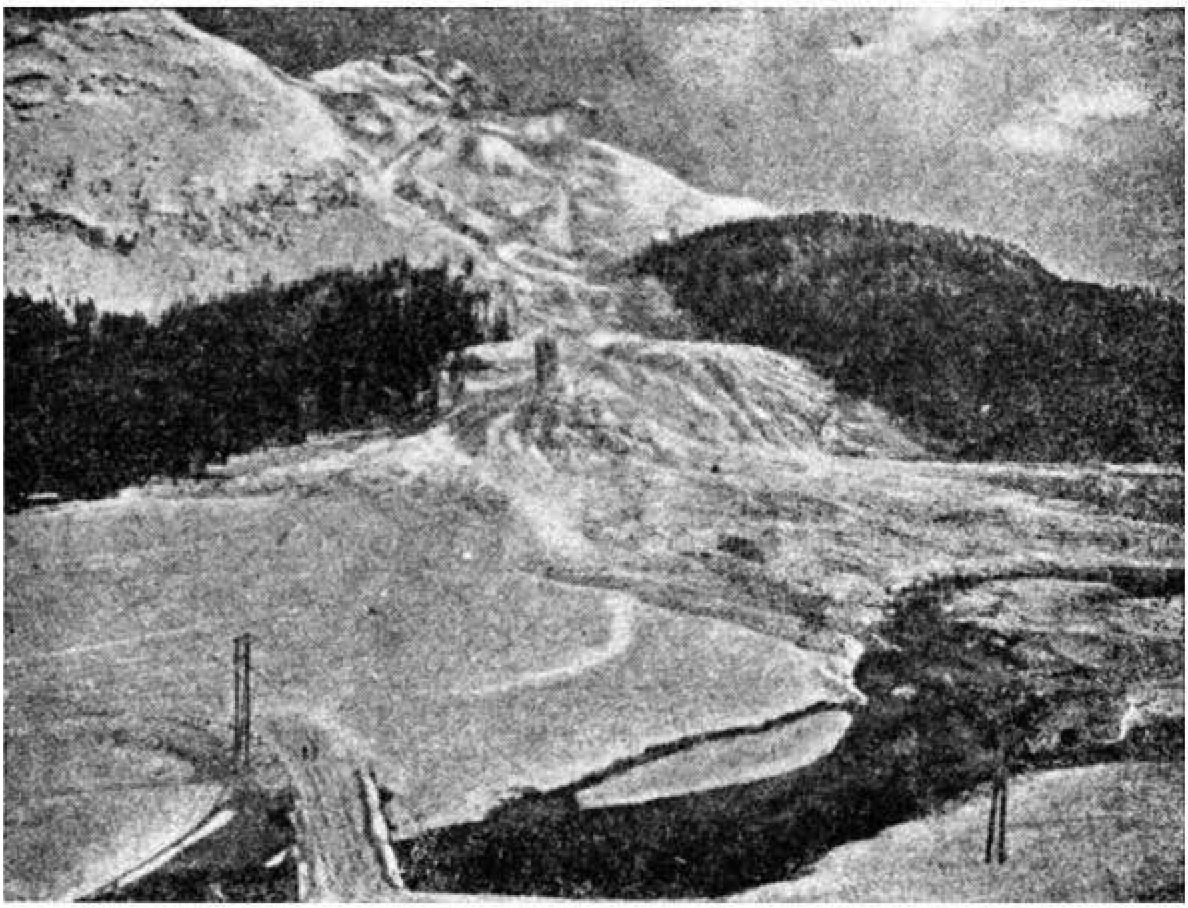


Рис. 182. Лавина, снесшая полосу высокого леса и завалившая склон долины под ним.

Данные эти были сгруппированы Хессом на трех диаграммах, одна из которых относилась к пологим ледникам, другая — к измерениям над 8 рядами камней, положенными поперек Хинтерейсферпера, и третья — к крутым ледникам. Эти три группы отделены в табл. LXX поперечными чертами, причем для Хинтерейсферпера взято среднее из всех 8 рядов камней. Исключение сделано Хессом лишь для Mer de Glace, вероятно, ввиду различия условий течений до ледопада и после него.

В последнем столбце приведены значения скорости у берега, причем в большинстве случаев эти значения получены не из опыта, а графической экстраполяцией — плавным продолжением до берега линий, выражающих распределение скоростей и обнаруживающих часто крайне неправильный ход вследствие наличия

Таблица LXX

Распределения скоростей на поверхности различных ледников

d =	около 20		около 40		около 60		около 80		около 90		100	
Ледник	d	v	d	v	d	v	d	v	d	v	J	v
I Unteraar	25	97	—	—	52,5 70	89,5 79	79	69,5	95,5	8	3,5	— 6
II »	—	—	40	93	58,5	68	77,5	55	91	17	2	— 9
III Hüfi	25	99	—	—	55	83	—	—	92,5	86	29	
IV Hochjoch	16 28,5	98 93,5	37 48	89 83	60	81,5	71,5 83,5	75,5 82	—	—	17	
V Vernagt	22	98	49	93,5	—	—	72,5	75	88	50	20	—40
VI Guslar	30	92,5	—	—	58	69	76	50	93	33	26,5	—31
VII Gepatsch	27,5	95	—	—	52	66	81	28,5	—	—	9	—22
VIII »	—	—	—	—	56,5	80,5	—	—	86,5	51	35	—41
IX Mika	20	95	40	79	64	55	—	—	86,5	25	5	—15
X »	—	—	48	93	65	83	81	59	—	—	6,5	—35
XI Suotas	20	91	—	—	50,5	87,5	71 82	45 25	—	—	4	—17
XII Hintereis	29,7	96,8	46,0	95,9	58,2	91,1	77,8	80,8	88,9	55,4	24,8	
XIII Glacier de Rhône	14 28	97,5 93,5	43	84	57,5	66	71,5 82,5	44 13	—	—	1,5	— 8
XIV » » »	16	98,5	32 48	95 89	64	80	80	61	96	18	10	
XV Mer de glace	16	99	31 50	93,5 86	66,5	78,5	83	57	91 96	32 13	3	— 9
XVI » » »	25	99,5	—	—	61	94,5	82	61,5	—	—	12	—35
XVII » » »	29	98,5	—	—	59	89	82	68,5	94	51	35	—45
XVIII » » »	—	—	45	97,5	62	87,5	87	40	—	—	10	—27

Примечание. Данные I и II взяты из наблюдений Агассица, III — Хейма, IV—VI и XII — Блюмке и Хесса, VII—VIII—Корша, IX—XI—Хамберга. Ледники I—XI, XII и XIII—XVIII составляют три различные группы.

бо́льших погрешностей наблюдений. Такое продолжение можно сделать весьма различно, и главное различие заключается в том, опускать ли эту линию без перегиба или с перегибом, т. е. предполагая градиент убывания скорости сохраняющим свою величину или даже возрастающим (по абсолютной величине) или же предполагая его уменьшающимся. Большинство кривых доведено Хессом до берега первым способом, хотя он сам, разбирая изменения скорости на ледниках от середины к краю, обратил внимание на обычность существования перегиба. Поэтому я довел эти кривые до края двояко — без перегиба и с некоторым перегибом —

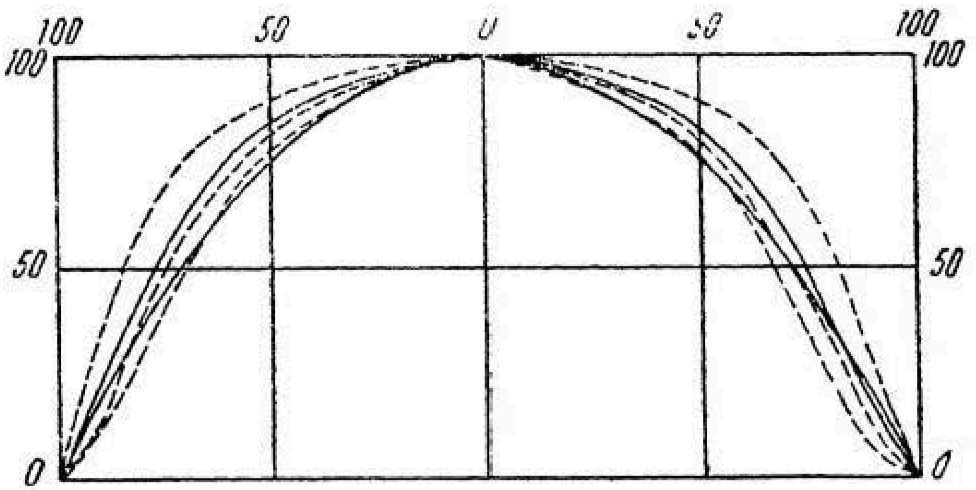


Рис. 183. Распределение скорости на поверхности различных ледников.

и, таким образом, получил два ряда значений для v, бо́льших и меньших, помещенных в столбце для $d = 100$. Замечу, что и там, где дано одно число, являющееся результатом непосредственного измерения, оно также заслуживает мало доверия, так как непосредственное измерение скорости у берега в сущности неосуществимо вследствие того, что многие линии тока в области питания [1]) исходят от берегов, а в области таяния упираются в берег под некоторым углом, тем бо́льшим, чем ближе мы к концу ледника.

Ввиду того, что тело ледника при своем движении по руслу не только деформируется, но, как увидим далее, вместе с тем скользит по руслу, как одно целое, то его деформации выражаются не распределением самих поверхностных скоростей, а распределением *разностей* этих скоростей в различных точках к скорости движения льда у *берега*. Результаты обработки данных табл. LXX по отношению к таким разностям выражаются рис. 183, на котором изображены средние разности скоростей на расстоянии d от берега и скорости у берега в процентах наибольших значений этих разностей. При вычерчивании этих кривых я провел среднюю пунктирную линию через точки, изображающие средние для 8 пологих ледников, а нижнюю сплошную линию — через средние для всех

[1]) См. следующий параграф.

11 ледников, причем крайними пунктирными линиями обозначил возможные верхние и нижние пределы неопределенности последних средних, выражаемые средними отклонениями от них. Верхней сплошной линией обозначено параболическое распределение на поверхности полуэллиптического канала, как случай, наиболее простого и не зависящего от глубины канала. Левая половина чертежа дает скорости, которые являются средними из значений, выведенных в предположении меньших скоростей у краев, а правая половина дает средние из значений, выведенных в предположении бо́льших скоростей у краев.

Таблица LXXI

Поверхностные скорости в различных сечениях Хинтерейсфернера

№ сечения	Средняя глубина в м	Средняя скорость в м/год
IX	113	40
VIII	88	42
VII	80	46
VI	81	44
V	74	42
IV	68	38
III	49	31
II	39	24
I	23	18

За числовыми данными и другими подробностями отсылаю к стр. 349 моей работы [4].

Что касается зависимости поверхностных скоростей от толщины слоя льда, то я ограничусь приведением табл. LXXI, дающей по Хессу [1] средние поверхностные скорости и средние толщины льда в нескольких сечениях Хинтерейсфернера — единственного ледника, для которого эти толщины были определены непосредственным бурением.

§ 2. Кинематика движения льда в ледниках

Большим шагом вперед по отношению к выяснению ледниковых явлений была теория Финстервальдера, который сделал попытку рассмотреть эти явления исключительно с точки зрения кинематики и притом кинематики *ламинарного* движения, что было тем естественнее, что в то время теория турбулентности только намечалась. Принятие ламинарного движения для ледников вполне законно, так как, если даже основываться на полученных мною значениях коэфициента внутреннего трения ледникового льда, которые некоторые авторы, как увидим в § 3, склонны считать преуменьшенными, и экстраполировать формулу Рейнольдса:

$$v = 13\frac{\eta}{\varrho r}, \qquad (1)$$

для «критической» скорости v, при которой в трубе радиуса r движение жидкости, имеющей плотность ϱ и коэфициент внутреннего трения η, становится из ламинарного турбулентным, то получаются для этой скорости значения порядка скорости света при радиусе трубы, близкой к средней глубине Хинтерейсфернера. Труба же, в которой при таком же наклоне получилась бы в случае

верности формулы (1) критическая скорость, оказывается диаметра порядка диаметра земли. Таким образом возможность «ледоворотов» можно считать вполне исключенной.

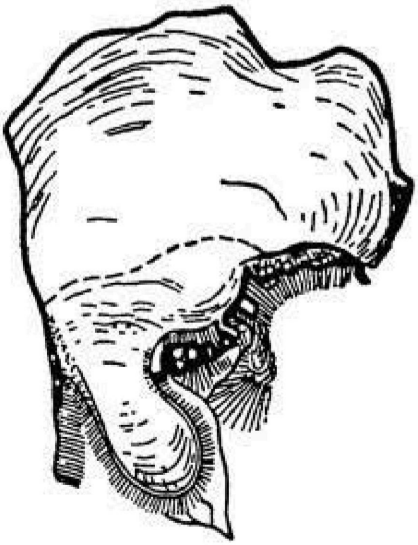


Рис. 184. Область питания, фирновая линия и область таяния ледника.

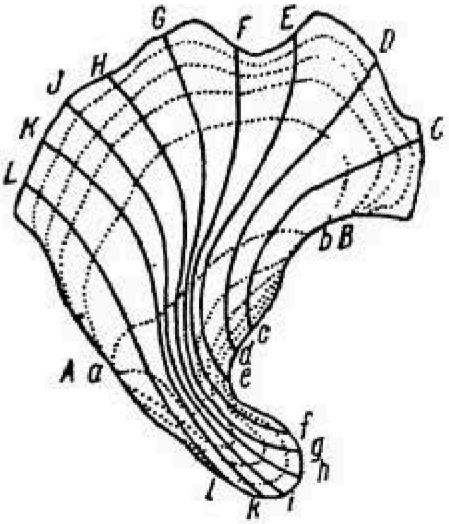


Рис. 185. Проекции на дно ледника линий тока и линий одинакового возраста льда.

Финстервальдер разделяет поверхность ледника на область *питания*, где годовой прирост его массы от выпавших твердых осадков больше годовой убыли от стаивания, и на область *таяния*, где наблюдается противоположное соотношение (рис. 184), выводит отсюда, что каждому элементу первой области должен соответствовать элемент второй области. Замечу, что в настоящее время вместо терминов «область питания» и «область таянья» начинают входить в употребление термины «область аккумуляции» и «область диссипации», из которых второй, охватывающий как таянье, так и испарение, являющееся существенным добавлением к таянию, обладает преимуществом большей общности.



Рис. 186. Линия тока на поверхности ледника (ледник Федченко).

Соответствие между этими двумя областями выражается в том, что частицы снега, выпавшие в какой-нибудь точке H области питания (рис. 185) и не успевшие растаять, должны покрыться другими снежинками, должны пройти известный путь (рис. 186 и 187).

под поверхностью и, выйдя затем в определенном месте области питания на поверхность, там растаять.

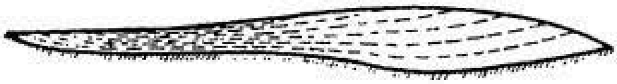


Рис. 187. Линии тока в вертикальном сечении ледника (Хинтерейсфернер).

В стационарном леднике путь движения всех частиц, выпадающих в точке H, должен быть одинаковым, и, следовательно, каждая трубка линий тока должна вырезать определенные соответственные элементы на поверхности питания и на поверхности таяния. Если через dF и df назовем величину этих элементов, через V и v — среднюю годовую скорость движения частиц льда вблизи этих элементов, через Φ и φ — углы, образуемые направлением движения с поверхностью, через A — избыток прироста над убылью за год на элементе dF, измеренный по нормали к нему, а через a — избыток убыли на элементе df,

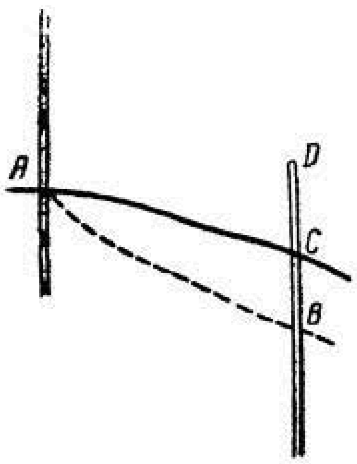


Рис. 188. Путь снежинки фирна и воткнутой в фирн палки.

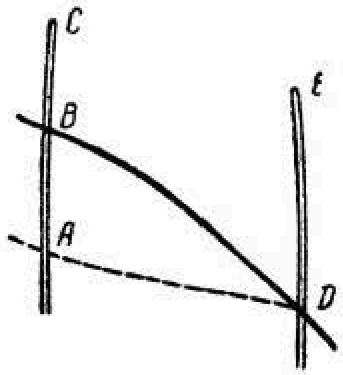


Рис. 189. Путь частицы ледника и вставленной в лед палки.



Рис. 190. Ледники Хинтерейсфернер и Фернагтфернер в Отцталевских Альпах.

измеренный таким же образом, то принцип сохранения вещества дает

$$A\,dF = V \sin \Phi\, dF = v \sin \varphi\, df = a\,df. \qquad (2)$$

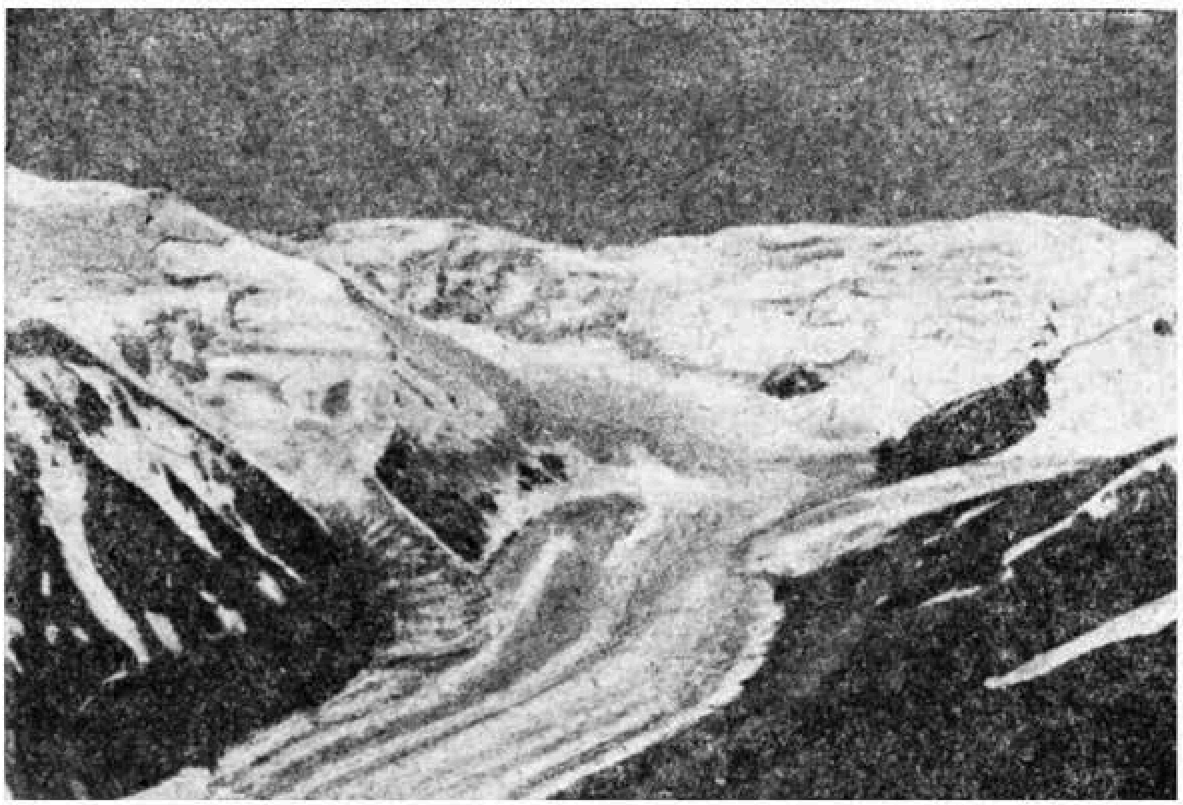


Рис. 191. Слияние боковых — текущих и висячего (слева) — ледников с основным.

Это уравнение дает возможность исследователю по быстроте перемещения камней, положенных на поверхность ледника, или стержней, воткнутых в буровые скважины во льду (рис. 188 и 189), и по величине годового прироста или убыли определять углы входа и выхода линий тока по отношению к поверхности ледника. Замечу, что измерение значений a дает возможность определить, какое количество льда проходит за год через некоторое сечение ледника, потому что все это количество — в стационарном леднике — должно стаять на лежащей за этим сечением части поверхности таяния; а отсюда по средней толщине льда можно узнать среднюю скорость и обратно.



Рис. 192. Трещины на фирновом поле.

Для того чтобы определить дальнейший путь частиц льда вну-



Рис. 193. Полосчатость фирна.

трп ледника, Финстервальдеру пришлось прибегнуть к дополнительным допущениям, а именно, что:

a) путь частицы, находившейся в некоторый момент на одной вертикали с другой частицей и под ней, лежит на всем своем протяжении под путем этой второй частицы; другими словами, проекции путей таких двух частиц на горизонтальную плоскость совпадают друг с другом, а также с проекцией пути камня, который лежал бы на поверхности ледника, на одной вертикали с этими частицами;

b) отношение поперечных сечений трубки тока, обратно пропорциональное отношению скоростей льда в этих сечениях трубки, обратно пропорционально также средним скоростям на протяжении поперечного сечения всего ледника, т. е. если через v_m обозначить средние скорости:

$$dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1 = (v_m)_2 : (v_m)_1. \qquad (3)$$

Замечу, что если первое допущение представляется вполне вероятным, то этого нельзя сказать относительно второго, представляющего собой принцип эквивалентного изображения профилей и заключающего в себе в скрытой форме предположение о линейном убывании скорости по мере приближения к руслу. Такое предположение стоит в противоречии с законом ламинарного движения, при котором — в случае, когда ширина потока значительно превышает его высоту, — должен иметь место параболический закон убывания скорости.



Рис. 194. Схема превращения слоистости фирна в полосчатость ледникового льда (по Краммеру).

Теория Фенстервальдера дает возможность на основании наблюдений над приростом в области аккумуляции и убылью в области диссипации льда и над поверхностными скоростями выяснить линии тока как в их проекциях на горизонтальную плоскость, так и в вертикальном продольном (заметим — не плоском, но изогнутом) сечении. Рис. 185 и 186 дают такие распределения для Хинтерейсфернера.

Замечу, что эта теория дает вполне отчетливое объяснение образованию как подвижных, так и отлагаемых морен различного типа: верхних, нижних, внутренних, поперечных, боковых, языковых и т. д. (рис. 5), а также процессам, имеющим место при слиянии ледников (рис. 190 и 191).

Так как все частицы снега, выпавшие в одно время, движутся вдоль ледника по параллельным линиям, то вертикальные сечения их отчетливо видны в трещинах фирновых полей (рис. 192) по слоистости, видимой на их краях (рис. 193), и в трещинах ледников.

Заметим, что по теории Крамера [8] горизонтальная слоистость фирна в силу сужения русла превращается в вертикальную полосчатость ледникового льда (рис. 194).

§ 3. Кинетические теории движения льда в ледниках

Если оставить в стороне вопрос о том, обусловливается ли внутреннее трение льда в ледниках наличием жидких прослоек — «мокрое внутреннее трение» — или не обусловливается — «сухое внутреннее трение», — то всякая теория движения льда в леднике должна быть применением уравнений ламинарного движения, выражающих связь между составляющими скорости в данной точке, внешними силами, действующими на лед, и физическими постоянными льда.

Первая теория этого рода была предложена Одэном [5], который рассмотрел вопрос о течении несжимаемой вязкой жидкости по наклонному каналу, одинакового по всей длине прямоугольного сечения и с плоскими стенками, под влиянием силы тяжести и постоянного давления, произвольно распределенного по сечению. Предполагая коэфициент внутреннего трения постоянным, а силы внешнего трения пропорциональными скорости льда и его статическому давлению — «гляциостатическому давлению», — Одэн вывел общую формулу для скорости в любой точке канала. Эта формула оказалась настолько сложной, что автор ввел дополнительные предположения, в силу которых a) давление одинаково на всем поперечном сечении, b) трение о боковые стенки равно нулю. Без последнего ограничения автор считает невозможным отнести решение задачи к ледникам, ибо по его мнению действием трений о боковые морены можно вообще пренебречь. Но и при этих ограничениях общее решение остается все-таки в виде бесконечного ряда, и автор для нахождения его суммы непосредственно интегрирует упрощенное основное уравнение и получает этим простым путем — совершенно независимо от составляющего главное содержание его работы общего случая — следующее решение:

$$v = \frac{1}{2} h^2 p \left[\frac{2}{s} + 1 - \left(\frac{z}{h}\right)^2 \right], \tag{4}$$

$$p = \frac{g\varrho}{\eta} \left(\sin \alpha - \frac{1}{g\varrho} \frac{\partial p}{\partial x} \right), \tag{5}$$

$$s = \frac{f h^2}{\eta} g\varrho \sin \alpha, \tag{6}$$

здесь v — скорость в данной точке, находящейся на глубине z от поверхности, h — толщина слоя льда, α — угол наклона русла, ϱ — плотность льда, η — коэфициент внутреннего трения льда, f — коэфициент внешнего трения льда о дно, g — ускорение силы тяжести, а p — тангенциальное напряжение в сечении, отстоящем на расстояние x в направлении движения от некоторого начального сечения. Формула (6), очевидно, представляет также решение задачи для случая, когда ширина ледника бесконечно велика в сравнении с толщиной льда.

Если Одэн задался преимущественно целью дать интегралы основного диференциального уравнения, то де-Марки [6], наоборот, почти исключительно пользуется диференциальными уравнениями и главные стремления направляет на применение теории к действительным ледникам.

Основные уравнения де-Марки пишет в более общем виде — независимо от формы русла, принимая в расчет возможность изменений объема, вводя коэфициент внутреннего трения, относящийся к этим изменениям, и обращая внимание не только на нормальные давления внешних сил, но и на тангенциальные напряжения. Начиная, однако, с более общих уравнений, автор путем последовательно вводимых упрощений (например, предположения о ничтожности коэфициента внутреннего трения, относящегося к изменениям объема, сравнительно с коэфициентом внутреннего трения, относящимся к изменениям формы) приходит для поверхности ледника к следующему простому уравнению:

$$\eta\left(2\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right)=-\varrho g\sin\alpha, \qquad (7)$$

значения букв здесь те же, что в (4), и оси координат направлены так же: ось x — в направлении движения, ось y — горизонтально, ось z — вниз, в вертикальной плоскости, проходящей через направление движения.

Де-Марки не ограничился получением интеграла уравнения (7), но попытался, несмотря на бедность наблюдательного материала, получить из этого уравнения значение η, причем, сравнивая полученную величину с результатами Мак-Коннелля и Кидда [7], пришел к выводу, что «движение поверхности ледника достаточно объясняется теорией вязкого движения» [1]).

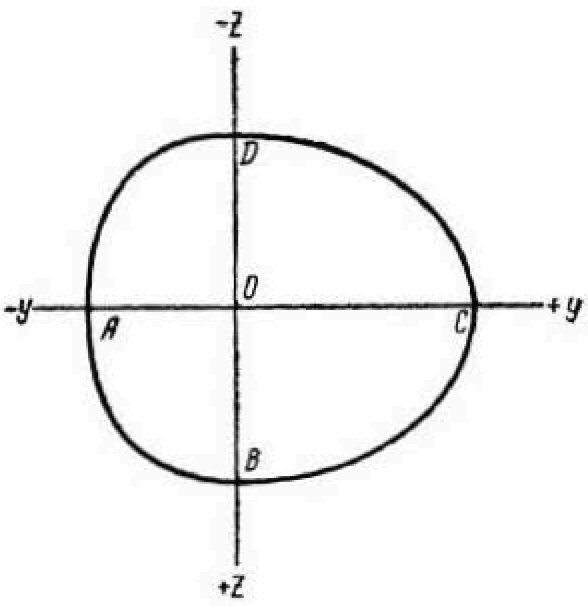


Рис. 195. Схема связи теорий ламинарного течения жидкости по каналу и по трубке.

По тому же общему пути, но с несколько иным уклоном пошел я в 1905 г., поставив вопрос о течении вязкой жидкости по *каналу*, или, что то же, льда по руслу ледника в связь с вопросом о ламинарном течении по *трубе*, разработанным теоретически для целого ряда сечений.

Действительно, представим себе, что контур $ABCD$ (рис. 195) сечения трубы можно рассечь горизонталью AOC на две половины и что, следовательно, можно разделить трубу на две равные симмет-

[1]) Подробнее о работе де-Марки — см. [4], стр. 212 и 333.

ричные части плоскостью, проходящей через линию AC и ось трубы.

Так как вследствие симметрии частицы жидкости, лежащие непосредственно над этой плоскостью, имеют такие же скорости, как частицы, лежащие непосредственно под ней, то ясно, что жидкость в верхней части трубы, соответствующей половине $ADCO$ сечения, на движение жидкости в нижней части трубы, соответствующей половине $ABCO$, никакого влияния не имеет и, следовательно, может быть заменена, например, воздухом. Другими словами, течение жидкости по каналу профиля ABC одинаково —

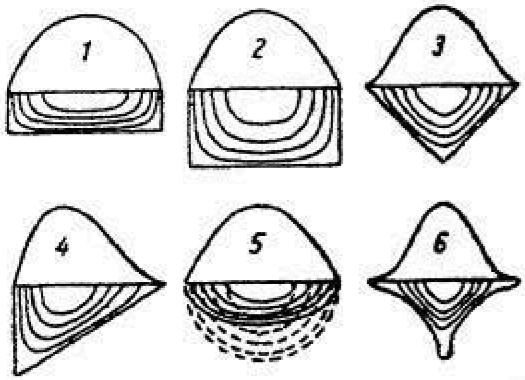


Рис. 196. Распределение скоростей при ламинарном течении жидкости по различным каналам.

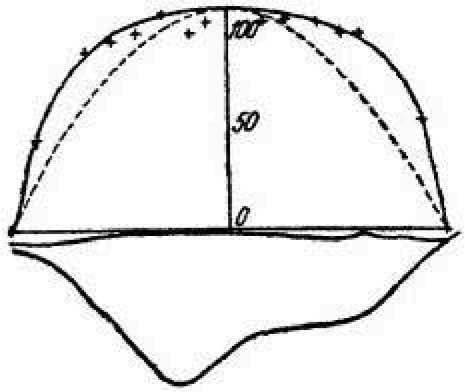


Рис. 197. Форма среднего сечения Хинтерейсфернера и распределение скоростей на его поверхности (сплошная линия) и на поверхности полуэллиптического канала (пунктирная линия).

при прочих равных условиях — с течением по нижней половине трубы, сечение которой $ABCD$ получается, если к этому профилю приложить по линии, представляющей уровень свободной поверхности жидкости, зеркальное изображение этого профиля.

А так как задача о течении по трубе решена для целого ряда сечений, то и задача о течении по каналу является решенной для ряда профилей. На рис. 196 изображено распределение скоростей для шести таких профилей, а именно нанесены линии, соединяющие точки, в которых скорость равна 0,2; 0,4; 0,6 и 0,8 максимальной скорости, принадлежащей частицам на оси канала. Кривые, нанесенные над профилями, дают распределение скоростей на свободной поверхности, поперек русла. Для случая полуэллипса это распределение не будет зависеть от отношения полуосей a и b, как видно из формулы

$$v = \frac{\varrho g \sin \alpha}{2\eta} \cdot \frac{b^2 c^2}{b^2 + c^2} \left(1 - \frac{y^2}{b^2} - \frac{z^2}{c^2}\right), \qquad (8)$$

дающей скорость в точке (y, z), если ϱ — плотность льда, η — его коэфициент внутреннего трения, g — ускорение силы тяжести, а α — угол наклона русла [1]). Поэтому на 5-й диаграмме рис. 196 нанесены совместно полуэллиптический и полукруглый каналы.

[1]) Дальнейшее развитие этой теории дал Сомильяна [9].

В 1905 г. я попытался на основании работ Блюмке и Хесса по изучению Хинтерейсфернера определить коэфициент внутреннего трения льда, уподобляя среднее сечение этого ледника полуэллипсу и прибегая к усреднению, но, понимая недостатки такого приема (рис. 197), прибег в последующем к методу сравнения таутохрон течения твердого вара по наклонным желобам с сечениями, имеющими одну из изображенных на рис. 198 форм, и с сечением, соответствующим сечению Хинтерейсфернера.

Результаты этих опытов [10,11] показали, однако [1]), что указанное выше уподобление не могло внести заметной погрешности в теоретические подсчеты, как это допускал я и как это предположил и Финстервальдер.

Другим недостатком предложенной мной теории является предположение, сделанное мной относительно сил f_e внутреннего трения на дне, которые, очевидно, должны равняться силам f_i внешнего трения в придонном слое, т. е.

$$f_e = f_i = -\eta \frac{\partial v}{\partial N}, \qquad (9)$$

где f_e — сила внешнего трения, а f_i — сила внутреннего трения, приходящаяся на единицу поверхности дна.

Что касается силы f_e, то ввиду совершенной неизвестности законов, относящихся к трению льда, имеющего температуру плавления (под тем давлением, которое существует в данной точке), мы можем лишь сказать, что

$$f_e = \varphi(p, v_f), \qquad (10)$$

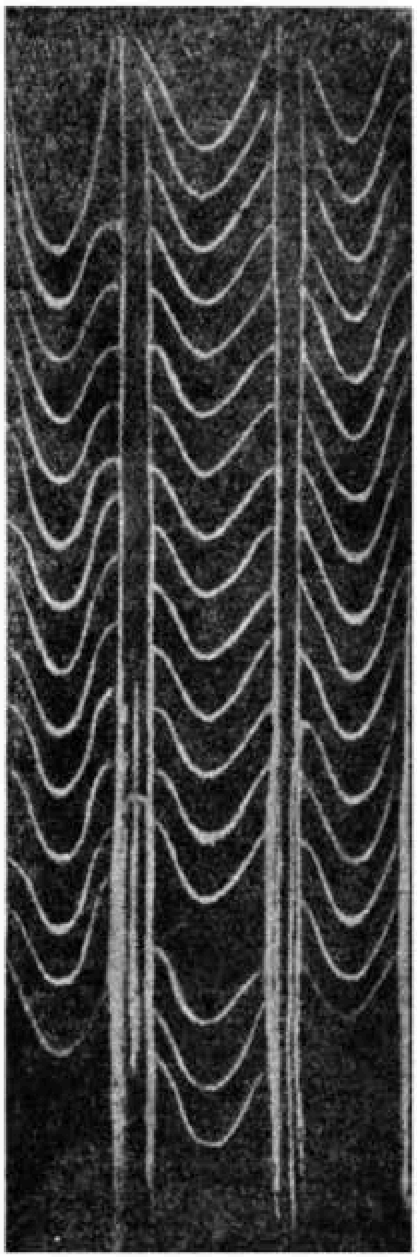


Рис. 198. Течение вара в наклонных жолобах, имеющих сечения: полуквадрата, Хинтерейсфернера и равнобедренного прямоугольного треугольника.

где f есть некоторая функция, возрастающая вместе с давлением p и со скоростью v_f у дна. В качестве первого приближения можно предположить

$$f_e = \lambda p v_f = \lambda \varrho g H v_f, \qquad (11)$$

[1]) Аналогичные опыты со смесями канифоли со скипидаром (η порядка 10^5 CGS) были по просьбе Сомильяна [12] поставлены Аливерти, но исключительно в целях поверки правильности применения Сомильяна формулы (8) для вычисления η льда, а затем глубины с ледника по наблюденным поверхностным скоростям.

где λ — коэфициент внешнего трения льда о русло, а H — толщина льда. Уравнение (11) соответствует также предположениям, положенным Одэном в основу его теории.

С другой стороны, величина $\frac{\partial v}{\partial N}$ является также совершенно неизвестной, в особенности для дна ледника, потому что существуют лишь разрозненные и мало надежные (в трещинах) наблюдения над распределением скоростей по вертикали, которые почти ничего не дают для определения скорости у дна. Если считать, что течение льда подчиняется тем же законам, как течение вязкой жидкости, то, как для случая канала, имеющего плоское дно и достаточно широкого сравнительно с глубиной, так и для центральных частей полуэллиптического канала при любом отношении осей эллипса, закон изменения скорости с глубиной h близок к выражению

$$v_h - v_H = a(H^2 - h^2), \tag{12}$$

то можно, опять-таки в качестве первого приближения, принять

$$\left(\frac{\partial v}{\partial N}\right)_{h=H} = -2aH. \tag{13}$$

Из (9), (11) и (13) получаем

$$\lambda \varrho g H v f = 2\eta a H; \tag{14}$$

откуда

$$v_f = \frac{2\eta a}{\lambda \varrho g} = \text{const}. \tag{15}$$

Таким образом в качестве первого приближения можно принять, что скорость льда у дна во всех точках русла одинакова. Так как, вычитая эту общую скорость из всех скоростей, мы ничего не меняем в производных от скорости по различным направлениям, то ясно, что относительные скорости различных точек льда по отношению точек, прикасающихся ко дну и имеющих общую скорость v_f, не должны зависеть от величины этой скорости и, следовательно, будут теми же, если v_f равно 0, т. е. если коэфициент внешнего трения λ будет равен ∞. При такой точке зрения лед в леднике — в случае верности уравнения (15) — одновременно скользит по руслу, как одно твердое тело, и деформируется при своем движении, как вязкая жидкость. Задача о течении льда по руслу совпадает, следовательно, с задачей о течении вязкой нескользящей жидкости по такому же каналу — задачей, рассмотренной выше.

В случае если толщина слоя и форма русла приблизительно одинаковы на достаточном протяжении ледника, можно считать

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial p}{\partial x} = 0. \tag{16}$$

Поэтому, например, каждая из диаграмм рис. 196 будет также представлять приблизительно распределение относительных скоростей в сечениях ледников, профиль дна которых на большом протяжении имеет вид, близкий к одному из указанных на чертеже.

Приведу для сравнения заключение Хесса из его недавней работы [17].

«Предыдущими рассуждениями заканчивается использование всего собранного Адольфом Блюмке и мной на Хинтерейсфернере наблюдательного материала. Задуманную первоначально для следующего поколения обработку опыта над перемещающимися стержнями по счастью я еще мог сделать сам и этим довести многолетние работы до окончания, дающего в значениях уравненных сечений настоящую базу для последующих работ».

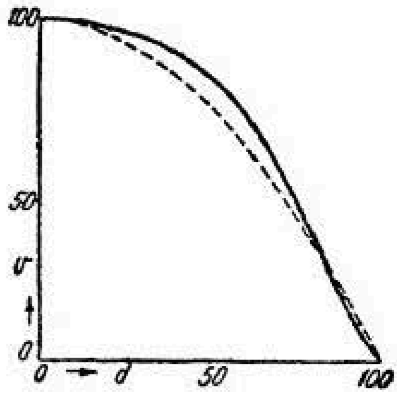


Рис. 199. Типовое распределение скоростей на поверхности ледника.

Хесс приходит к выводу, что движение в леднике «является главным образом скольжением льда по его дну, сопровождаемым сказывающимися на форме линий тока изменениями поперечного сечения. . . Эти очень медленно происходящие деформации требуют лишь очень малых тангенциальных сил и скорость скольжения льда по руслу ледника составляет больше половины средней поверхностной скорости».

Толчком к этой работе Хесса послужило весьма интересное обстоятельство: нахождение в языке Хинтрейсфернера бурового инструмента, который в 1902 г. Хесс и Блюмке, пробурив толщу льда в одном месте до дна, не могли вытащить и который остался на месте, но через 35 лет был вынесен льдом к языку. Сначала был обнаружен верхний штанг, вокруг которого лед стаял, затем понемногу появлялись следующие звенья, наконец, вышла и нижняя труба. За постепенным выходом бура следили, тщательно измеряли угол наклона и место и время появления; результаты этих измерений и послужили Хессу для его окончательных выводов. К сожалению, методику обработки нельзя признать правильной, так как Хесс считает скорости *линейно* возрастающими от ложа ледника вверх. Между тем из всей теории движения в леднике льда как вязкой жидкости — теории, которую принимает и сам Хесс, и такие теоретики-глациологи, как Сомильяна [9] и Лагалли [14], следует, что закон изменения должен быть параболическим (в случае ледника, глубина которого мала по сравнению с шириной) и что линейно убывает с удалением от ложа не сама скорость, а ее *градиент*.

Точно так же неправильно принимает Хесс скорость некоторой точки бура за скорость окружающих его частиц ледника, тогда как на самом деле у дна, где бур упирался в ложе ледника и испы-

тывал значительное трение, лед должен был обгонять бур, обтекая его так же, как обтекал лед проволочки сетки в первоначальном опыте Боттомлея. То же самое должно было происходить и в слоях льда, более удаленных от ложа, но в верхних частях, где градиент скорости льда мал, наоборот, буровые штанги должны были обгонять лед и проходить через него так, как проходит через лед проволока в том опыте, который принято называть «*опытом Боттомлея*» и основы теории которого изложены в § 14 главы I.

Поэтому материал, которы обработал Хесс, подлежит переработке, и только тогда, когда будут учтены указанные выше обстоятельства и еще некоторые другие, можно будет высказать окончательное суждение о причинах разногласия выводов относительно не только величины, но даже порядка коэфициента η внутреннего трения льда, какой вывели из наблюдений над Хинтрейсфернером, с одной стороны я [4], а с другой стороны, Финстервальдер [16] и Хесс [13, 17].

Я получил для η значение

$$\eta = (1{,}67 \pm 0{,}95) \cdot 10^{13}, \tag{17}$$

причем при вычислении средней погрешности учел также погрешность от уподобления среднего сечения Хинтерейсфернера полуэллипсу и принял ее равной 30%. Из непосредственных же опытов я нашел

$$\eta = (1{,}74 \mp 1{,}10) \cdot 10^{13}, \tag{18}$$

причем указал, что различие значений (17) и (18) «настолько незначительно, что эту незначительность следует рассматривать как простую случайность», но во всяком случае счел возможным высказать, что значение (17) «является не противоречием, а скорее подтверждением теории».

Финстервальдер [16] и Хесс получают для η значения порядка 10^{14}—10^{15}, причем первый приписывает различие тому, что я уподоблял Хинтерейсфернер полуэллиптическому каналу. Однако мои последующие опыты над течением вара [10, 11] показали, что такое уподобление не могло внести значительного изменения.

В последней своей работе Хесс делает попытку объяснить это различие высказываемым им предположением, что коэфициент внутреннего трения льда увеличивается при возрастании давления, и делает соответствующие подсчеты. Однако можно вполне согласиться с мнением редакции ([17], стр. 16), что она «не может присоединиться к мнению автора, что лед при всестороннем давлении становится тверже, т. е. менее подвижным, пока нет последующих опытных данных в этом направлении, в особенности, например, точных измерений постоянных льда».

Таким образом вопрос о том, каким значением коэфициента внутреннего трения должен обладать лед, чтобы можно было объяснить им наблюдаемые движения ледников, остается открытым.

Упомяну еще, что Лагалли [14,15], основываясь на теории вязкого течения и определяя те места потока, где должны получаться наибольшие напряжения, находит, что формула и распределение трещин в ледниках соответствуют теоретическим представлениям, и что Хесс приложил кинематическую теорию течения к случаям щитообразного фирнового или ледяного покрова.

Литература к главе XV

1. См. гл. II [33].
2. См. гл. VI [46].
3. S. Finsterwalder, *Wiss. Ergänz.-Heft zur Zeits. d. Deutsch. Oeterr. Alpen-Vereins*, **1**, 45—66 (1897).
4. См. гл. I [30].
5. A. Odin, *Bull. Soc. Vaud. d. Sci. natur.*, **24**, 33—63 (1888).
6. L. de Marchi, *Rendic. Instit. Lombardo*, **30**, 284—303 (1897).
7. См. гл. III [70].
8. Hans Crammer, *Z. Gletscherkunde*, **2**, 198—212 (1908).
9. C. Somigliana, *Rend. Accad. dei Lincei, cl. d. sci. fis.-mat. e natur.*, **30**, (I), 291—296 (1921); **30**, (2), 3—7 (1921).
10. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **42**, 167—176 (1910).
11. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, ч. физ., **44**, 252 (1912).
12. C. Somigliana, *Bolletino de Comitato seismologico italiano*, 1925, № 6.
13. H. Hess, *Z. Gletscherkunde*, **23**, 1—35 (1935).
14. M. Lagally, *Z. Gletscherkunde*, **17**, 285—301 (1929).
15. M. Lagally, *Vehr. d. 3. Internat. Congr. f. techn. Mechanik, Stockholm*, **2**, 203—209 (1930).
16. F. Finsterwalder, *Z. Gletscherkunde*, **12**, 173 (1922).
17. Hans Hess, *Z. Gletscherkunde*, **25**, 1—16, 1937.

Глава XVI

ЛЕД В ВЕЧНО МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

М. И. СУМГИН

§ 1. Классификация мерзлых грунтов по продолжительности их существования

На земном шаре в умеренных и высоких широтах на значительной части земной поверхности зимой слой почвы до известной глубины принимает отрицательную температуру, и вследствие этого вода, увлажняющая этот слой, переходит в твердое состояние. Почва, как мы говорим, замерзает. Вода, находящаяся в виде льда в мерзлой почве, выходит из общего кругооборота воды на земном шаре на то время, в которое почва или грунт остаются мерзлыми. Замерзшая зимой почва следующим летом оттаивает, и вода вновь вступает в общий круговорот.

На земном шаре имеются, однако, значительные пространства, на которых на некоторой глубине от дневной поверхности залегает пласт породы, имеющий отрицательную температуру, сохраняющуюся в этом пласте непрерывно в течение весьма большого — до десятков тысячелетий — времени. Содержащаяся в таком пласте вода находится в твердой фазе — в виде льда. Лед, заключенный в толще вечной мерзлоты, вышел на длительный срок из кругооборота воды на земном шаре [1]). Этот пласт грунта или породы и называется *вечно мерзлым грунтом*, или короче *вечной мерзлотой*. Количество этого льда определить точно невозможно. С весьма грубым приближением можно сказать, что количество воды, заключенной в виде льда в толще вечной мерзлоты, исчисляется сотнями тысяч кубических километров, причем территория, занятая вечно мерзлыми грунтами, весьма своеобразна по тем процессам и явлениям, которые в ней наблюдаются.

Мерзлым грунтом или *мерзлой почвой* мы считаем такой грунт или такую почву, которые имеют отрицательную температуру и в которых вода полностью или частью находится в твердом состоянии, т. е. в виде льда.

Вода в почво-грунтах отличается от дистиллированной воды, с какой мы имеем дело в лабораториях, во-первых, тем, что она

---

[1]) В советской литературе вопрос этот впервые поднят Пархоменко [1].

по существу представляет собой раствор солей, имеющий в засоленных почвах достаточно большую, а в обыкновенных почво-грунтах — очень малую концентрацию, во-вторых, тем, что вода в почво-грунтах заключена в очень малых объемах, порах, соединенных между собой своеобразными капиллярами с чередованием расширений и сужений. В силу последнего обстоятельства значительная часть почво-грунтовой воды находится в особых пограничных условиях, в сфере действия силовых полей твердых частиц. Эта, как иногда говорят почвоведы и грунтоведы, «связанная» вода во многом отличается от воды «свободной», т. е. взятой в достаточном количестве. Из этих отличий мы укажем только на отличие в точках замерзания. В то время как дистиллированная вода, взятая в достаточном объеме, замерзает при 0°, связанная вода почво-грунтах замерзает при отрицательных температурах, отличающихся, как правило, от нуля на сотые и десятые доли градуса, а в некоторых случаях и на целые градусы; в очень тонких пленках вода не замерзает и при — 18° (Буюкос).

По времени существования почво-грунтов в мерзлом состоянии в природных условиях можно различать следующие типы: а) мерзлые грунты, существующие короткое время — дни, часы, а иногда и меньше, например, в условиях холодных ночей южных пустынь; b) сезонная мерзлота средних и высоких широт, ежегодно появляющаяся с наступлением зимы и оттаивающая полностью с наступлением весны и начала лета, и с) мерзлые грунты, остающиеся в таком состоянии непрерывно ряд лет от двух лет до десятков и сот тысячелетий.

Мерзлые почво-грунты первого типа — случайное явление, происходящее иногда не каждый год на данном месте; второго типа — явление, регулярно из года в год повторяющееся, и третьего — постоянное явление с точки зрения человеческой жизни и даже с исторической точки зрения; если же рассматривать этот последний тип в геологической истории Земли, то возможно и здесь найдется известная периодичность.

Между этими типами мерзлых грунтов, взятых по времени их существования, как и во всяких других явлениях, существуют переходные градации. Между первым и вторым типами найдем мерзлоту, длящуюся неделями; между вторым и третьим типами найдем такие мерзлые грунты, которые, появляясь осенью, исчезают не весной, а следующей осенью, когда верхние слои почвы уже начинают замерзать вновь. В дальнейшем мы не будем касаться первого типа, хотя с теоретической стороны и он представляет значительный интерес, второй тип будем рассматривать только по связи с третьим, а сосредоточим наше внимание на третьем типе мерзлых грунтов потому, что территории, занятые вечно мерзлыми грунтами, имеют специфически свойственные им особенности.

Анализируя наблюдения над вечной мерзлотой, мы встречаем случаи — редко в рыхлых грунтах и часто в сплошных скальных

Репозиторий наследия России

породах, — когда грунт или порода, находясь непрерывно при отрицательной температуре, не содержит в себе кристаллов льда.

Разумеется, что если вода попадет в такую среду, то, как правило, она переходит в кристаллическое состояние, реже только переохлаждается.

Для обобщения следует почвы, грунты или породы считать мерзлыми в тех случаях, когда они имеют температуру ниже нуля независимо от того, имеется ли лед в их составе.

При таком подходе мы обобщаем в одну категорию вечно мерзлых грунтов и толщи рыхлых пород, насыщенные или пересыщенные льдом, и грунты как рыхлые, так и скальные, не содержащие в себе льда, но имеющие длительно отрицательную температуру.

Слой почвы или породы, лежащий над слоем вечно мерзлого грунта и летом оттаивающий, а зимой вновь замерзающий, называется слоем летнего оттаивания или зимнего промерзания или деятельным слоем. Последнее название этот слой получил потому, что процессы, происходящие в этом слое, играют весьма важную роль во многих явлениях, совершающихся в почвах в области вечной мерзлоты.

§ 2. Географическое распространение вечной мерзлоты

Вечно мерзлые грунты находятся главным образом в приполярных областях, но только главным образом, так как, например, в Монголии занимаемая вечной мерзлотой территория доходит до 46° сев. широты, если говорить о вечной мерзлоте на незначительных высотах над уровнем моря. На горных возвышенностях мы находим вечную мерзлоту на Памире и, конечно, найдем ее и на высоких горах в экваториальных областях.

Определяя площадь всей территории, занятой вечной мерзлотой — и в Евразии, и в Америке с ее северными островами (Гренландия и другие), и антарктический материк и вершины гор, — мы получим примерно около 30 млн. $км^2$, что от всего количества суши (149 млн. $км^2$) составит 20%, т. е. пятую часть всей суши.

Территория, занятая вечной мерзлотой в пределах нашего Союза (рис. 200), расположена следующим образом: на Кольском полуострове, в западной его части, мы находим вечную мерзлоту только в торфяных буграх болот, — своеобразных продуктах динамических процессов в деятельном слое. В самих болотах, а также в минеральных грунтах вечная мерзлота в западной части полуострова встречается как очень редкое исключение. При продвижении на восток полуострова мы найдем на северо-востоке вечную мерзлоту кроме бугров и в торфах болот, и в отдельных случаях в минеральных грунтах. Относительно возвышенных мест полуострова мы на данный момент не имеем точных сведений.

Во всяком случае вечная мерзлота Кольского полуострова не может серьезно влиять на хозяйственное его освоение: так, при

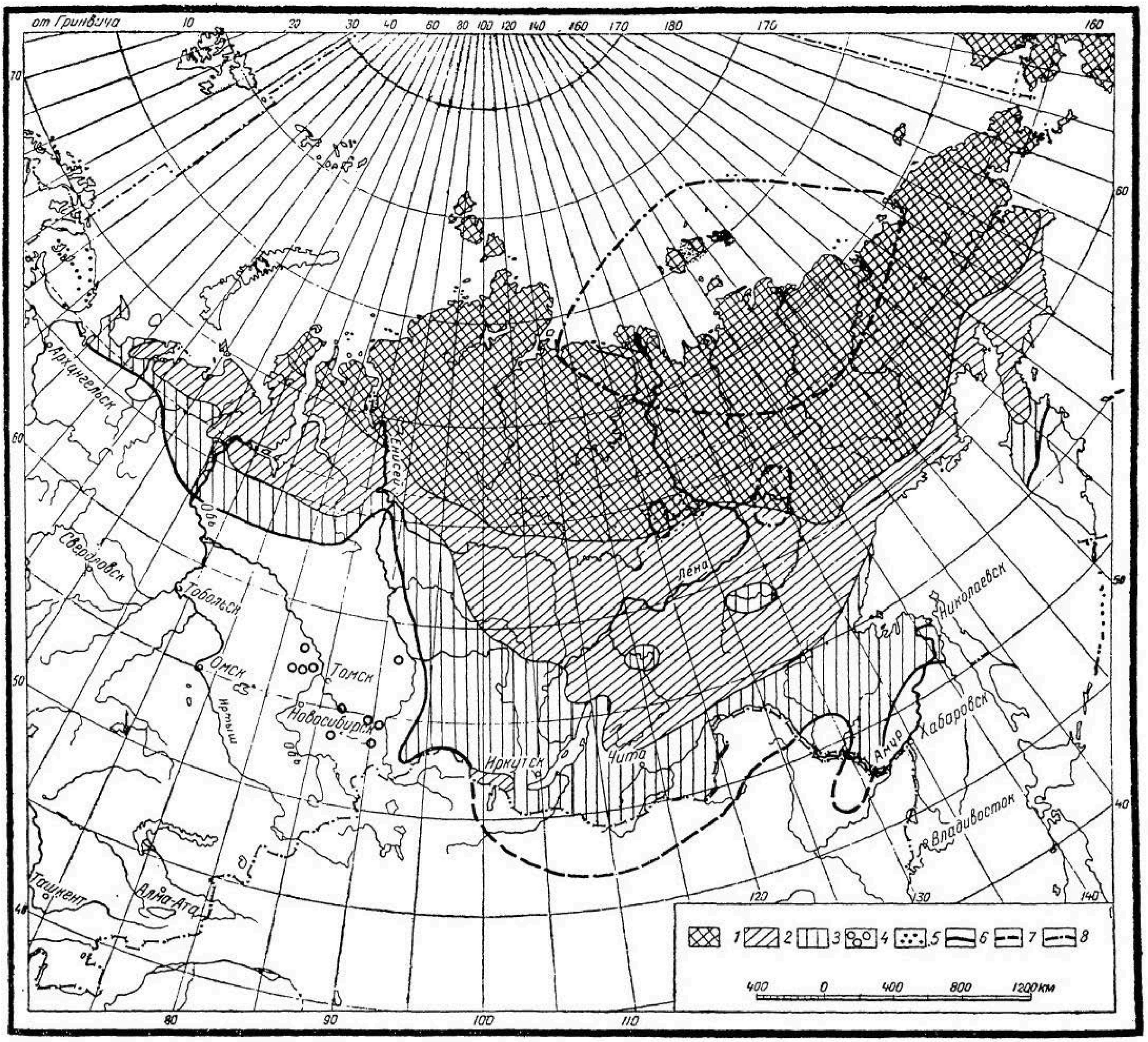


Рис. 200. Схематическая карта распределения вечной мерзлоты в Евразии с выделением районов по температурам грунта на глубине 10—15 *м*.

Обозначения: *1* — районы с температурой грунта на глубине 10—15 *м* преимущественно ниже —5° (районы сплошной вечной мерзлоты); *2* — районы с температурой грунта на глубине 10—15 *м* от —5 до —1,5° (вечная мерзлота с островами таликов); *3* — районы с температурой грунта на глубине 10—15 *м* выше 1,5° (острова таликов среди вечной мерзлоты и на юге — острова вечной мерзлоты среди талых грунтов); *4* — отдельные острова вечной мерзлоты; *5* — вечная мерзлота лишь в буграх торфяных болот; *6* — южная граница вечной мерзлоты в СССР; *7* — южная граница вечной мерзлоты за пределами СССР; *8* — граница районов значительных толщ льда в вечно мерзлой почве.

всех сооружениях, связанных с Нивастроем и с апатитовыми разработками, можно сказать, и не заметили вечной мерзлоты, то же нужно сказать и о совхозе «Индустрия». При дальнейшем освоении полуострова, когда войдут в эксплоатацию бугристые болота, или при проложении дорог через них придется считаться отчасти и с вечной мерзлотой.

К востоку от Белого моря территория, занятая вечной мерзлотой, с юга ограничивается линией, начинающейся у горла Белого моря, далее переходящей р. Мезень у ее устья, Печору под $66^1/_2^\circ$ сев. широты. От Печоры южная граница, направляясь к юго-востоку, пересекает Урал и выходит на Обь несколько южнее Березова. От Оби южная граница выпуклой к югу линией идет к Туруханску на Енисее.

От Туруханска южная граница резко поворачивает к югу вдоль правого берега Енисея и выходит за пределы Союза, оставляя озеро Косогол к востоку. В Монголии южная граница идет километров на 60—100 южнее Улан-Батора и, пройдя по Манчжоу-Го, входит в наши пределы западнее Благовещенска. На прилагаемой карте видно, какие территории захватываются вечной мерзлотой на Дальнем Востоке, где южная граница упирается в Татарский пролив против оз. Кизи.

Вдоль отмеченной южной границы тянется полоса, в которой талики (места без вечной мерзлоты) занимают большее пространство, чем вечная мерзлота; к северу распространение вечной мерзлоты усиливается, и в Европейской части Союза на западных предгорьях Урала, а в Азии на всем пространстве от Урала до Енисея вечная мерзлота становится географически сплошной. На всей указанной территории при всяком строительстве — и промышленном, и дорожном, и сельско-хозяйственном — уже нельзя не считаться с вечной мерзлотой.

До сих пор точно не выяснено, есть ли вечная мерзлота на Сахалине; точно так же на Камчатке мы проводим южную границу условно.

Помимо этого огромного массива вечной мерзлоты, окаймленного вдоль южной границы гирляндой «островов», имеются отдельные участки — отдельные острова, находящиеся вдали от общего массива и также занятые вечной мерзлотой. На карте видно, что часть таких островов лежит близко к общему массиву, часть же [1]) удалена на значительное расстояние (Урал, Кавказ, Памир). Эти последние острова расположены на высотах гор. Памирский остров занимает площадь (по неопубликованным данным С. И. Клунникова) около 200 тыс. $км^2$.

Всего в нашем Союзе вечной мерзлотой занято около 10 млн. $км^2$, что составляет 47% всей территории Союза[2]).

---

[1]) На карте для экономии места не указаны районы Казбека и Арарата.

[2]) Подробнее о распределении вечной мерзлоты — см. [2].

§ 3. Мощность вечной мерзлоты

Поверхность, отделяющая вечную мерзлоту от деятельного слоя, называется верхней поверхностью или верхней границей вечной мерзлоты, а поверхность, отделяющая толщу вечно мерзлого грунта от глубже лежащих талых пород, называется нижней границей или нижней поверхностью вечной мерзлоты.

В каждом данном пункте расстояние по вертикали между верхней и нижней поверхностями вечной мерзлоты, измеренное в единицах длины, называется *мощностью* вечной мерзлоты. Ясно, что на огромном очерченном выше пространстве (см. карту), занятом вечно мерзлыми грунтами, мощность ее должна быть различной, и ясно, что к южным пределам этой территории мощность должна сходить на-нет.

В табл. LXXII (стр. 465) мы приводим несколько пунктов, где мощность вечной мерзлоты определена или непосредственно или приблизительно вычислена по геотермической ступени.

§ 4. Типы льда, заключенного в вечно мерзлой толще

Если положить среднюю мощность вечной мерзлоты на всей территории, занятой ею в пределах СССР, в 50 *м*, что не будет преувеличением, то оказывается, что 500 000 *км*^{3} породы находятся непрерывно при отрицательной температуре. Отрицательные температуры вечно мерзлых пород служат причиной того, что вода в них переходит в твердую фазу — лед, — теряет вследствие этого подвижность и становится такой же составной частью грунта, как слюда, полевой шпат, кварц и др. В породах твердых лед находится в крупных трещинах; что же касается мельчайших пор в твердых породах, то мы не знаем пока, в жидком (переохлажденном) или в твердом состоянии находится в них вода; надо думать, что в вечно мерзлых породах — скорее в твердом, чем в жидком виде. В каменных нагромождениях (верхних выветренных слоях твердых пород), в каменных россыпях и осыпях лед в чистом виде или в виде составной части грунта часто заполняет также пустоты между отдельностями россыпей.

В рыхлых грунтах льдом или бывают заняты поры грунта, или же лед в грунтах расположен крупными кристаллами (рис. 201), или прослойками той или иной толщины (рис. 202) и, наконец, в толще вечной мерзлоты лед местами залегает мощными пластами до десятков метров толщины. Эти последние слои часто носят название погребенного льда, каменного льда. Мы даем следующую классификацию льда, находящегося в толще вечно мерзлых пород.

А. Ледяные массы (и вообще твердая фаза воды), образовавшиеся на дневной поверхности почвы и затем уже попавшие в толщу грунта. К ним наиболее подходит термин *погребенные льды*. К этому виду можно отнести следующие разновидности:

а) Занесенные грунтом ледниковые льды. Эти ледяные массы, следовательно, сохраняются в грунте от ледниковых эпох до наших

Таблица LXXII

Мощность вечной мерзлоты

Районы и места наблюдений	Мощность вечной мерзлоты (в метрах)	Каким методом получена и пройден ли слой вечно мерзлой толщи	От кого получены сведения
I. Европейская часть Союза			
1. Рудник Воркута	131	В шахт; пройден	В. К. Яновский
2. Сел. Воркута—вом на р. Усе	22,5	Бурением; пройден	П. Г. Датский
II. Крайний север Сибири			
1. Амдерма	350	До 230 *м* — бурением; глубже — экстраполяцией по температуре	В. М. Пономарев
2. Усть-Енисейский порт	112	Экстраполяцией по температуре	Н. А. Цытович
3. Устье р. Анадырь	100	Экстраполяцией по температуре	С. П. Качурин и П. Ф. Швецов
III. Якутская АССР			
1. Якутск	114	Шурфованием; не пройден	Акад. Миддендорф
IV. Забайкалье			
1. Ст. Бушулей	66—67	Бурением; пройден	В. Б. Шостакович
V. Дальне-Восточный край			
1. Ст. Талдан	70—71	Бурением; пройден	В. Б. Шостакович
2. Оз. Кизи	1—2	Шурфованием; пройден	М. И. Сумгин по данным И. К. Сташевского
VI. Район к западу от Байкала			
1. Переселенч. уч. Вершинный	30—31	Бурением; пройден	В. Б. Шостакович
2. По линии Тайшет-Надун	1—2	Бурением; пройден	В. Г. Петров
3. Вершины гор Алиберовский рудник	100	Экстраполяцией по температуре	И. И. Орешкин

дней. Сюда надо отнести льды Новосибирского архипелага, льды побережья Северного ледовитого океана к востоку от устья Лены, льды водораздела Лена-Алдан. Эти погребенные льды занимают обширные площади.

b) Погребенные снежники. Случаи занесенных грунтом снежников чаще попадаются на севере. Площади распространения их невелики, но мощность может быть значительной.

c) Лед наледных полей, занесенный грунтом. Это — очень частое явление, свойственное всей области вечной мерзлоты. Площади, занимаемые таким льдом, незначительны. Характерным признаком таких льдов является их слоистость.

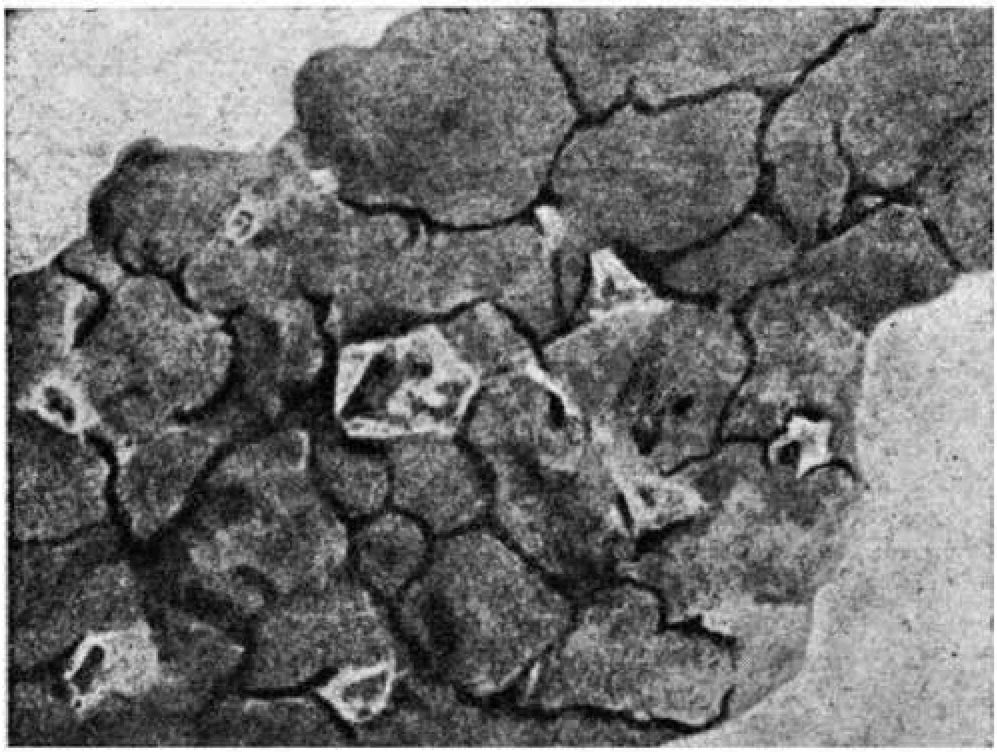


Рис. 201. Кристаллы льда в мерзлом грунте (Игарка; рис. Н. И. Быкова).

d) Занесенные грунтом замерзшие озера. Одно такое озеро на крайнем севере Якутской АССР упоминается в описании путешествия Врангеля.

e) Выброшенный на берег и занесенный грунтом речной лед.

f) Занесенный грунтом морской лед.

B. Ледяные массы, образовавшиеся от замерзания воды в самом грунте. К этому виду можно отнести следующие разновидности:

a) Лед, образовавшийся внутри наледных бугров. Площади, занимаемые таким льдом, незначительны.

b) Лед, получившийся от замерзания надмерзлотных вод. Такие льды не образуют мощных пластов, но могут занимать значительные площади.

c) Лед от замерзшей межмерзлотной воды.

d) Ледяные кристаллы и прослойки, образовавшиеся в результате замерзания воды, увлажнявшей когда-то талые слои грунта,

перешедшие затем в вечно мерзлое состояние (см. рис. 201 и 202).

е) Лед, образовавшийся в результате перехода паров воды в твердое состояние по схеме:

пар — жидкость — твердое тело (лед).

С. Сублимационный лед — образование, возможное теоретически по схеме

лед — пар — лед.

D. Наконец, лед, образовавшийся двумя или несколькими из вышеприведенных способов. Например, мыслимо озеро, замерзшее не на всю глубину. Оно заносится грунтом и остается в погребенном состоянии. Оставшаяся незамерзшей вода озера замерзает уже внутри грунта. Таким образом масса льда, покрывавшая воду озера, попала в грунт в твердом виде; находившаяся подо льдом вода в жидком виде и замерзла уже в грунте. Полученная общая масса льда принадлежит к двум видам — первому и второму.

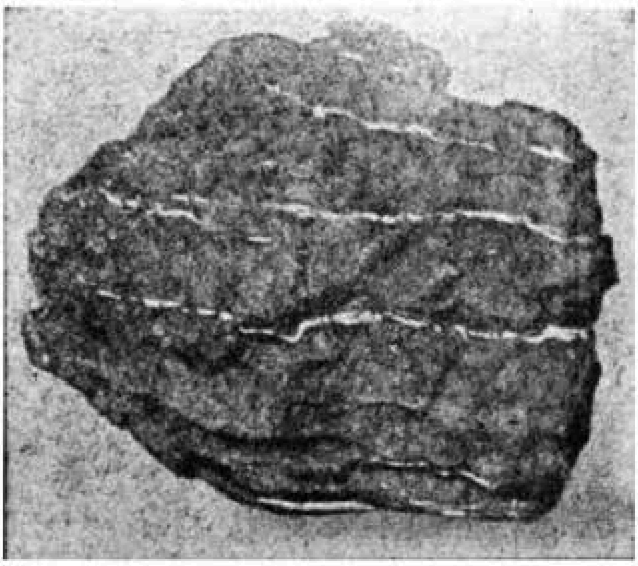


Рис. 202. Кусок глины (толщиной 15 см) с прослойками льда.

На территории, занятой вечной мерзлотой, местами встречаются большие площади, где верхние слои литосферы сложены мощными толщами льда, прикрытыми слоями грунта незначительной мощности. На нашей карте вечной мерзлоты отмечено несколько таких районов. Мелкие же массы льда в грунте представляют частое явление в области вечной мерзлоты.

В отношении стратиграфии мощные ледяные слои составляют везде часть четвертичных отложений. Дадим один-два примера описания залегания погребенных льдов на побережье Северного ледовитого океана из работы Воллосовича [2].

«В обрыве западного берега озера Ураса-Кюель, осмотренного на пути между Русским Устьем и р. Гусиной и расположенного в 50 верстах (53 *км*) к северо-западу от первого, встречено следующее чередование четвертичных отложений:

Поверхностный тундряный слой, мощностью около трех вершков (15 *см*), лежит на светлосерых, слегка сланцеватых илистых глинах, заключающих прослойки, окрашенные в красно-бурый цвет окисью железа, как и на р. Сапга-Юрях под мамонтовым горизонтом. Мощность этого слоя здесь около трех футов (90 *см*). Ниже он переходит в серые илистые наносы с очень мелкими Valvata.

Этот слой лежит на желтых илистых наносах с прослойками льда, под которым залегает лед. Лед внизу обрыва лежит сплошной массой и, повидимому, уходит под дно озера».

В других случаях льды прикрыты совсем тонкими четвертичными отложениями. Такой же порядок напластований наблюдается и в других местах залегания мощных пластов льда [1]).

Но как бы ни были с естественно-исторической стороны интересны эти остатки ледников начала четвертичной эпохи, сохранившиеся до наших дней, не они важны в практическом отношении; их в большинстве случаев можно избежать, выбрав место для строительства без льдов. В практическом отношении важен лед второго типа четвертой разновидности — ледяные кристаллы и прослойки, получившиеся в грунте во время процесса образования толщи вечно мерзлого грунта. Эти ледяные образования представляют собой массовое явление; они встречаются везде и всюду, в строительном отношении играют огромную роль и их нельзя обойти молчанием.

§ 5. Количественные характеристики мерзлых грунтов

Ввиду резкого отличия свойств талых грунтов от свойств мерзлых грунтов приходится вводить особые характеристики мерзлых грунтов. При этом можно считать лед компонентой, равноправной минеральной составляющей грунта; разница только в том, что физические свойства минеральных частиц и льда — в особенности точка плавления их — будут различны; можно также отличать лед от минеральных частиц, объединяя его с водой.

Если при рассмотрении мерзлого грунта исходить из того его мерзлого состояния, которое встречается в природе, то его следовало бы взять как одно целое, составленное из совокупности четырех составляющих: минеральной части, льда, воды и воздуха, брать в целом, как четырехфазную систему.

Составляющие мерзлого грунта могут находиться в нем в разных пропорциях. Так, лед по обычному определению мерзлого грунта не может быть в нулевых количествах, но может занимать все 100% объема; минеральная часть грунта может быть в нулевых количествах, но не может — по условиям рыхлых грунтов и по нашему определению мерзлого грунта — занимать все 100%; вода в жидкой фазе и воздух могут быть в нулевых количествах, но не могут — ни в отдельности, ни вместе — занимать все 100% объема мерзлого грунта.

При переменном составе мерзлого грунта как со стороны минерального, так ледяного и других его компонентов, при сложности процессов образования мерзлых грунтов трудно, если не невозможно, получить для них стандартные величины удельного веса подобно удельным весам, например, меди, железа и т. д., да и того же льда в чистом виде.

---

[1]) Другие примеры см. например [4,5,6]).

При известных условиях могут быть и бывают мерзлые грунты, пористость которых равна нулю.

Рассматривая такие грунты, мы можем себе представить ряд их, на одном конце которого находится чистый лед (если приравнивать его к минеральной составляющей грунта), а на другом конце — грунт, все поры которого полностью заполнены льдом. Удельный вес такого мерзлого грунта определить уже легче.

В этом ряду переменными составными частями грунта будут лед и минеральная составляющая грунта. Идя в ряду от чистого льда, мы придем к нижнему пределу его содержания, когда он заполняет все поры данного грунта при наименьшей его пористости. Удельный вес такого ряда грунтов будет также переменной величиной, причем для чистого льда эта величина будет меньше единицы. Здесь сказывается глубокая разница между мерзлыми грунтами и талыми, для которых при минеральном составе (неорганическом) твердой части удельный вес всегда больше единицы.

С добавлением в чистый лед минеральных частиц его удельный вес будет увеличиваться и достигнет максимума при принятом нами минимуме количества льда (лед занимает все поры полностью).

Обозначим через m долю объема мерзлого грунта, занимаемую минеральной составляющей, через $n_л$ — объем льда, через $n_в$ — объем воды и через p — объем пор, причем будем m, $n_л$, $n_в$ и p выражать в процентах. Обозначим далее через Δ_m, $\Delta_л$ и $\Delta_в$ — удельные веса первых трех составляющих и будем считать удельный вес воздуха практически равным нулю. Введем понятие об объемном весе γ мерзлого грунта, понимая под ним вес единицы объема в его естественном состоянии при наличной его влажности, и аналогично тому, как это делается в механике грунтов и в почвоведении, — об удельном весе Δ мерзлого грунта, понимая под ним вес единицы объема его без пор. Заметим, что непосредственно из опыта легко найти только объемный вес γ.

Из этих определений и из того, что

$$m + n_л + n_в + p = 100, \tag{1}$$

следует, что

$$\gamma = m\Delta_m + n_л\Delta_л + n_в\Delta_в, \tag{2}$$

$$\Delta = \frac{m\Delta_m + n_л\Delta_л + n_в\Delta_в}{m + n_л + n_в}. \tag{3}$$

Так как $m + n_л + n_в < 100$, то отсюда ясно, что пока $p > 0$, Δ будет больше γ.

Если считать, что вся вода находится в виде льда, то будем иметь следующие ряды изменений количества компонент, начиная от чистого льда:

По объему ряд льда от 1 уменьшается до $n = (1-m)$, а ряд минеральной составляющей грунта увеличивается от 0 до m.

Так как при $n_л + n_в = 0$, т. е. при отсутствии льда и воды, Δ становится равным Δ_m, а при отсутствии минеральных частей Δ становится равным $\Delta_л$, то из формул (2) и (3) следует, что удельный вес такого ряда мерзлого грунта будет меняться от $\Delta_л$ до $\Delta_m + \Delta_л(1-m)$, а объемный вес будет совпадать с удельным.

Если мы введем и воду, которая может находиться в мерзлом грунте в жидком виде, то мы будем иметь пористый мерзлый грунт, поры которого заняты водой (по аналогии с талым грунтом). Однако удельный вес и таких грунтов, если поры полностью будут заняты водой, будет примерно совпадать с их объемным весом.

Для грунтов же, имеющих поры и пустоты, не заполненные или заполненные водой, объемный вес может значительно отличаться от удельного веса принятого нами типа грунта, а именно [3], объемный вес будет в таких случаях всегда меньше удельного веса.

В природных условиях в деятельном слое мы часто будем встречаться со случаями, когда взятые из него образцы будут содержать поры разного размера и в этих случаях объемные веса будут меньше удельных весов образцов. В толще же вечной мерзлоты будут — и возможно нередко — и такие случаи, когда образцы грунта будут иметь нулевую пористость и, следовательно, в таких случаях объемный вес будет выражать и удельный вес мерзлого грунта.

Так как удельный вес мерзлого грунта по нашему предложению есть вес единицы объема мерзлого грунта без пор, то можно выразить удельный вес мерзлого грунта через составляющие его компоненты.

Выражая вес образца мерзлого грунта через a, вес льда и воды в нем через b, вес воды, не перешедшей в лед, через β, получим удельный вес

$$\Delta = \frac{a - \beta}{\frac{a-b}{\Delta_m} + \frac{b-\beta}{\Delta_л}} \tag{4}$$

или, полагая для упрощения $\beta = 0$:

$$\Delta = \frac{a}{\frac{a-b}{\Delta_m} + \frac{b}{\Delta_л}}. \tag{5}$$

Отсюда видно, что удельный вес мерзлого грунта Δ в нашем понимании может колебаться в пределах удельных весов льда и минеральной части грунта:

$$\Delta_л \leqslant \Delta \leqslant \Delta_m. \tag{6}$$

При полевых определениях для вечно мерзлого грунта в качестве первого грубого приближения придется пользоваться объемным весом и считать его равным удельному. Чтобы при этом несколько смягчить ошибку, следует принять этот грубый метод только в тех случаях, когда по осмотру окажется, что значительных пустот в грунте не имеется.

Наиболее существенной характеристикой мерзлого грунта является его *влажность*. Этот термин, как и другие, переносится на мерзлые грунты с талых грунтов, для которых он ясен. Для мерзлых, быть может, следовало бы заменить термин влажность другим, более соответствующим термином, например, *ледовость*, *льдистость*, *ледянистость* и т. п. Для коэфициента насыщенности грунта или, как другие говорят, относительной влажности можно применять термин *льдонасыщенность*, предложенный Н. А. Цытовичем.

Выдвигая задачу выработки нового термина для мерзлых грунтов вместо термина «влажность», мы будем пока пользоваться старым термином. Вместо *влагоемкости* для талых грунтов для мерзлых можно предложить *ледоемкость* или *полную ледоемкость*.

При анализе льдистости или влажности мерзлого грунта мы будем трактовать лед как твердую фазу воды, объединяя ее с жидкой фазой воды, если она есть в мерзлом грунте, и воду в этом объединении противопоставим минеральной части грунта, определяя весовую и объемную влажность (льдистость).

Для талых грунтов формула весовой влажности выражается следующим образом:

$$e = \frac{g_1 - g_2}{g_2}, \tag{7}$$

где e — весовая влажность, g_1 — вес пробы грунта в естественно влажном состоянии (на момент исследования), g_2 — вес пробы грунта, высушенного при 105° до постоянного веса.

Так как по вышеуказанному в мерзлом грунте g_2 может меняться от нуля до g_1, а следовательно, выражение $g_1 - g_2$ может меняться от g_1 до нуля, то, применяя формулу для весовой влажности талых грунтов к мерзлым, получим, что правая часть уравнения (7) будет меняться от нуля при $g_2 = g_1$ до бесконечности при $g_2 = 0$. Вот почему в полевой практике мы находим числа весовой влажности мерзлых грунтов (выраженные в процентах) в 300—500—700 и больше процента — до многих тысяч — по отношению к сухой навеске.

Этим мерзлые грунты резко отличаются от талых: в первых указанные проценты совсем не редкость, во вторых — редко встречаются грунты, влажность которых достигает 100% (не считая торфов). Правда, легко себе представить, что если взять воду Сыр-Дарьи, несущую временами огромное количество мути, и определить отношение весов воды и взвешенных в ней минеральных частиц, то получится очень большая величина, но никто не назовет воду Сырь-Дарьи грунтом. Между тем чистый лед с весовой влажностью, равной бесконечности, будет при отрицательных температурах сравнительно мало отличаться от грунта, содержащего льда 300—500% по отношению к сухой навеске. Только смена температур на положительные покажет разницу в этих грунтах, но при положительных температурах не будет уже и мерзлого грунта.

Можно избежать огромных процентов весовой влажности, если относить вес находящейся в грунте воды не к весу минеральной части грунта, а к весу пробы грунта в естественно влажном состоянии, т. е. вместо формулы (7) принимать за e при тех же обозначениях

$$e = \frac{g_1 - g_2}{g_1}. \tag{8}$$

При этих условиях при изменении g_2 от 0 до g_1 влажность будет меняться от единицы (или 100%) до нуля.

Объемная влажность талых грунтов определяется по формуле

$$e_0 = e\delta, \tag{9}$$

где e_0 — объемная, а e — весовая влажность грунта, δ — объемный вес скелета талого грунта.

И для мерзлых грунтов можно при обычных влажностях применить эту же формулу, но только именно при обычных влажностях. Вообще же эта формула для мерзлых грунтов непригодна. В самом деле, возьмем упоминавшийся нами раньше ряд образцов мерзлого грунта, в которых доля воды все увеличивается, а доля минеральных частиц уменьшается. Если применить к этому ряду образцов формулу талых грунтов, мы получим ряд произведений, в которых один множитель (e) возрастает до бесконечности, а другой (δ) уменьшается до нуля. В пределе мы получим $\infty \cdot 0$, т. е. неопределенность, тогда как в природе будем иметь весь объем мерзлого грунта, занятый льдом, т. е. вполне конкретный объект — лед.

Объемную влажность мерзлого грунта можно выразить в виде отношения объема льда (и незамерзшей воды), находящегося в образце, ко всему объему образца, считая, что этот объем образца включает в себя и лед, и минеральную часть.

При прежних обозначениях объем льда в образце равен $\frac{b - \beta}{\Delta_л}$, а объем всей воды в твердой и жидкой фазах будет $\frac{b - \beta}{\Delta_л} + \beta$.

Объемная влажность в новой ее трактовке выразится формулой

$$e_0 = \frac{\frac{b - \beta}{\Delta_л} + \beta}{v}. \tag{10}$$

Если принять объем образца за единицу и $\beta = 0$, получим упрощенную формулу

$$e_0 = \frac{b}{\Delta_л}. \tag{11}$$

При таком подходе мы получим рациональную величину объемной влажности и в случае чистого льда. Чтобы получить объемную влажность в процентах, нужно только величины, полученные выше, помножить на 100.

Из сказанного получается, что максимальные влажности для мерзлых грунтов определяются: обычная весовая — бесконечностью, а объемная — единицей (или 100%). По второму нами указанному методу весовая максимальная влажность также равна единице.

Следовательно, льдонасыщенность для мерзлых грунтов, если ее брать аналогично с общепринятой весовой водонасыщенностью талых грунтов, не всегда может быть определена, так как в знаменателе дроби, выражающей льдонасыщенность, может стоять бесконечно большая величина.

В самом деле, для талых грунтов насыщенность выразится формулой

$$g = \frac{e}{e_{\text{п}}}, \tag{12}$$

где e — весовая влажность грунта в данный момент, а $e_{\text{п}}$ — полная влагоемкость, определенная принятым весовым способом.

Для мерзлых грунтов $e_{\text{п}}$ может быть, как мы говорили, равной бесконечности (максимальная весовая влагоемкость по общепринятому методу).

Объемная влажность (льдистость) мерзлого грунта в том выражении, которое этому свойству дано нами, есть в то же время и объемная льдонасыщенность его.

§ 6. Миграция воды в процессе замерзания грунта

Пропитанный ледяными включениями пласт вечно мерзлого грунта, залегающий на некоторой глубине под дневной поверхностью, ставит находящийся над ним деятельный слой в особые условия. Летом, когда деятельный слой оттаивает, в почво-грунтах создается как бы перегонный аппарат, конденсатором которого служит пласт вечной мерзлоты, находящийся постоянно при отрицательной температуре. Следовательно, пары воды, находящиеся в порах талого деятельного слоя, устремляются к поверхности мерзлого слоя, где и конденсируются. Процесс этот, механизм которого вполне ясен, с количественной стороны еще не изучен. Но многочисленными наблюдениями в области вечной мерзлоты подтверждено, что над мерзлым слоем весьма часто встречается или переувлажненный грунт, или даже поток так называемой надмерзлотной воды, часть которой, несомненно, конденсационного происхождения.

Скопление же воды над слоем вечной мерзлоты есть следствие того, что вечная мерзлота практически водонепроницаема.

Нужно различать двоякого характера водопроницаемость мерзлых грунтов: или вода проходит через мерзлый грунт, не переводя его отрицательных температур в положительные, — это может быть тогда, когда сквозь мерзлый грунт идет переохлажденная вода или вода минеральная, имеющая отрицательные температуры, — или же вода проходит через мерзлый грунт, протаивая для себя в нем ходы или проходя по уже имеющимся ходам; при этом она обогревает стенки последних и тем нарушает в этих стенках мерзлое состояние грунта. В природе бывает чаще именно этот второй вариант, но может быть и первый вариант водопроницаемости мерзлых грунтов.

В области вечной мерзлоты и по отношению к водопроницаемости, как и в других случаях, нужно резко отличать деятельный слой и толщу вечно мерзлых грунтов. Первый, ежегодно оттаивая, замерзая и образуя поры замерзания, более водопроницаем, чем толща мерзлого грунта, постоянно остающаяся при отрицательных температурах, вследствие чего в большинстве случаев она представляет собой за редкими исключениями практически водонепроницаемую компактную массу. Циркуляция воды в толще вечной мерзлоты происходит по талым ходам, пронизывающим местами вечную мерзлоту. Лишь в особых случаях, где встречаются таликовые острова, или «псевдоострова», влага может двигаться вглубь литосферы на значительную величину.

До сих пор мы говорили о самых общих процессах передвижения влаги в деятельном слое области вечной мерзлоты и притом за то время, когда деятельный слой находится в талом состоянии. При замерзании деятельного слоя процессы миграции влаги в грунтах усиливаются и в то же время усложняются.

В талых грунтах передвижение влаги прекрасно разработано А. Ф. Лебедевым [7]. В частности от признал передвижение воды в почвах в виде пара всеобщим способом передвижения.

В отношении поведения влаги в грунтах во время их замерзания среди большинства советстких ученых до самого последнего времени царила теория фиксации, по которой влага в некоторой точке почво-грунта закрепляется в ней морозом таким образом, что количественно влага в данной точке остается без изменения, меняя лишь свое жидкое состояние на твердое.

В настоящее время по работам советских и заграничных ученых теория фиксации морозом влаги в почве отброшена и полностью признается теория миграции, т. е. теория функциональной зависимости между влажностью мерзлой почвы и процессом ее промерзания.

Теория эта имеет много общего с миграцией влаги в талых грунтах, но имеет и свои особенности и в количественном, и в качественном отношениях, что мы и увидим ниже.

В замерзающих и мерзлых грунтах вода может передвигаться во всех трех ее состояниях: в виде пара, жидкости и льда.

В виде пара вода передвигается под влиянием градиента упругости паров для некоторых двух точек, а градиент в свою очередь обусловливается тремя причинами: разностью температур, формой поверхности (закон Томсона) и состоянием вещества.

Мы уже говорили о передвижении воды в виде паров в деятельном слое летом, когда он находится в талом состоянии. В процессе замерзания грунта или почвы это передвижение усиливается. В самом деле, когда верхние слои почво-грунта начинают замерзать, то в грунте образуются два слоя с отрицательной температурой[1]): сверху слой сезонной, снизу пласт вечной мерзлоты. До момента слияния сезонной мерзлоты с вечной имеются разности температур между незамерзшей талой частью деятельного слоя, сезонной мерзлотой наверху и вечной внизу. Поэтому должно быть два потока паров воды, направленных один вверх — к сезонной мерзлоте, другой вниз — к вечной мерзлоте, причем последний есть тот же самый поток, который был и до появления сезонной мерзлоты. В результате верхние части сезонной мерзлоты увеличивают свою влажность за счет нижележащих талых грунтов.

Передвижение паров воды под влиянием разности упругости их, вызванной разностью температур, происходит, как мы говорили выше, и в талых грунтах, но в них результатом конденсации паров может быть только жидкость, а в замерзающих и мерзлых грунтах — лед.

По формуле Томсона — см. § 5 гл. I — получается, что при одновременном наличии, с одной стороны, выпуклых, а с другой, — плоских и вогнутых поверхностей пары воды будут передвигаться от первых к вторым. Точно так же при одновременном наличии только выпуклых или только вогнутых поверхностей пары воды будут передвигаться от одной поверхности к другой в зависимости от их кривизны.

В формулу Томсона, температура явным образом не входит, следовательно, явление перехода паров в зависимости от формы поверхности может происходить и при одинаковых температурах и даже до известной степени и вопреки разности температур.

Исходя из закона Томсона, нельзя законсервировать снежинку, так как снежинки имеют очень острые (резко выпуклые) края, что опытом доказал Б. П. Вейнберг [8]. Он совместно с В. Д. Дудецким помещал снежинки в герметически закрытую влажную камеру, где пар поддерживался в насыщенном состоянии, и наблюдал за ними в микроскоп. «Каждая снежинка обнаруживала постепенно закругление острых краев и постепенное превращение в кусочек льда неправильной формы». На основании своих опытов Вейнберг заключает, что «острый край снежинки не может существовать при ее покое, тем более, что и в соответствии с формулой

[1]) Все наши рассуждения относятся к области вечной мерзлоты.

Томсона упругость пара на ребре кристалла вообще (и снежинки в частности) должна быть, если не бесконечно, то чрезвычайно большой».

Передвижение паров по закону Томсона может быть и в талых и в мерзлых грунтах; разница только в том, что во втором случае конечным продуктом будет твердое тело — лед.

Передвижение паров воды вследствие различия в состоянии вещества должно происходить в мерзлых грунтах при сосуществовании в грунте одновременно переохлажденной воды и льда хотя бы и при одинаковых температурах, вследствие того что упругость насыщающих пространство паров у льда меньше, чем у переохлажденной воды при той же температуре.

На этом основании при соседстве льда и переохлажденной воды в грунте превращение последней в лед может происходить двумя путями: и из жидкости, посредством кристаллизации, и из паров, посредством перегонки, так как разность упругости паров вызывает возгонку их, а наличие отрицательных температур дает возможность перегоняемым парам обращаться непосредственно в твердое тело — лед.

Этот вид миграции воды присущ только грунтам в мерзлом состоянии, так как требует наличия и льда, и отрицательных температур.

Миграция воды в замерзающих грунтах может происходить и происходит и в виде жидкости, как мы увидим ниже, в огромных количествах.

Это передвижение идет, во-первых, в процессе замерзания воды под влиянием сил кристаллизации и, во-вторых, под влиянием напряжений, создающихся в замерзающих грунтах вследствие расширения воды при переходе ее в лед.

Первый тип передвижения воды в жидком виде разработан преимущественно иностранными учеными, в частности Тебером [9, 10], второй тип — преимущественно советскими учеными (Сукачев, Сумгин [11]).

Тебер [9] излагает механизм передвижения воды при ее кристаллизации следующим образом: «Растущий кристалл льда находится в соприкосновении с тонкой пленкой воды, подобной адсорбированному слою, который образуется на многих других твердых телах, проходящих в соприкосновение с водой. Когда одна молекула в пленке ориентируется и притягивается к кристаллу, на ее место становится другая из прилежащего участка жидкости. Так поддерживается цельность пленки».

В другом месте Тебер [10], говоря о наращивании кристаллов в верхних слоях грунта за счет воды, подходящей к кристаллам из нижних незамерзших слоев грунта, указывает на обстановку этого наращивания: «Чтобы построить вверху слой льда, который состоит из многих призматических кристаллов, капилляры, доставляющие воду, должны помещаться тесно».

Однако нужно сказать, что в отношении передвижения воды под влиянием сил кристаллизации имеются неплохие описания, но выяснения сущности явления пока еще нет.

Передвижение воды в замерзающих грунтах под влиянием напряжений в них доказывается как многочисленными лабораторными опытами, так и наблюдениями в природных условиях в области вечной мерзлоты.

Наконец, передвижение льда в мерзлых грунтах может совершаться для данной точки под влиянием внешней силы — давления, — получающегося в результате нагрузки, или, например, от напряжений, действующих при наледных процессах.

Дадим несколько примеров, иллюстрирующих миграцию влаги в грунтах при их замораживании.

Сумгин [11] для опытов брал песок бузулукского бора следующего гранулометрического состава:

Фракция в *мм*	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005
Количества в % ко всей навеске	55,62	37,40	0,73	6,03	0,22

Песок этот накладывался в медные цилиндры с дырчатым дном, в которых затем капиллярно увлажнялся до постоянного веса. Затем цилиндр с увлажненным таким образом песком подвергался промораживанию при температурах от —12° до —17° и промерзал полностью примерно в 4—5 часов. Когда талый увлажненный песок ставился на промораживание, то верхняя его поверхность была влажной, но никакого водяного слоя на ней не было, так как переувлажнения сверх капиллярной влагоемкости в этих опытах не было. В процессе же замерзания на верхней поверхности песка выступала вода, которая и замерзала на ней слоем до 2, иногда до 3 *мм* толщины. Этот слой обычно не занимал всей верхней поверхности песка, а примерно треть или половину ее (рис. 203). Поверхность песка слегка вспучивалась, и на этой пучности иногда замечались холмики, через которые вода тоненькими струйками выливалась и разливалась по поверхности песка.



Рис. 203. Результаты опыта Сумгина над замораживанием увлажненного песка.

Песок морозился со всех сторон. Передвижение воды в жидком виде в процессе замерзания грунта было в буквальном смысле очевидное, причем вода двигалась вопреки закону тяготения.

Иогансон [12] взял образец почвы с равномерной по всему образцу влажностью 31,6% и замораживал его так, чтобы он замерзал постепенно сверху вниз, как замерзает почва в натуре. Через

24 часа Иогансон, определив послойно влажности в своем замерзшем образце, получил такие результаты:

Глубина взятия пробы в образце в *см*	Процент влажности
0— 3	46,0
3— 6	28,3
10—13	28,9
20—20	29,6

Как видим, влага мигрировала в образце Иогансона в самый верхний слой образца (цитировано по Добровольскому [13]).

Тебер в своих опытах с промораживанием грунтов влажности верхних слоев грунта не определял, считая миграцию воды из нижних слоев в верхние при наличии в них ледяных слоев очевидной. Влажность у него получалась следующей:

Номера опытов	Влажность нижних слоев глины в процентах	
	до замораживания	после замораживания
1	29,0	20,8
2	25,8	19,9
3	24,2	18,3
4	23,2	18,3

Как видим, во всех случаях влажность нижних слоев грунта после промораживания значительно меньше. Вода из этих нижних слоев грунта мигрировала в верхние, где Тебером отмечены частые прослойки льда до 3 *мм* толщины.

Действительно, в опытах Иогансона и Тебера самый факт миграции влаги, как и в вышеприведенном опыте Сумгина, вполне ясен, но точно сказать, в каком виде передвигалась вода у упомянутых иностранных исследователей — в виде ли пара, в виде ли жидкости, или в том и в другом одновременно, — нет возможности. Наиболее вероятен последний случай, причем мы не можем в каждом отдельном случае указать, какая часть мигрировавшей воды приходится на долю миграции в виде пара, какая — в виде жидкости.

Вообще детали явления миграции в грунтах во время их замерзания — при доказанности самого процесса в целом — требуют дальнейшего изучения. Лишь в некторых опытах достаточно ясно, в каком виде мигрирует влага. Так, в указанном выше опыте Сумгина ясно, что вода мигрировала в жидком виде; так же и в природе при образовании наледных бугров мы видим, что вода передвигается в жидком виде. С другой стороны в изящном опыте Вейнберга и Дудецкого очевидно, что мы имеем миграцию паров по закону Томсона.

§ 7. Пучение грунтов (наледные явления)

При миграции воды в грунтах во время их замерзания происходят, как правило, деформации дневной поверхности почвы, связанные с изменением жидкого состояния воды в твердое — лед. Эти деформации в громадном большинстве выражаются в форме пучения, т. е. происходит сначала поднятие грунта, а затем его опускание, причем и во времени, и в пространстве эти явления отличаются большими колебаниями. Так, в большинстве пучений фаза поднятия тянется около полугода, а опускание — и того меньше, но в некоторых явлениях фаза поднятия тянется десятки лет. Точно так же и по площади — некоторые из явлений пучения распространяются на площади, измеряемой квадратными метрами, но другие охватывают сплошь площади, измеряемые квадратными километрами.

Из многих разновидностей пучинных явлений я остановлюсь только на наледных явлениях, представляющих в области вечной мерзлоты большой практический интерес

Бывают наледи речных и грунтовых вод, короче, речные и грунтовые наледи. Речной наледью, или *тарыном*, называется речная вода, которая зимой, вследствие уменьшения живого сечения русла от образовавшейся толщи льда и промерзания берегов, не помещаясь в стесненном живом сечении и не имея возможности проходить речными наносами, вытекает, под давлениями напора выше текущей воды, или на поверхность льда реки, или на поверхность ее берегов и речной долины, или на снег, покрывающий лед или почву, и, растекаясь по указанным поверхностям, замерзает слой за слоем, образуя на льду реки или в ее долине более или менее обширные и более или менее мощные слоистые пласты льда.

Часто при этом лед реки выпучивается бугром, который, как правило, дает или радиальные трещины, если бугор имеет полушаровидную форму, или одну продольную главную трещину, концы которой обычно дают ответвления, в тех случаях, когда основание бугра представлено эллипсовидной формой.

Иногда речные наледи не имеют бугра — именно в тех случаях, когда находящаяся под напором вода выходит наружу сквозь береговую гальку, стекает на лед реки, где и замерзает.

В очень редких случаях лед реки образует бугор, но вода из него или около него не вытекает, а поэтому около бугра нет наледного льда.

Также в редких случаях бугор имеет форму усеченного конуса, в вершине которого имеется кратер, откуда время от времени выливается вода, частью идущая на увеличение конусообразного бугра, частью на образование льда около бугра.

Типичная или вполне развившаяся речная наледь состоит из следующих элементов: а) ледяной бугор с трещинами, из которых

временами выливается вода; бугор этот достигает у основания 10—25 *м*, а в высоту до 2—3—4 *м*; b) пласты наледного льда, всегда слоистого, — наледное ледяное поле, иногда между ледяными слоями попадаются тонкие пласты снега или песка, который выбрасывается из бугра со дна реки вместе с водой; c) наледная вода или собственно наледь — термин, применяющийся ко всему явлению в целом. Наледная вода появляется периодически.

В наледном бугре верхние слои составляются наледным, а нижние — речным льдом. Наледный лед речных наледей иногда тянется по реке на целые километры; по мощности достигает двух и иногда трех метров, заливая полностью русло и растекаясь по ее пойме. Сила напора для данной наледи определяется разностью высот между местом образования наледи и тем местом реки выше наледи, которое еще сказывается на ее образовании.

На мелких речках, а на суровом северо-востоке и на значительных реках (Яна, Индигирка) речные наледи образуются не под влиянием напора вод, расположенных выше по реке, а под влиянием других факторов. Довольно часто случается, что отдельные места в долине ручья или речки промерзают скорее, чем другие места той же долины. В результате образуются замкнутые пространства, в которых под сезонной мерзлотой находятся или грунты, насыщенные водой, или некоторые количества воды. При промерзании этих грунтов или воды объем их от превращения воды в лед увеличивается, вследствие чего создаются в грунтах напряжения, а в результате напряжений образуются наледные явления с их буграми, наледными полями, наледной водой.

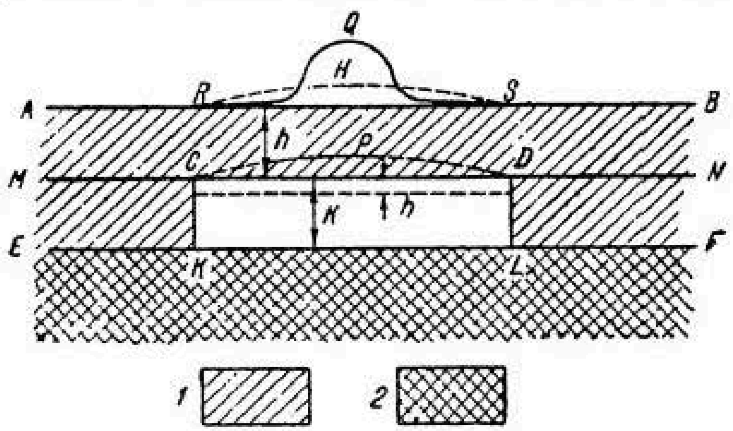


Рис. 204. Схема образования наледного бугра.

Теоретически это рисуется следующим образом. Пусть мы имеем некоторую территорию, почво-грунты которой расположены таким образом, что до некоторой глубины идут почвенные горизонты, а ниже залегает водоносный слой, подстилаемый водонепроницаемой породой, которой в области вечной мерзлоты является толща вечно мерзлых грунтов. Допустим, что почвенные горизонты увлажнены настолько мало, что при замерзании не расширяются (или расширяются весьма мало), а водоносный слой увлажнен до полной влагоемкости и при замерзании расширяется с некоторым объемным коэфициентом расширения K. Возьмем на этой территории круг диаметра CD (рис. 204). Пусть промерзание на взятой нами территории происходит следующим образом. К некоторому моменту грунт вне круга промерз на глубину до водонепроницаемого слоя и крепко смерзся с ним, в нашем случае

с вечной мерзлотой; внутри же круга грунт промерз только до водоносного слоя.

Изобразим это схематически на чертеже. Пусть AB — дневная поверхность почвы; EF — верхняя граница вечной мерзлоты; ниже отрезка CD — талая почва; ниже отрезков MC и DN почва промерзла до вечной мерзлоты и смерзлась с нею; h — толщина мерзлого слоя над таликом. Пусть промерзание идет дальше, и в некоторый промежуток времени в нашем талом слое замерзнет элементарный слой на глубину Δh. Объем этого слоя в талом состоянии был равен

$$\frac{\pi CD^2 \Delta h}{4}, \text{ а в мерзлом } — \frac{\pi CD^2 \Delta h}{4}(1 + K).$$

Приращение объема будет равно

$$\Delta v = \frac{\pi CD^2 \Delta h K}{4}. \tag{13}$$

Это приращение объема происходит в замкнутом пространстве и создает напряженное состояние как в талом слое, так и в мерзлом. Что же мы будем иметь в результате создавшегося положения? Давление, развиваемое замерзающим льдом, очень велико (порядка 2100 $кг/см^2$ по Тамману и Бриджмену). Оно встречает наименьшее сопротивление по направлению вверх и производит некоторый равномерный изгиб почвы над талым слоем по линиям CPD и RHS. Если в грунте сопротивление изгибу неравномерно, то в местах наименьшего сопротивления изгиб увеличивается по сравнению с соседними местами; получится местное поднятие почвы — бугор, объем которого будет равен приращению объема замерзающего грунта. Пучение пойдет по линии RQS с бугром в Q.

С дальнейшим промерзанием талика в объеме $CDLK$ будет возрастать и объем бугра в Q; кончится промерзание талика $CDLK$,— кончится и нарастание бугра, объем которого, как мы сказали, будет равен приращению объема замерзающего грунта в $CDLK$, т. е. если объем бугра будет v, то в соответствии с (13) будем иметь

$$v = \frac{\pi CD^2 HK}{4}. \tag{14}$$

Это и будет формула бугра [1]).

Под влиянием напряжения в грунте в процессе его промерзания совершаются в нем передвижения воды в жидком виде, а иногда и плывунных масс.

В мелких речках и ручьях большинство наледей образуется благодаря замерзанию воды или увлажненного грунта в замкнутом пространстве.

---

[1]) В других моих работах формула бугра дается в несколько ином виде при той же сущности дела. (*М. С.*)

Наледи грунтовых вод также образуются или в результате стеснения живого сечения грунтового потока замерзающим грунтом, в результате чего получается подпор, создающий напряжения в грунте, или, что бывает чаще, наледи грунтовых вод создаются благодаря замерзанию пропитанных водой грунтов или грунтовых потоков в замкнутых пространствах, как мы уже описывали выше.

Элементами грунтовых наледей, как и речных, являются: бугор, около него наледное ледяное поле, которое периодически



Рис. 205. Наледный бугор грунтовой наледи (снимок, сделанный 27 апреля А. В. Львовым).

покрывается наледной водой, образующей при своем замерзании массы наледного льда.

Бугор в разрезе дает такое типичное чередование пластов: сверху наледный лед, под ним слои мерзлого грунта, ниже — ледяное ядро бугра, ниже — вода, под ней талый грунт. Иногда попадаются в бугре массы сжатого воздуха. Бугор покрыт трещинами совершенно так же, как это описано выше для речных наледей; через трещины вытекает на дневную поверхность грунтовая вода, создающая поля наледного льда.

Размеры бугров — в основании до 30—50 *м* в диаметре, высота до 3—5 *м* (рис. 205). Площадь, занимаемая наледным полем, обычно невелика, измеряется десятками, сотнями и тысячами, редко десятками тысяч квадратных метров.

Иногда бывают бугры без трещин и без наледных полей. Лед в таких буграх находится только внутри их в виде ледяного ядра.

Иногда бугор образуется в лесу там, где стоят деревья; они веерообразно поднимаются вместе с бугром, представляя оригинальное зрелище. Иногда под влиянием напора вода поднимается по склону возвышенности, вытекая на поверхность земли и покрывая склон ледяным покровом иногда на значительную высоту [1]).

И речные, и грунтовые наледи играют большую роль в экономике области вечной мерзлоты — то отрицательную, то положительную.

При первом освоении таежных пространств сообщение зимой наиболее удобно по рекам. Наледи являются большим препят-



Рис. 206. Наледная вода, проникшая в здание и замерзшая в нем, частью вылившись из окон и дверей.

ствием для таких сообщений, особенно при верблюжьем и оленьем транспорте. Устройство мостов там, где зимой появляются наледные бугры, ведет обычно к деформациям мостов.

Грунтовые наледи, деформируя дневную поверхность почвы, деформируют здания и сооружения, которые возводятся на месте возникновения наледных бугров. Кроме того, часто грунтовые воды, передвигаясь под влиянием ли напора, или под влиянием напряжений в грунтах, в поисках выхода на дневную поверхность устремляются в подполья зданий, — явление, довольно частое в области вечной мерзлоты. Если здание неотапливаемое, то вода в подполье замерзает, входит в само здание и, замерзая, наполняет его до потолка, вытекая ледяными каскадами из окон и щелей (рис. 206).

На дорогах (шоссейных и железных) наледи часто прекращают совсем движение, пока лед с дороги не будет счищен.

---

[1]) Торфяные бугры, о которых мы упоминали при описании Кольского полуострова, образуются в общем таким же образом, как бугры грунтовых наледей.

Так, на Амуро-Якутской магистрали от Большого Невера до Томмота на протяжении 728 *км* в зиму 1927/1928 г. было отмечено 117 наледей, из которых 58 речных, 53 грунтовых и 6 смешанных. Движение по магистрали временами прекращалось совсем, пока не устраивали объезда или пока не убирали льда с дороги.

§ 8. Механические свойства мерзлых грунтов

В связи с теми затруднениями, какие оказывают наледные явления и само существование мерзлых грунтов различным отраслям народного хозяйства, в последнее время произведено много лабораторных исследований механических свойств мерзлых грунтов. Результаты их подытожены в книге Н. А. Цытовича и автора [14], из которой и приводятся ниже наиболее существенные результаты.

При возведении крупных сооружений необходимы специальные исследования временного сопротивления грунтов на самом месте постройки и в тех естественных условиях, в которых возводится сооружение.

В самое последнее время возникла мысль, что при строительстве на мерзлых грунтах следует руководиться также пластическими свойствами мерзлых грунтов, но эта мысль пока еще мало проработана.

При выпучивании фундаментов силам, возникающим у боковых его граней, необходимо преодолеть главным образом следующие сопротивления: временное сопротивление срезыванию льда, трение фундаментов о мерзлый грунт и нагрузку на фундамент [15]. Суммарную величину первых двух составляющих и называют силой смерзания.

Таблица LXXIII

Сила смерзания мерзлых грунтов

Наименование грунта	Преобладающий размер зерен (*мм*)	Сила смерзания (*кг/см²*)
Глина	<0,01	15,3
Песок мелкий . .	0,25	23,3
Песок средний .	1,0	26,8
Гравий	5,0	2,6
Галька	10,0	0,9

Приведем несколько цифр по силам смерзания различных грунтов с деревом при коэфициенте насыщенности около 80% и температуре —10° (табл. LXXIII).

При более высоких температурах силы смерзания меньше, как видно из табл. LXXIV, в которой мы даем силы смерзания с деревом и бетоном.

Выводы из этих данных ясны; в частности ясно, почему одной из мер против пучения и столбов и фундаментов считается замена грунта галькой при условии незаполнения ее пор водой. Не следует также допускать и заиливания гальки, так как в этом случае силы смерзания увеличиваются в 2—3 раза против указанной выше величины.

Таблица LXXIV

Сила смерзания в *кг/см²* мерзлых грунтов при температурах около 0° С

Характеристика грунта	Температура	Смерзание с насыщенным водой деревом		Смерзание с насыщенным водой бетоном	
		Весовая влажность грунта в %	Сила смерзания	Весовая влажность грунта в %	Сила смерзания
Супесчаный . . . . (содержание частиц 1—0,5 *мм* 68%, менее 0,005 *мм* 8%) .	—0,2	12,1	1,3	—	—
	—1,2	6,7	2,8	5,8	2,8
		13,3	7,2	12,1	7,0
		16,5	8,2	16,1	11,1
Пылевато-илистый . (0,05—0,005 *мм* 63%, менее 0,005 *мм* 14%) .	—0,2	29,9	3,6	—	—
	—1,2	22,4	7,0	16,0	4,4
		43,8	7,1	44,0	9,2
		51,2	7,6	53,0	9,1
Глинистый . . . . (0,01—0,005 *мм* 50%, менее 0,005 *мм* 36%)	—0,2	27,1	2,9	—	—
	—1,2	22,4	3,2	17,8	7,8
		37,3	13,0	36,2	6,4
		56,5	11,8	43,9	5,8

Отметим еще величины временного сопротивления сдвигу мерзлых грунтов при влажностях, соответствующих их максимальному насыщению водой и при температуре от —0°,6 до —0°,9: для супесчаного грунта 10,6 *кг/см²*, пылевато-илистого 8,9 *кг/см²* и глинистого 6,8 *кг/см²*.

Упругие свойства мерзлых грунтов зависят как от механического состава, так и от льдистости их. Н. А. Цытович в своих опытах нашел, что при температуре от —2° до —3°,9 и при полном насыщении грунта льдом модуль Юнга колеблется в пределах от 31 000 *кг/см²* до 125 000 *кг/см²*. Наименьшее значение E получено для пылевато-илистого грунта и наибольшее для чистого кварцевого песка.

§ 9. Особенности теплового режима в деятельном слое

Там, где вечной мерзлоты нет, сезонная мерзлота с наступлением весны, вообще говоря, быстро исчезает и почва приобретает положительную температуру, начиная от дневной поверхности и глубже. В области вечной мерзлоты слой почвы с положительной температурой, нарастая постепенно с весны, ограничивается мощностью деятельного слоя. Глубже залегает более или менее мощный пласт вечно мерзлых грунтов, и только под ним вновь начинаются положительные температуры, не имеющие, однако, для сельского хозяйства никакого значения. А так как почвообразующие процессы—

выветривания, химическое взаимодействие солей, передвижение растворов, микробиологические процессы — происходят или полностью или в главнейшей своей части только при положительных температурах, то область вечной мерзлоты в отношении почвообразования представляет своеобразнейшую провинцию, в которой почвообразующие процессы ограничиваются мощностью деятельного слоя, т. е. тонкой пленкой от 0,20 до 3—3,5 *м* толщины, расположенной над холодным экраном толщи вечно мерзлых грунтов.

Воды осадков, просочившиеся в почву, не могут итти глубже верхней границы вечной мерзлоты, над которой они скапливаются. Но в своем движении вниз воды увлекают с собой мелкоземлистые грунты, что отмечал еще Глинка [16], указавший, что в Якутской АССР на глубине 120—130 *см* местами образуется иллювиальный горизонт в результате вмывания в этот горизонт мелкозема верхних слоев почвы.

Деятельности земляных червей по отношению к почвообразованию посвящены труды многих ученых. В области вечной мерзлоты роль их там, где они имеются, ограничивается опять-таки мощностью деятельного слоя; то же можно сказать и о микробах, которые, если и встречаются при отрицательных температурах, то в ничтожном количестве и с пониженной деятельностью.

Наконец, почвоведы всего земного шара много говорят о значении для почвообразования подстилающих горных пород — песчаников, глинистых сланцев, гранитов и т. д.; изучается влияние, которое подстилающие породы оказывают на почвы, на них образующиеся и над ними лежащие.

В связи с этим необходимо сказать и об особой подстилающей породе, породе sui generis — о толще вечной мерзлоты, которая влияет на живущие над ней почвы не своим петрографическим и химическим составом, а своим основным физическим свойством — присущей ей отрицательной температурой. Эта своеобразная подстилающая порода фигурирует как инертная масса, в которой сокращен или даже прекращен целый ряд процессов. В то время как подстилающие коренные породы в областях вне вечной мерзлоты органически связаны с лежащими над ними породами и обычно трудно найти границу, где кончается почва и где начинается коренная порода, слой вечно мерзлых грунтов резко отграничен от вышележащих слоев тем, что в нем постоянно и летом, и зимой — и так из года в год в течение многих тысячелетий — сохраняются отрицательные температуры, уничтожающие подвижность воды и связанные с этой подвижностью многочисленные почвообразующие процессы. И что особенно важно вечная мерзлота — этот холодный экран, подстилающий почву, — действует всегда одинаково, хотя бы по петрографическому составу он принадлежал и к различным породам.

Особенности условий почвообразования в области вечной мерзлоты только намечаются и много еще нужно положить труда, чтобы подробно знать и образование, и жизнь почвы в этих оригинальных условиях. Выше мы только наметили главнейшие вехи, по которым должно итти изучение почв в области вечной мерзлоты.

Наличие на некоторой глубине от дневной поверхности слоя грунта с отрицательной температурой и, как правило, пронизанного льдом, создает оригинальную обстановку для развития растений. Эта обстановка столь необычна, что при первом знакомстве с вечной мерзлотой русские полагали, что сельское хозяйство в районах распространения вечной мерзлоты невозможно. Ленские воеводы П. Головин и М. Глебов сообщали в 1640—1643 гг. в Москву: «А в Якуцком-де, государь, по сказкам торговых и промышленных служилых людей, хлебной пашни не чаять; земля-де, государь, и середи лета вся не растаивает». Спустя двести лет западные ученые никак не могли себе представить, что кроны могучих лесов высоко шумят в воздухе, в то время как под их корнями находится вечно мерзлая почва.

Действительность опровергла эти скептические заключения как в отношении лесов, так и в отношении сельского хозяйства. В Якутской АССР уже давно не без успеха сеются хлеба, и в 1935 г. посев достиг 90 000 *га*, из которых 25% заняты пшеницей. Огороды проникли в Обдорск, Игарку, Родчево и другие более северные места. Но нужно отметить, что сельскому хозяйству на севере приходится считаться не только с суровыми условиями климата (поздние весенние и ранние осенние заморозки, а иногда и все летние месяцы с заморозками), но и с наличием вечной мерзлоты. Последняя начинает сказываться с момента посева; чтобы не пропустить сроков, приходится сеять возможно раньше. Но при раннем посеве мерзлота еще не успеет достаточно оттаять, и зерна ложатся в холодную землю.

Отсюда часто наблюдается, что семена долго не дают всходов, и это происходит именно вследствие низких температур почвы.

С течением времени мощность оттаявшего слоя увеличивается, и корни растений имеют возможность проникать вглубь, но на некоторой глубине они всегда встречают мерзлый слой, в который они проникнуть не могут. Предельная мощность проникновения корней вглубь — это мощность деятельного слоя. Однако и эта мощность не может быть полностью использована корнями сельскохозяйственных растений по двум причинам: по-первых, на всю свою мощность деятельный слой оттаивает только поздней осенью, когда вегетативная жизнь растений уже большей частью окончилась; во-вторых, и в самый разгар вегетации растения не могут использовать всей мощности оттаявшего слоя по термическим причинам. Дело в том, что близ поверхности мерзлоты почва имеет температуру, хотя и положительную, но близкую к нулю, не благоприятную для развития корневой системы. Вследствие этого на

всем протяжении, где только имеется вечная мерзлота, наблюдается у всех растений, и диких, и культурных (у деревьев, кустарников и трав), горизонтальное распространение корней вдоль дневной поверхности почвы. Поэтому деятельный слой почвы в области вечной мерзлоты следует в отношении растительности разделить на две части: одну с более высокой температурой, находящуюся ближе к дневной поверхности почвы, — этот слой может быть следовало бы назвать физиологически действующей частью деятельного слоя, тогда как другую часть, близкую к поверхности мерзлоты, — физически действующей частью деятельного слоя. Эта часть не может поддерживать жизненных функций корней растений вследствие своей низкой температуры, но физические процессы, например, капиллярное поднятие влаги, в нем происходят.

Где, на какой глубине находится граница между физиологически и физически действующими частями деятельного слоя почвы, зависит и от мощности деятельного слоя почвы — от его физических свойств, — и от природы самого растения.

Подтвердим наши общие рассуждения конкретными фактами и возьмем для этого два температурных разреза почв для двух станций — Москвы и Бомнака, близких по широте (Бомнак на градус южнее), а по долготе весьма удаленных (Бомнак находится в верховьях р. Зеи на Дальнем Востоке, в области вечной мерзлоты).

Днями для температурных разрезов взяты последние числа месяцев, начиная с марта и кончая августом. Эти дни взяты потому, что между ними помещается весь вегетативный период яровых сельскохозяйственных растений.

Таблица LXXV

Температурные разрезы почвы в Москве и в Бомнаке

Глубина (в *м*)	31/III	30/IV	31/V	30/VI	31/VII	31/VIII
Москва 1911 г. Обсерватория Московского государственного университета (55°45′ с. ш. 37°34′ в. д. 156 *м* над ур. моря)						
0,4	—2,0	4,3	11,1	15,5	14,5	15,7
0,8	—1,3	0,1	8,4	11,6	13,0	13,6
1,6	0,2	0,4	6,3	8,9	11,3	12,2
3,2	2,4	2,0	3,9	5,9	8,4	9,7
4,8	4,3	3,7	3,9	5,0	6,6	8,0
Бомнак, Дальне-Восточный Край 1913 г. (54°43′ с. ш. 128°52′ в. д. 352 *м* над ур. моря)						
0,4	—8,0	—1,8	2,3	9,3	13,9	9,5
1,5	—6,7	—3,6	—1,9	—1,2	—0,6	0,0
2,0	—5,9	—3,8	—2,1	—1,4	—0,9	—0,4
2,8	—4,0	—3,4	—2,4	—1,8	—1,3	—0,9

Нам кажется, что не стоит подробно разбирать приведенные картины температурных разрезов этих двух станций; настолько ясна картина низких температур почвы на Бомнаке сравнительно с Москвой. Отметим только, что для Москвы мы выбрали год с весьма значительным промерзанием почвы; но и при этих условиях с конца апреля в Москве уже нет в почве отрицательных температур, а на Бомнаке еще в августе нулевые температуры встречаются всего на глубине 1,5 *м*.

На глубине же 0,4 *м* резкая разница температур в апреле — мае сглаживается в июне и июле. В силу сказанного температурный градиент в почве до глубины 1,5—1,6 *м* за месяцы июнь и июль на Бомнаке становится значительным. Если судить по взятым нами годам, то в Москве на глубине 0,4—1,6 *м* температурный градиент, относимый на метр, равен в июне 5°,5 и в июле 2°.7, тогда как на Бомнаке эти величины равны в интервале 0,4—1,5 *м* в июне 9°,5 и в июле 13°,3 на метр глубины. Вот цифровые основания для объяснения того факта, что корни растений в условиях вечной мерзлоты жмутся к поверхности почвы. Мы считаем, что селекционеры должны заинтересоваться этим вопросом и вывести такие сорта растений, корни которых могли бы развиваться в почве при низких сравнительно температурах и при большом градиенте их.

Как указано выше, вода осадков области вечной мерзлоты, как правило, не проникает в почву глубже, чем тот мерзлый грунт, который находится на некоторой глубине под дневной поверхностью почвы, и пределом проникновения воды осадков в почву является верхняя поверхность вечной мерзлоты. Это дает основание многим утверждать, что благодаря указанному обстоятельству земледелие при наличии вечной мерзлоты возможно при таком количестве осадков, при котором без вечной мерзлоты оно было бы невозможным. Это положение пока еще не подтверждено точными данными, но оно логически весьма вероятно.

Литература к главе XVI

1. С. Г. Пархоменко, *Некоторые вопросы изучения мерзлоты*, М. изд. *Гидромет. комитета СССР и РСФСР*, 1932.
2. К. А. Воллосович, *Труды Якутской комиссии Акад. наук*, **15**, 1930.
3. М. Сумгин, *Вечная мерзлота почвы в пределах СССР*, Владивосток 1927.
4. Э. Толль, *Зап. росс. геогр. общ.*, **32**, № 1, 1897.
5. И. П. Толмачев. *Научные результаты экспедиции, снаряженной Акад. наук для раскопки мамонта, найденного на р. Березовке* в 1901 г. СПБ, 1903—1909—1914.
6. Ленско-Колымская экспедиция 1909 г. под начальством К. А. Воллосовича, *Труды Комиссии по изучению Якутской АССР*, **15**, 1930.
7. А. Ф. Лебедев, *Почвенные и грунтовые воды*, Сельхозиздат, М.—Л., 1930.
8. Б. П. Вейнберг, *ЖРФХО*, 58, 711 (1926).
9. S. Taber, *Journ. Geology*, **38**, 303—317 (1930).
10. S. Taber, *Journ. Geology*, **37**, 428—461 (1929).

11. М. И. Сумгин, *Физико-механические процессы во влажных и мерзлых грунтах в связи с образованием пучин на дорогах*, Транспечать НКПС, М. 1929.
12. C. Johansson, *Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt etc.*, *Sveriges Geolog. Undersökn*, 7, 1913.
13. См. гл. I [3].
14. См. гл. I [2].
15. Н. А. Цытович, *Лекции по расчету фундаментов в условиях вечной мерзлоты* (конспект), Изд. Ленингр. инст. сооружений, Л. 1933.
16. К. Д. Глинка, «Очерки почв Якутии», *Якутия*, Сборник изд. Акад. наук, Л. 1927.

Глава VIII

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ ЛЬДА

Г. Ф. МИРЧИНК

§ 1. Современное обледенение земного шара

В настоящее время лед как горная порода встречается в виде: а) материкового льда, б) ледников альпийского типа, в) ледников типа Маляспина.

В первом случае ледниковый покров одевает обширные водораздельные пространства с незначительным уклоном поверхности от центра к периферии, перекрывая все неровности доледникового рельефа. В массе льда обнаруживается медленное движение от центра к окраинам, где лед стекает по отдельным сравнительно узким руслам.

Для альпийского типа характерно резкое противопоставление области питания (в виде обособленных фирнов, приуроченных к обширным котловинам-циркам, окруженным крутыми склонами) областям стока. Последние и составляют собственно ледник, приуроченный к морфологически хорошо выраженной долине.

Ледник типа Маляспина отличается от ледника альпийского типа тем, что отдельные ледники долин, спускающиеся с гор у их подножья, сливаются в сплошные ледяные поля.

Материковые ледники в настоящее время распространены в Гренландии, Исландии, Скандинавии, на Новой Земле, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа, Северной земле и в Антарктике. Такое же ограниченное распространение имеют ледники типа Маляспина; наиболее типичен ледник Маляспина на горе Св. Ильи на Аляске. Ледники альпийского типа распространены во всех тех местах земного шара, где для того имеются благоприятные орографические и топографические условия.

В общем сейчас ледники занимают около 10% всей поверхности земного шара [1,2].

§ 2. Ледниковые века

Площадь распространения льдов в настоящее время несравненно меньше той площади, какую занимали ледники в момент максимального своего распространения, во время, непосредственно предшествующее переживаемому нами геологическому моменту

в истории земли, именно льдами было покрыто около 25% площади земли, и масса льда была по Антеусу [2] не меньше 33 000 000 $км^3$.

Под «настоящим временем» можно понимать отрезок времени примерно в 15 000 лет от момента исчезновения льдов с равнинных частей материка Европы до наших дней. Этот промежуток времени часто выделяется под названием голоцена, что и было принято II Международной конференцией по изучению четвертичного периода, состоявшейся в 1932 г. в СССР. Предшествующий значительно более длительный отрезок времени, в течение которого имело место неоднократное и значительное продвижение льдов, был выделен под названием плейстоцена. Необходимо оговориться, однако, что некоторые геологи (Ог,) плейстоценом называют только вторую половину того промежутка времени, который выделяется нами под этим названием. Плейстоцен вместе с голоценом объединяются в четвертичный период.

Очень много споров вызывает у геологов вопрос о числе оледенений или, как лучше выразиться, ледниковых и межледниковых веков, во время которых льды далеко продвигались из центров оледенений в прилежащие равнины. В Германии наибольшим распространением пользовался взгляд о трех самостоятельных веках плейстоцена — эльстер, заале, вейксель. У альпийских геологов долгое время господствовала схема, выдвинутая Пенком и Брюкнером, согласно которой для плейстоцена может быть четыре ледниковых века — гюнц, миндель, рисс и вюрм. Эта же схема в основе применяется к Кавказу и равнине европейской части СССР. Только очень немногие геологи склоняются к тому, чтобы (если только было самостоятельное гюнцкое оледенение) относить его не к плейстоцену, а к более древнему моменту в истории земли — плиоцену.

В последнее время для Альп Беком предлагается другая схема, но она пока не находит себе подтверждения в фактических данных.

Я не буду останавливаться на указаниях на множественность оледенений в других частях земного шара; как правило, сейчас это с теми или иными вариациями признается всеми. Если есть попытки отрицания, то они не представляют собой возражений по существу, а обусловливаются в значительной степени различной оценкой масштаба явлений.

Наблюдения над современными ледниками говорят о том, что границы распространения льда ледников не остаются неизменными. В большом масштабе это происходило в плейстоцене, и разногласия сводятся к тому, что назвать самостоятельным ледниковым и самостоятельным межледниковым веком. Одни, как Гейниц, А. П. Иванов, Данышин, рассматривают это явление как одно оледенение, характеризовавшееся многочисленными фазами продвижения и отступания, другие считают некоторые из моногляциальных фаз за самостоятельные оледенения, характеризовав-

шиеся в свою очередь своими фазами отступания и продвижения ледников.

Как ни относиться к проблеме множественности оледенений, совершенно ясно, что во время максимального своего распространения ледники занимали значительно бо́льшие площади, чем теперь, причем и ледники материкового типа, и ледники типа Маляспина пользовались гораздо более широким распространением. Так, материковые льды в Европе захватывали всю равнинную Германию, в европейской части СССР двумя языками по низинам Днепра и Дона спускались почти до Днепропетровска и Сталинграда, занимали значительные площади в Северной Америке, достигая окрестностей Сэнт-Луиса и Нью-Йорка. Равнинные части западной Сибири, север междуречья Лены и Енисея, свободные сейчас от льдов, были тогда погребены под ними. Альпы, характеризующиеся сейчас ледниками альпийского типа, были захвачены ледниками типа Маляспина, и значительные массы льда спускались на территорию Баварии, в долину Роны. На южном склоне Альп ледники спускались далеко на юг.

В Азии все горные цепи несут признаки значительно большего развития оледенений, чем сейчас. Для Алтая есть указания на развитие ледников типа Маляспина.

Большое распространение имели ледники и в южном полушарии. Так, Австралийские Альпы несут следы оледенений до высот в 1400 *м*. Так же значительны признаки оледенений и на Тасмании и Новой Зеландии. Следы очень крупных оледенений отмечаются в Южной Америке. Мало того, изучение распространения ледниковых образований в экваториальной зоне указывает на то, что раньше ледники спускались там гораздо ниже, чем сейчас. Так, ледники Кении и Килиманджаро спускались на 1000 *м* ниже, чем сейчас.

Оледенение это сопровождалось настолько сильным изменением климатических условий, что фауна и флора должны были быть существенно иными. В момент наибольшего продвижения льдов и выработались фауна и флора, которых не было раньше и которые мы называем арктическими — песцы, лемминги, мускусные быки, белые куропатки, карликовая ива — и холодолюбивыми — мамонт, мохнатый носорог. Впоследствии, с прекращением суровых условий, они из широт с умеренным климатом переселились в арктические области или вымерли.

В моменты отступления ледников, в так называемые межледниковые эпохи, климат сильно смягчался и настолько сильно, что под Москвой начинал господствовать лиственный лес с большим количеством дуба и граба, т. е. такой лес, который сейчас характеризует значительно более южные широты. Сходную флору мы находим даже на Валдае. Таковы, например, были в этих местах физико-географические условия в последнюю межледниковую (рисс-вюрмскую) эпоху.

Мы можем таким образом четвертичный период охарактеризовать, как период чередования волн холода с низкой температурой лета в умеренных широтах и волн тепла. Волны холода при достаточном количестве влаги вызывали образование на значительных площадях масс материкового льда, которые и предохраняли земную кору от промерзания. В тех местах, где влаги оказалось недостаточно для образования крупных ледниковых покровов, как в Якутии, Восточной Сибири, произошло глубокое промерзание земной коры, наследием которого и является «вечная мерзлота».

§ 3. Причины ледниковых веков

Грандиозность развития ледниковых явлений естественно заставляла исследователей задумываться над их причинами. Первый вывод, какой получился у большинства исследователей, это—что эпохи, характеризовавшиеся развитием ледниковых явлений, отличались от современной более низкой температурой лета и (в меньшей степени) более суровой зимой. Этот вывод, однако, не решает вопроса о том, чем были обусловлены ледниковые эпохи. Приходится признать, что ни одна из предлагаемых гипотез не может считаться безупречной, В частности можно не останавливаться на тех из прежних гипотез, в основу которых бралось представление о местных изменениях в соотношениях суши и моря, а в связи с этим и направлений морских течений, например, Гольфстрема. Изменения в направлении морских течений могли повести к ослаблению проявления оледенений в одних местах и усилению в других, но никак не могли иметь общемирового значения.

Широкое распространение ледниковых явлений в течение четвертичного периода на всем земном шаре заставляет также отказаться от теории Вегенера. В основе ее лежит представление о перемещении полюсов и материков, в связи с чем то одни, то другие места земного шара попадали в суровые климатические условия. С точки зрения этой теории совершенно нельзя понять причину одновременного мощного развития льдов на территории Северной Америки, Европы и Северной Азии.

Аррениус [4] пытается связать изменения климата с изменениями количества угольной кислоты в атмосфере. Углекислый газ обладает значительным избирательным поглощением в инфракрасной части спектра. Поэтому при возрастании его количества в атмосфере, с одной стороны, несколько возрастает доля лучистой энергии солнца, поглощаемая атмосферой при прохождении лучами солнца ее толщи, а, с другой стороны, значительно увеличивается поглощение земной атмосферой инфракрасной радиации, излучаемой поверхностью земного шара в межпланетное пространство. В связи с этим наиболее теплым климатом должны характеризоваться времена наиболее интенсивного проявления вулканизма. История Земли этого, однако, не подтверждает.

Из астрономических гипотез большим успехом пользуется гипотеза Миланковича, который пытается связать изменения колебаний плоскости эклиптики и земной орбиты за последние 650 000 лет с изменением солнечного излучения и приходит вместе с Кеппеном [5] к выводу, что полученная им кривая изменений климата очень хорошо увязывается с намечаемыми Пенком эпохами оледенений. Если бы такое предположение было верно, то оно должно бы было быть верным и для других геологических периодов, чего не замечается. Трудно также с точки зрения этой гипотезы объяснить одновременность проявления оледенений и в северном и южном полушарии. Таким образом вопрос о причинах смены ледниковых и межледниковых периодов приходится считать пока открытым.

Литература к главе XVII

1. P. Woldstedt, *Das Eiszeitalter*, Berlin 1929.
2. E. Antews, «The last glaciation», *Amer. Geogr. Soc., Res., Ser.*, № 17, New-York 1928.
3. A. P. Coleman, *Ice ages, recent and ancient*, New-York 1926.
4. Svante-Arrhenius, «Die physikalischen Grundlagen der Kohlensäuretheorie der Klimaänderungen», *Centralbl. Mineralogie*, 1909.
5. W. Köppen u. Wegener, *Die Klimate der geologischen Vorzeit*, Berlin 1924.

ДОБАВЛЕНИЕ I

Скользкость снега

(к гл. II)

Близкое отношение к вопросу о скользкости льда имеют исследования над скользкостью снега и тех промежуточных стадий между снегом и льдом, какими являются снежные и снежно-ледяные дороги и особенно ледяные дороги, в которых колеи для полозьев саней специально покрываются ледяной коркой, поддерживаемой в возможно гладком состоянии очисткой от «ледяного порошка» и частой поливкой.

Вопросу о снежных, снежно-ледяных и ледяных дорогах будет посвящена соответствующая глава II тома, а здесь мы ограничимся кратким изложением тех из результатов некоторых из соответствующих научно-поставленных исследований, которые могут быть использованы для разработки теории скользкости льда и для апостериорных выводов из нее, так как верхний покров содержащихся в хорошем состоянии ледяных дорог все-таки представляет собой лед.

Прежде всего приведем по работам Протанского [1] и Корунова [2] данные по зависимости *«удельного сопротивления»* W или, иначе, *«коэфициента скольжения полозьев»* (отношение тяги, выраженной в $кг$, к весу саней и нагрузки, выраженному в тоннах, $т$) от устройства и эксплоатационного состояния пути (табл. LXXVI).

Что касается физических данных, то получение их было затруднительно вследствие того, что измерения тяги производились исключительно в производственных условиях, при которых подбор результатов, относившихся к изменению какого-нибудь одного фактора, был сравнительно ограниченным. Но все же Корунов [2] вывел из своих наблюдений в 1931 г., что W увеличивается на 0,3 $кг/т$ на каждый градус (Ц) понижения температуры воздуха, а затем сопоставляя изменения W в опытах Б. Б. и К. Б. Вейнбергов при различных температурах с изменениями, вычисленными на основании значения 0,3, нашел нужным увеличить этот температурный коэфициент на 8,43%.

По отношению же к влиянию давления p полоза на значения W Корунов сначала [3], «не учитывая разницы в температуре воздуха и условий содержания дороги», думал, что этого влияния нет, но потом, «выведя из опытов бр. Вейнбергов, что это влияние —

Таблица LXXVI

Удельное сопротивление движению саней в *кг/т* при различном состоянии снежно-ледяной дороги (по опытам В. В. Протанского и М. М. Корунова)

Пределы *W*		Качество дороги	Характеристика качества дороги	
Одноколейная дорога	Двухколейная дорога		по Протанскому	по Корунову
4—7	8—12	Отличная	Чисто ледяная колея, политая перед опытом	Полотно хорошо спланировано. Колеи чистые, гладкие, прямолинейная нарезка колеи. Дорога поливается ежедневно; надрезы саней не делают «ледяного порошка»
7—10	13—17	Хорошая	Наличие небольшого слоя ледяного или снежного порошка; колеи разметены перед опытом метлой	Колеи в плане имеют легко заметную простым глазом кривизну. Имеются заметные количества снежного ледяного «порошка». Колеи на половину своей площади имеют зеркальную чистую поверхность. Дорога поливается ежедневно
10—15	18—23	Посредственная	Слой свеже выпавшего снега до 3 *см* или уплотненный снег с глянцевитой поверхностью	Колеи имеют много извилин. Поверхность колей матовая. В колеях много снежно-ледяного порошка. Дорога поливается ежедневно
15—22	24—33	Плохая	Толстый слой рыхлого снега: ухабы, грязь, мокрый снег, вода и т. д.	Сильно извилистые колеи в плане. В колеях большое количество придавленного снега или «снежно-ледяного порошка». Дорога поливается через 2—3 дня при интенсивном движении
< 22	< 34	Очень плохая	Куски обледеневшего снега, ухабы, раскаты	

при одинаковых прочих условиях — значительно и притом тем больше, чем температура ниже», нашел подтверждение этому и в своих наблюдениях, как это видно из таблицы LXXVII, представляющей видоизменения таблиц 12—14 автора.

Таблица LXXVII

Влияние давления полоза на относительное удельное сопротивление движению саней (по опытам В. Б. и К. Б. Вейнбергов и М. М. Корунова)

p г/см²	$t = -6°$ см. гл. II, [183]	по [2]	$t = -10°$ по [3]	$t = -15°$ по [2]	$t = -30°$ см. гл. II, [183]	$t = -36°$ см. гл. II, [183]
0,16	—	—	—	(138)	—	—
0,35	—	—	—	(117)	—	—
0,50	—	—	—	(112)	—	—
0,73	100	100	—	—	100	100
1,17	—	81	—	—	—	—
1,89	98	—	(87)	—	71	82
3,05	95	—	(73)	—	69	75
5,4	91	—	—	—	67	60
7,2	84	—	—	—	—	—
10,2	75	—	—	—	—	—
14,4	71	—	—	—	—	—
16,1	66	—	—	—	—	—
18,8	62	—	—	—	—	—

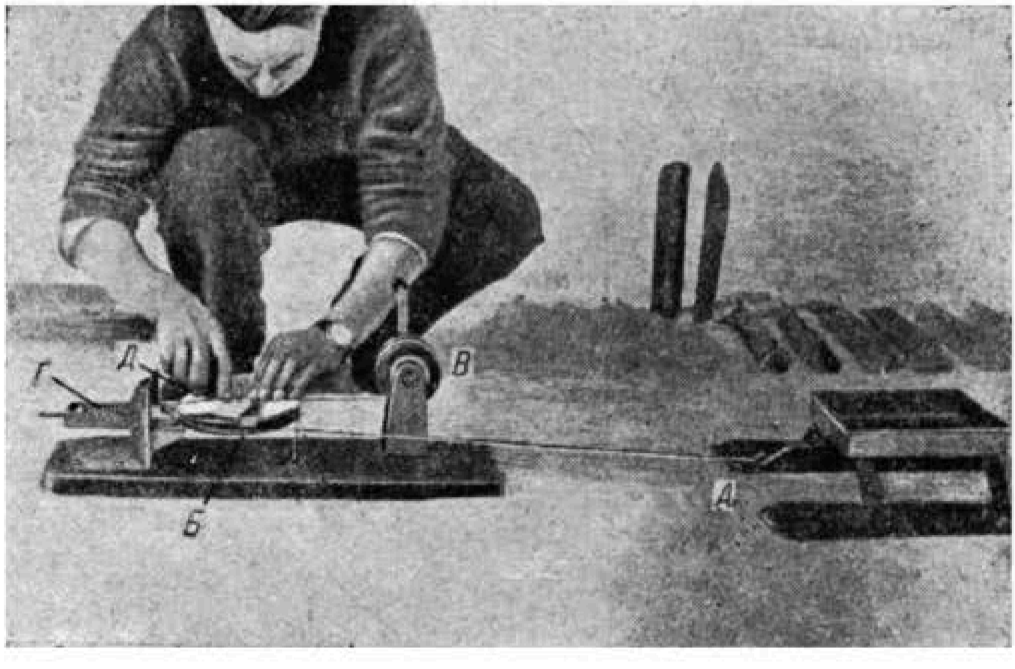


Рис. 207. Опыты Н. А. Павлова над сопротивлением движения лыж.

С физической точки зрения особый интерес представляет обнаруженное Сыромятниковым, Левиным и Новосельцевым [4] уменьшение удельного сопротивления W при увеличении числа m саней по грязному рыхлому снегу. Из наблюдений Корунова [2] с одно-

полозными и двуполозными санями на ледяных дорогах он получил, что для каждых следующих саней сопротивление на 0,50—0,55 *кг/т* меньше, чем для предыдущих. Это уменьшение могло бы быть объяснено тем, что вода, расплавленная под полозом, не успеет замерзнуть целиком за время, пока подходит другой полоз.

Если в работах перечисленных авторов изучалась скользкость санных дорог, причем весьма существенным моментом было состояние дороги, то в исследованиях [5] аспиранта института физической культуры им. Лесгафта по кафедре зимнего спорта Н. А. Павлова, которые он начал зимой 1937/1938 г., целью ставилось изучение скользкости естественного снежного покрова (а также примерзания к нему), в зависимости от его свойства, а также от свойств поверхности лыж.

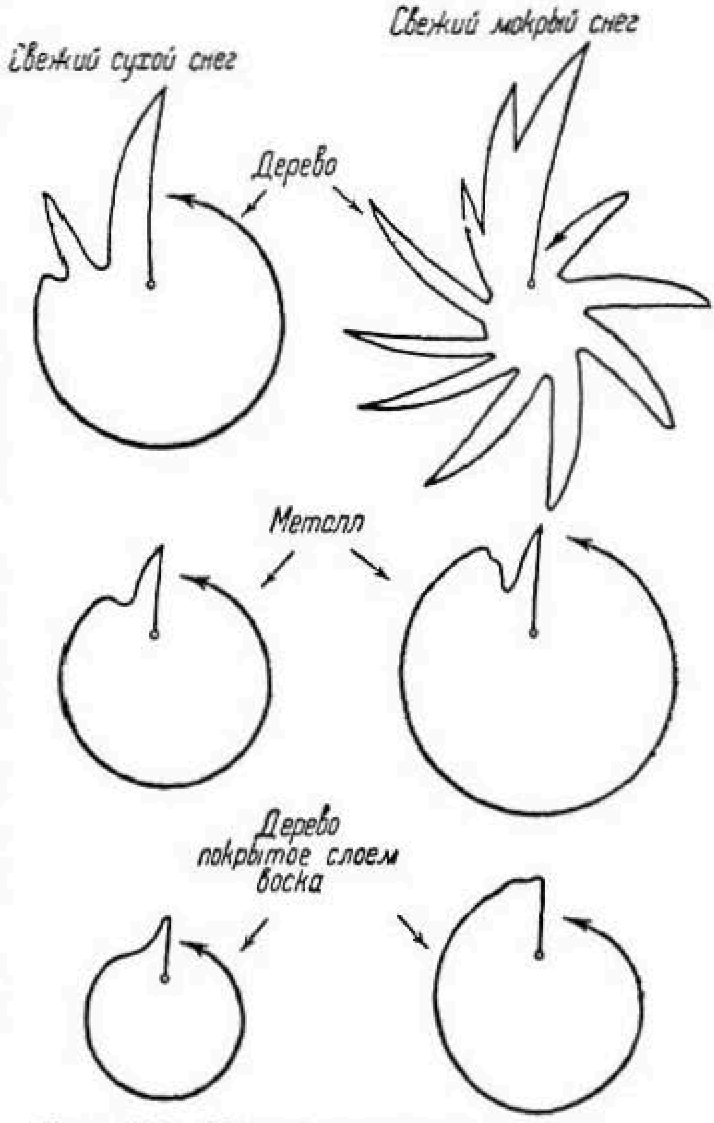


Рис. 208. Вектор-диаграммы зависимости сопротивления лыж.

Автор измерял силу, необходимую для приведения санок *А* (рис. 207) с парой уменьшенных моделей лыж в качестве полозов в движение, а также силу, нужную для *поддержания* их движения с определенной скоростью. Для этого шелковый шнурок, тянущий санки и переброшенный чрез горизонтальный блок *Б*, наматывался на ручную лебедку *В*. Блок этот скреплен с пружиной *Г*, растяжение которой записывалось при помощи указателя *Д* на листе бумаги, накладывавшемся на блок *В* и вращавшемся вместе с ним, благодаря чему получалась векторная диаграмма изменения тянущей силы во время движения лыж по снегу (примеры — см. рис. 208).

Относя начальную и конечную силу тяги к весу санок с помещавшимися на них гирями, Павлов получал «коэфициент примерзания» k_1 и «коэфициент скольжения» k_2. Пока произведены только предварительные ориентировочные опыты, но и их результаты — см. рис. 208 и табл. LXXVIII — показали отчетливое влияние как состояния снежного покрова, так и материала лыж (точнее — поверхностного их слоя).

Таблица

Коэфициент примерзания (k_1) и коэфициент

θ воздуха	Характеристика снежного покрова	Дерево			Металл		
		k_1	k_2	k_2/k_1	k_1	k_2	k_2/k_1
— 8°	Свежий сухой	0,60	0,25	0,42	0,25	0,12	0,50
— 1°	Свежий влажный	0,75	—	—	0,30	0,25	0,83
— 2°	Мучнистый (крупа)	0,65	0,40	0,62	0,20	0,10	0,50
— 4°	Спрессованный ветром . .	0,65	0,20	0,31	0,15	0,15	1,00
—10°	Зернистый сухой	0,60	0,20	0,33	0,40	0,20	0,50
+ 2°	Зернистый мокрый	0,75 [1]		—	0,50	0,25	0,50
— 1°	Наст	0,50	0,25	0,50	0,15	0,10	0,67

ДОБАВЛЕНИЕ II

Изменения солености и строения морского льда с течением времени

(к гл. XI)

Изменения солености и строения морского льда теснейшим образом связаны с ходом изменений температуры на различных горизонтах ледяного покрова океана.

В самом деле, морской лед представляет собой, если не говорить о включениях воздуха и нерастворимых в воде твердых телец, конгломерат отдельных «зерен», являющихся, повидимому, монокристаллами пресного льда, и жидких «прослоек» маточного солевого раствора, — по крайней мере при температурах не ниже эвтектической температуры того раствора различных солей, имеющихся в морской воде, для которого эта температура наинизшая (практически за эту температуру можно принимать —22° — эвтектическую температуру растворов хлористого натрия в воде). При понижении температуры льда часть воды маточного раствора, составляющего прослойки, обращается в твердое состояние, и раствор становится более концентрированным. При дальнейших понижениях температуры происходит дальнейший рост зерен льда и дальнейшее повышение концентрации раствора, пока температура не дойдет до —22° и весь маточный раствор, находившийся в прослойках, не обратится в твердое состояние нацело. При более низких температурах лед представляет собой уже не конгломерат твердых зерен и жидких прослоек переменного состава, а сплошное твердое тело, хотя и квази-однородное.

При обратном ходе температуры, пока она не дойдет в какомнибудь слое до —22°, лед будет оставаться твердым и повышение

[1] Скольжение только моментами, почти все движение состоит из ряда отдельных примерзаний.

LXXVIII

скольжения (k_2) лыж по опытам Н. А. Павлова

Дерево, покрытое слоем								
воска			смолы			лака		
k_1	k_2	k_2/k_1	k_1	k_2	k_2/k_1	k_1	k_2	k_2/k_1
0,18	0,10	0,57	0,45	0,10	0,22	0,08	0,05	0,67
0,22	0,12	0,55	0,50	0,20	0,40	0,10	0,05	0,50
0,15	0,08	0,50	0,75	0,15	0,20	—	—	—
0,15	0,10	0,67	0,20	0,10	0,50	0,15	0,08	0,50
0,20	0,10	0,50	0,65	0,10	0,15	—	—	—
0,20	0,15	0,75	0,35	0,15	0,43	0,10	0,05	0,50
0,20	0,10	0,50	0,55	0,10	0,18	0,08	0,05	0,67

температуры будет приблизительно пропорционально потоку тепла, притекающего к этому слою. При температурах же от —22° до температуры плавления морского льда (примерно —2°) лед начинает частично плавиться (на что тратится часть приходящей к слою теплоты), и прослойки опять становятся жидкими, причем при повышении температуры толщина их увеличивается, а концентрация рассола падает.

Во II части своей работы о превращениях фаз в неизолированной системе [6] я останавливаюсь подробно на вопросе о вероятном порядке толщины прослоек и ее изменениях (и связанных с этим изменениях плотности и концентрации рассола) при изменении температуры, так как от всех этих изменений зависит быстрота того уменьшения солености, о котором мы говорили на стр. 116.

При одной и той же солености льда толщина прослоек будет зависеть от среднего размера зерен. Для простоты будем вести расчеты в предположении, что единственной солью в маточном растворе, составляющем прослойки, является NaCl и, обозначим соленость льда (в $^0/_{00}$) через S, средние поперечные размеры зерен через d, среднюю толщину прослоек при температуре θ через δ, содержание NaCl в растворе, находящемся в равновесии со льдом при этой температуре, через p (тоже в $^0/_{00}$), плотность этого раствора — через ϱ, плотность льда зерен через $\varrho_в$, а среднюю плотность всего льда — через $\varrho_л$.

Выражая вес соли в одном $см^3$ льда один раз в функции d, δ, p и ϱ, а другой раз в функции S и $\varrho_л$, получаем в общем виде

$$\frac{(d+\delta)^i - d^i}{(d+\delta)^i}\varrho p = S\varrho_л = S\frac{d^i\varrho_в + [(d+\delta)^i - d^i]\varrho}{(d+\delta)^i}, \qquad (1)$$

где показатель i зависит от того, уподоблять ли каждое зерно кубику со стороной d (тогда $i = 3$) или же призме, имеющей сечение

в виде квадрата со стороной d и расположенной длиной перпендикулярно поверхности замерзания, — тогда $i = 2$ [1]).

В этих уравнениях p, ϱ и $\varrho_в$ являются постоянными, зависящими только от температуры θ; d и S задаются наперед, а потому уравнения можно решить относительно неизвестных δ и $\varrho_л$ или d и разности $\Delta\varrho = \varrho_л - \varrho_в$ плотности соленого и пресного льда, не зависящей от соотношения между δ и $\varrho_л$, а исключительно от заданной наперед солености S.

Произведем расчет по этим формулам, прибегая в случае надобности ко второму приближению, для солености $S = 5^0/_{00}$, которую можно считать близкой к средней солености морского не очень молодого льда. Для меньших соленостей легко сделать пересчет, так как с точностью до вторых степеней δ/d толщина прослоек δ пропорциональна S, как это видно из сопоставления формул (2) и (5). Я вычислил δ для значений d=8 *мм*, 2 *мм* и 0,5 *мм* и для температур —2°, —7°, —12°, —17° и —22°, а также — параллельно с этим — даю δ и для $S = 1^0/_{00}$. Для $\theta = -22°$ даны два столбца чисел: левый, относящийся к еще жидким прослойками, и правый — к затвердевшей эвтектике, плотность которой мы будем принимать равною 1,080 (считая, что плотность соленых кристалликов в ней = 2,6).

Таблица LXXIX

Порядок толщины δ (в μ) соленых прослоек между зернами льда при соленостях $S = 5^0/_{00}$ (числа налево от косой черты) и $S = 1^0/_{00}$ (направо) для различных размеров зерен d и для различных температур

θ =		—2°	—7°	—12°	—17°	—22°	
d = 8 *мм*	i = 3	430/86	119/24	74/15	54/11	44/9	49/10
	i = 2	645/129	176/36	111/22	83/17	66/13	73/15
d = 2 *мм*	i = 3	107/21	30/6,0	18/3,6	14/2,8	11,0/2,2	12,2/2,5
	i = 2	160/32	45/9,0	28/5,6	21/4,2	1,64/3,3	18,3/3,7
d = 0,5 *мм*	i = 3	27/5,2	7,4/1,5	4,6/0,9	3,4/0,7	2,8/0,6	3,1/0,6
	i = 2	40/8,0	11,2/2,2	6,9/1,4	5,2/1,0	4,1/0,8	4,6/0,9

Интересно сопоставить это с вероятной толщиной прослоек, например, для Невского льда, для которого при размерах зерен в 8 *мм* мы получили бы аналогичным способом по формуле (2)

[1]) Если принимать $i = 1$, это будет соответствовать ирреальному случаю пластинок, отделенных прослойками маточного рассола, что могло бы получаться в исключительных условиях двустороннего замораживания соленого раствора между двумя параллельными поверхностями.

величины толщины порядка 3 μ — при —2°, 1 μ — при —7°, а при —22° — порядка $^1/_3$ μ.

Если считать коэфициент линейного расширения Невского льда равным $1{,}5 \cdot 10^{-4}$, то для коэфициента расширения самих зерен получается значение $1{,}47 \cdot 10^{-4}$.

Приведем еще плотности $\varrho_л$, какие соответствуют данным табл. LXXIX, причем укажем их не только для соленостей $S = 5$ и $S = 1$, но и для $S = 3$ и $S = 0$.

Таблица LXXX

Плотности $\varrho_л$ соленого льда для различных соленостей S при температурах θ

θ =	—2	—7	—12	—17	—22	
S = 5 ‰	0,9315	0,9246	0,9243	0,9242	0,9245	0,9229
S = 3 ‰	0,9255	0,9220	0,9219	0,9223	0,9227	0,9217
S = 1 ‰	0,9203	0,9194	0,9198	0,9204	0,9209	0,9206
S = 0 ‰	0,9172	0,9180	0,9187	0,9194	0,9200	

Данные табл. LXXIX и LXXX дают результаты вычислений для наперед заданных одинаковых при различных температурах значений солености S и размеров зерен d. Интереснее, однако, выяснить, как должны изменяться толщины прослоек в куске льда, имеющем возможность свободно расширяться при понижении температуры. Если обозначить начальную температуру через θ', а конечную — через θ'' и такими же указателями помечать другие величины, относящиеся к этим температурам, то на основании постоянства массы совокупности льда и прослоек, с одной стороны, и содержания в этой совокупности соли мы получим следующие два уравнения:

$$[(d' + \delta')^i - d'^i]\, \varrho' p' = [(d'' + \delta'')^i - d''^i] \varrho'' p'', \qquad (2)$$

$$(d' + \delta')^i - d'^i]\, \varrho' = [(d'' + \delta'')^i - d''^i]\, \varrho'' + (d''^2 - d'^2)\, \varrho_в. \qquad (3)$$

Если задаваться определенными начальными температурой и соленостью, то ϱ', p', d' и δ' будут известны, и из уравнения (2) мы найдем для любой другой температуры значение $(d'' + \delta'')^i - d''^i = A$. Подставляя его в уравнение (3), найдем из него величину $d''^i = A$ и далее $(d'' + \delta'')^i = A + B$.

Таблица LXXXI дает результаты такого рода подсчетов для температур $\theta = -7°$, $-12°$, $-17°$ и $-22°$, если принять за начальные значения d' и δ' те, которые относятся к $\theta = -2°$ и даны в первом столбце таблицы LXXIX. Первое слагаемое дает значение размеров зерен, второе — толщину прослоек.

Таблица

Размеры зерен и толщины прослоек для льда, имевшего при —2° соленость жении тем

		—2°	—7°	—12°
$d = 8$ мм	$S = 5$	8000+645/8000+430	8483+194/8325+128	8559+122/8375+81
	$S = 1$	8000+129/8000+86	8096,7+39,8/8064,5+26,5	8112,1+25,2/8074,7+46,7
$d = 2$ мм	$S = 5$	2000+160/2000+107	2120,6+48,0/2080,9+31,8	2139,6+30,4/2093,5+20,0
	$S = 1$	2000+32/2000+2,1	2024,0+9,9/2015,8+6,4	2027,8+6,3/2018,3+4,0
$d = 0{,}5$ мм	$S = 5$	500+40/500+2,7	530,1+11,9/520,1+8,0	534,9+7,5/523,5+5,0
	$S = 1$	500+8,0/500+5,2	505,9+2,5/503,9+1,6	506,9+1,7/504,5+1,0

Таблицу, которая была бы аналогична таблице LXXX и давала бы средние плотности льда $\varrho_л$ для тех же случаев, легко вычислить, зная сумму размеров зерен и толщины прослоек и первоначальное значение $\varrho_л$, так как очевидно, что

$$\frac{\varrho'_л}{(d' + \delta')^i} = \frac{\varrho''_л}{(d'' + \delta'')^i}. \qquad (4)$$

Таким путем получились следующие данные.

Таблица LXXXII

Плотности $\varrho_л$ соленого льда для различных соленостей S и различных температур θ в случае свободного изменения его размеров

$\theta =$	—2°	—7°	—12°	—17°	—22°	
$\varrho_л$	0,9315	0,9247	0,9243	0,9244	0,9246	0,9230
	5,000	4,964	4,961	4,962	4,963	4,954
$\varrho_л$	0,9203	0,9186	0,9184	0,9183	0,9183	0,9182
	1,000	0,9982	0,9980	0,9978	0,9978	0,9976

Температура, при которой увеличение объема льда, вызываемое при понижении температуры переходом части воды из маточного рассола в твердое состояние, перестает компенсироваться суммарным влиянием увеличения плотности остающегося в прослойках маточного рассола и сжатием зерен льда при понижении температуры; она тем выше, чем меньше общая соленость льда. Это вполне соответствует наблюдениям Мальмгрена к опытам Петерсона, хотя значения температур и не вполне совпадают, что можно отчасти приписать недостаточной точности вычислений, производившихся не с этой целью.

Для полноты картины рассмотрим случай замерзания морской воды не сверху, а снизу — случай, когда морская вода попала

LXXXI

$S=5‰$ или $S=1‰$ и свободно изменяющего свои размеры при понипературы

−17°	−22°	
8594+92/8397+61	8614+74/8410+50	8614+81/8410+55
8118,9+18,9/8079,3+12,5	8122,8+15,9/8081,8+10,3	8122,8+17,5/8081,8+11,3
2147,7+22,7/2098,8+15,0	2152,4+18,4/2101,9+12,2	2152,4+20,2/2101,9+13,4
2029,5+4,7/2019,4+3,0	2030,4+3,9/2020,0+2,5	2030,4+4,3/2020,0+2,7
536,9+5,7/524,9+3,8	538,1+4,6/525,6+3,1	538,1+5,1/525,6+3,4
507,4+1,2/504,8+0,8	507,6+1,0/505,0+0,6	507,6+1,1/505,0+0,7

на поверхность льда случайно (например, при волнении из разводьев) или вылита на лед человеком (например, при выкачивании ее из трюма при наличии щелей) и разлилась по нему тонким слоем.

Лед, образовавшийся из такой воды путем намораживания снизу, должен иметь ту же соленость, что исходная вода, и потому относительная толщина соленых прослоек должна быть в нем значительно больше, чем в предыдущих случаях. Хотя в таком льде кристаллы-зерна, вероятно, будут расти оптической осью вверх, но для общности вычислим только относительный объем v/V жидких прослоек маточного раствора. Будем исходить из предположения, что морская вода замерзла целиком при температуре ниже −22°, и найдем относительный объем прослоек и плотность льда при более высоких температурах, пользуясь формулой

$$\frac{v}{V}\varrho_р = S\varrho_л = S\frac{(V-v)\varrho_в + v\varrho}{V}, \qquad (5)$$

аналогичной формуле (1). Результаты вычислений дает нижеследующая табличка, в которой в отличие от предыдущих таблиц в первом столбце стоят числа, относящиеся к $\theta = -3°$, так как при $\theta = -2°$ лед солености 33% будет весь жидким.

θ	−3°	−7°	−12°	−17°	−22°	
v/V	0,470	0,276	0,184	0,138	0,112	0,012
$\varrho_л$	0,9938	0,9801	0,9543	0,9527	0,9508	0,9402

Таким образом примерно при −5° такой «лед» должен по своей прочности и структуре напоминать смоченный уплотненный песок, в котором объем воды составляет около 35%, а при −3° — смоченный рыхлый песок, для которого объем воды — порядка 45%.

Я умышленно привел подробно эти выдержки из той своего рода «теории прослоек», которую я в настоящее время разрабатываю (если не в виде дифференциальных уравнений, то в числовых примерах), чтобы подчеркнуть, какое значение для диагностического истолкования структуры льда может иметь оценка средних размеров зерен. Замечу, что под структурой льда я в данном случае понимаю форму и размеры отдельных зерен и ориентировку их кристаллографических осей, форму, размеры, распределение и соленость прослоек между зернами и форму, размеры и распределение воздушных включений.

Если процесс ледообразования из морской воды рассматривать под углом зрения толщины прослоек и изменения ее на различных горизонтах с течением времени, то получаются следующие качественные выводы:

1. Замерзание морского льда начинается, когда температура воздуха над ним падает ниже —2° (в круглых числах), причем образовавшийся слой льда начинает правильно расти только по достижении толщины в несколько сантиметров.

2. Пока температура верхнего слоя льда не упадет ниже —22°, прослойки между зернами соединяют собой воздух, находящийся над льдом, и воду, находящуюся под льдом, либо в виде сотообразной системы тонких сплошных близких к вертикальности жидких лент, соединяющихся по бокам друг с другом, либо в виде сложного переплета кусков жидких пластинок, примыкающих со всех боков друг к другу.

3. Концентрация солей на каждом горизонте должна быть практически одинаковой у всех прослоек этого горизонта, причем эта концентрация должна соответствовать равновесию между раствором и льдом при средней температуре на этом горизонте, а средняя толщина прослоек будет зависеть, кроме того, от средней солености на том же горизонте и будет при прочих равных условиях тем меньше, чем меньше соленость.

4. При понижении температуры толщина прослоек уменьшается вследствие замерзания части воды раствора, пока температура не доходит до эвтектической (около —22°); когда временно толщина возрастает вследствие замерзания раствора целиком, а затем снова уменьшается, но очень медленно.

5. Вследствие соединения всех жидких прослоек между собой, рассол в них должен стоять на одном уровне, определяемом равенством трех давлений на уровне нижнего слоя льда:

а) гидростатического давления столба морской воды от этого слоя до уровня ее в трещинах и разводьях,

б) гляциостатического давления всей толщи ледяного покрова, плавающего на этой воде,

в) гидростатического давления столба рассола различной концентрации на различных горизонтах в сообщающейся с морской водой и с воздухом системе соленых прослоек — столба, высота

которого (вследствие того, что средняя концентрация этого столба больше, чем у морской воды) будет меньше высоты слоя морской воды над уровнем нижнего слоя льда, и разность этих высот будет тем больше, чем больше толща льда.

6. Последнее обстоятельство вызывает просачивание соленых прослоек из слоя льда, находящегося над этим уровнем, в случае спутанной системы прослоек при непризматичности зерен и замену их воздухом, причем это просачивание будет итти тем быстрее, чем больше разность уровня воды в прослойке и уровня верхней поверхности льда, которая в свою очередь зависит от общей толщины льда и будет, следовательно, увеличиваться по мере роста льда.

7. В самых нижних слоях, где температура близка к температуре начала вымерзания чистого льда из морской воды, толщина прослоек теоретически должна быть очень большой, если бы изотермические поверхности были плоскими, но вследствие того, что теплопроводность льда значительно превышает теплопроводность морской воды, у краев прослоек температура будет в нижних слоях несколько ниже, чем на том же уровне на заметном расстоянии от прослоек, и толщина прослоек будет меньше, чем следовало бы из вывода 3.

8. Возрастание концентрации солей в соляных прослойках снизу вверх вызывает миграцию солей вниз под влиянием четырех факторов:

а) диффузии их по закону Фика от верхних слоев, имеющих большую концентрацию, к нижним, где концентрация меньше;

б) несоответствующего условиям гидростатического равновесия распределения плотностей (более плотные слои выше менее плотных), в результате чего должно происходить опускание более тяжелых слоев вблизи поверхностей прослоек с заменой их менее концентрированными, поднимающихся кверху, в средних частях прослоек, с диффузией солей при этом движении;

в) добавления сверху концентрированного (до начала таяния льда сверху) рассола из слоев льда, расположенных выше уровня рассола, соответствующего выводу 5.

г) вытеснения рассола вниз при значительных понижениях температуры (см. следующий вывод).

9. Ход перераспределения концентрации солей изменяется после того, как температура верхней поверхности льда достигнет —22° и содержимое верхних частей прослоек станет целиком замерзать, делая тем самым их закрытыми сверху и вытесняя часть самого рассола вниз вследствие того, что удельный объем эвтектики больше удельного объема замерзающего нацело эвтектического рассола.

10. После закрытия прослоек сверху из перечисленных в выводе 8 факторов миграции соли отпадает третий.

11. Изменение толщины прослоек при дальнейших изменениях температуры после закрытия их сверху нельзя, строго говоря,

считать происходящим точно так же, как для свободно изменяющей свои размеры льдины, но так как изменения плотности морского льда при температурах между —5° и —22° чрезвычайно малы, то этим различием можно пренебрегать.

12. Когда после наступления минимума температуры воздуха и верхнего поверхностного слоя льда температура, возрастая, достигнет снова —22°, прослойки над слоем с затвердевшим их содержимым станут частично обращаться в жидкое состояние, причем объем их при таянии эвтектики уменьшится скачком, а затем будет уменьшаться очень медленно до температур примерно в —5°; так будет, если до этого времени перемещение вниз минимума температуры, связанное с постепенным повышением ее в слое с минимальной температурой, не приведет к уничтожению перемычки, в которой прослойки оставались замерзшими, и к восстановлению сквозного сообщения между воздухом и морской водой через систему соленых прослоек.

13. В этот промежуточный период в частях прослоек, лежащих выше перемычки, уровень может начать повышаться от просачивания в них рассола из еще не полностью опресненных самых верхних слоев, если только температура в этих слоях повысится достаточно для частичного расплавления этих обедненных солью прослоек.

14. В последнем случае миграция соли будет происходить не только вниз под влиянием первых двух из перечисленных в выводе 8 факторов, но и вверх — от перемычки в слои с меньшей концентрацией солей.

15. При уничтожении перемычки произойдет скачкообразное понижение уровня в системе прослоек.

16. После уничтожения перемычки будет налицо распределение толщин прослоек с минимумом ее примерно на уровне бывшей перемычки и с максимумом концентрации, лежащим выше этого уровня.

17. После начала таяния самого верхнего слоя льда процессы миграции солей должны итти значительно интенсивнее, так как гидростатическое равновесие в системе прослоек будет всегда нарушенным вследствие того, что заполненные воздухом пространства, оставшиеся между зернами в слое льда от верхней поверхности его до «нормального» уровня воды в прослойках после частичного вытекания из них рассола, станут теперь заполняться почти пресной водой до уровня верхней поверхности льда, т. е. выше нормального уровня. Перемещение этой почти пресной и теплой воды вниз будет вызывать, с одной стороны, частичное плавление льда, с другой стороны, разжижение прослоек, — и хотя оба эти явления и будут ослабляться за счет запаса «холода» в прилегающих к прослойкам частях зерен, но с некоторым запозданием.

18. Новый зимний период застанет лед с довольно толстыми солеными прослойками на верхних и нижних горизонтах и несколь-

ко расширенными против нормы, определяемой средней температурой слоя, прослойками в промежуточных слоях, заполненными притом рассолом пониженной концентрации.

19. Процесс замерзания воды в верхних частях прослоек в ледяном покрове возраста более года отличается от процесса замерзания в первый год существования ледяного покрова тем, что прекращение сквозного сообщения через прослойки наступает раньше в связи с меньшей соленостью воды в этих верхних частях и начинается от более высоких горизонтов — в связи с медленностью просачивания воды, стоящей в прослойках на уровне, превышающем нормальный, соответствующий закону сообщающихся сосудов.

20. Поэтому на второй год (а тем более в последующие годы) существования ледяного покрова, если даже он не продрейфует в места с иными климатическими характеристиками, при частичном замерзании прослоек, вызываемом понижением температуры, толщина прослоек и соленость рассола в них будут на различных горизонтах меньше тех, какие соответствовали тем же температурам на этих горизонтах в первую зиму, — в особенности, если вести счет горизонтам не от верхней поверхности льда, а от нижней, которая с каждым годом существования льда будет находиться все ниже и ниже по сравнению с уровнем воды в трещинах и разводьях.

21. Все предыдущие выводы относятся ко льду, который нарастает только снизу и поверхность которого не покрыта снегом. Однако в связи с тем, что на полярном паке снежный покров лишь в виде исключения не успевает стаять за весну и лето, а получившаяся от таяния снега вода, будучи на горизонтах, более высоких, чем горизонт морской воды в трещинах и разводьях, должна стекать вниз, лишь временно образуя своего рода «горные озера», снеговой покров может изменить обрисованный выше режим соленых прослоек лишь в направлении замедления проникновения в ледяной покров волн холода и связанных с этим местных уменьшений толщины прослоек.

22. Влияние снежного покрова может сказаться также на повышении «нормального» уровня воды в прослойках от веса этого покрова (в том же направлении влияет и вес торосов). В противоположном направлении будет действовать таяние ледяного покрова сверху, которое может иметь место летом, но вряд ли эти влияния будут сколько-нибудь значительными.

Хотя многие из этих выводов можно считать подтверждающимися непосредственными наблюдениями [1]) и хотя наметка математической теории точно так же дает числа, порядок которых не слишком ирреален, я все же далек от того, чтобы придавать этой «теории прослоек» значение, сколько-нибудь превышающее зна-

---

[1]) Большой материал собран в вышедшей недавно в свет книге Н. Н. Зубова *Морские воды и морские льды*, М. 1939.

чение рабочей гипотезы. Мне представляется, что она могла бы дать некоторые указания на желательное направление изучения метаморфизма морского льда.

Формулы, аналогичные вышеприведенным, имеют также большое значение для выяснения относительного объема жидких прослоек по мере приближения к температуре замерзания первоначального раствора — к температуре, при которой отношение объема прослоек к объему зерен становится бесконечно большим. Чем более содержание солей во льде в целом отличается от содержания солей в той воде, из которой образовался лед, — другими словами, чем меньше было захвачено этого раствора между зернами, т. е. чем медленнее образовывался лед, — тем более резок переход от приблизительно равномерного увеличения толщины прослоек с повышением температуры к чрезвычайно ускоренному увеличению этой толщины при приближении к температуре замерзания первоначальной воды. Это видно, например, из сопоставления строк, относящихся к соленостям $S = 5$ и 1% соответственно в таблицах LXXIX и LXXXI, если представим себе, что при температуре плавления размеры зерен должны стать равными нулю.

Это обстоятельство вполне согласуется с данными относительно значений плотности и теплоемкости «пресного» льда при температурах около 0°[7], для которых резкие изменения этих характеристик льда по мере приближения к этой температуре сосредоточены на тем более узком интервале температур и тем интенсивнее, чем лед чище.

ДОБАВЛЕНИЕ III

Об условиях нарушения переохлаждения воды

I. *К стр. 142.* Ярким примером того, как пренебрежение этим обстоятельством может обесценить результаты даже специальных исследований над условиями нарушения переохлаждения воды, могут служить три работы [8–10] — Юнга, Юнга и Кросса и Юнга и Сиклена — над «механическим стимулом кристаллизации».

Для измерения этого «стимула» во вполне определенных условиях авторы в своих чрезвычайно тщательно обставленных исследованиях помещали пробирку с переохлаждаемой водой и приспособления, вызывавшие механические воздействия (например «наковальню», скрепленную с вертикальной трубкой, внутри и вдоль которой скользил падавший на нее «молоток»), в термостат. Последний поддерживался при температуре ниже 0°, так что не только вода, но и часть стенок пробирки, и все части «стимулятора», находившегося над поверхностью воды, приобретали ту же температуру, что и самая вода. При этом, конечно, на этих стенках и частях осаждался иней и авторы, думая, что они изучают закономерности, связывающие, например, высоту падения молотка, его массу и особенности поверхностей молотка и наковальни с величи-

ной переохлаждения, при которой «механический стимул» вызывал нарушение этого переохлаждения, на самом деле определяли величину усилия, нужного для того, чтобы *в условиях их опытов* стряхнуть со стенок или с поверхности находившихся над переохлажденной водой предметов хоть одну частичку осевшего на них инея. Вода же сама по себе являлась только индикатором того, что такая частица оторвалась, так как после ее падения наступало нарушение переохлаждения, сопровождавшееся повышением температуры, измерявшейся тщательно проградуированными термоэлементами.

2. *К стр. 144.* По устному сообщению мне Г. Б. Чижова (Ленинградский институт холодильной промышленности) продолжали плавать в воде, переохлажденной до —4°, даже такие рыбы, как язь и орфа, погибавшие однако очень скоро после того, как в эту воду бросали кусочек льда и начиналась частичная кристаллизация воды, сопровождавшаяся повышением ее температуры до 0°.

3. *К стр. 147.* Пожелание, высказанное в 5-м абзаце этой страницы, оказалось частично осуществленным в очень интересных и имеющих большое принципиальное и практическое значение опытах Чижова [11]. Чижов установил, что если взять определенное твердое тело и определенную воду (например, воду, которая была подвергнута тем или другим операциям или в которой были растворены те или другие вещества), то существует практически достаточно постоянная «критическая температура кристаллизации», при которой на поверхности взятого твердого тела начинается выделение льда из переохлажденной воды. Исследования продолжаются.

ДОБАВЛЕНИЕ IV

Дополнительные данные по механическим свойствам льда

1. *К стр. 182—184.* К таблице XXXVIII определений модулей упругости добавим результаты опытов Абрамова [12], из которых получилось $N = 10{,}3$ ($n = 5$, $\theta = -17°$) и $N = 10{,}2$ ($n = 4$, $\theta = -25°$), опытов Цытовича [13], давших $E = 31$ ($n = 2$, $\theta = -1{,}5°$) и $E = 40$ ($n = 2$, $\theta = -5$) и Саваренского и Молчанова [14] $E = 7{,}9$ (по скорости сейсмических волн).

2. *К стр. 203.* В сводке Абрамова 1916 г. [12] указано, что «по данным Казанских инженеров сопротивление на раздавливание 30,5; а по данным Средне-Сибирской жел. дороги 47,0 *кг/см²*».

3. *К табл. XLVIII на стр. 204—206.* Добавлю к этой таблице следующие данные (вычислены и приведены к $\theta = -3°$ мною):

	n	$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$
Абрамов [12] лед р. Невы . . .	2+2	36∓1	20∓2
„ „ „ р. Аксая . .	4	37∓12	—
„ „ искусственный лед.	11		27∓4
Цуриков [15]	2	35∓3	—
Басин [16]	76+111	32∓9	25∓6

Если сделать приведения к $K_{||}$, то получится среднее порядка 33 $m/см^2$, но все же общее среднее из всех 1456 сопоставленных определений $K_{||}$ надо считать попрежнему равным 31 $m/см^2$.

4. *К таблице XLV на стр. 210—211.* Добавления (вычисленные и приведенные к $\theta = -3°$) следующие:

	n	K
Абрамов [12] лед р. Невы	5	51 ∓ 7
„ „ „ р. Аксая	9	15 ∓ 1
„ „ искусственный лед . . .	4	22 ∓ 6
Цуриков [15]	7	14 ∓ 6
Трощинский [17] верхний слои . . .	80	23
„ нижние слои . . .	78	20
„ [17] вертикальные . . .	35	24
„ [18] . . .	16	12 ∓ 3

Среднее от добавленных 234 определений, равное 21,5, повышает прежнее среднее из 868 определений, равное 16,2 ∓ 4,4 до 17,2.

Отмечу попытку Цурикова [15] выразить зависимость сопротивления K льда на перелом от объема v воздуха в единице его объема («полостность») формулой

$$K = \frac{a}{v + b} \qquad (6)$$

где a и b — постоянные. Формулу (6) автор проверил на результатах Трощинского [19] и своих. Немногочисленность использованного материала делает желательной поверку этой формулы на более обширном материале.

Все эти определения относились к *образцам*, выпиленным или вырезанным из ледяного покрова, а не к ледяному покрову как таковому. Применив методику Бевана [20], определявшего модуль Юнга на узких полосках, выделенных в ледяном покрове и оставшихся скрепленными с ним только одним концом, к нахождению предела пластичности ледяного покрова in situ [17], Трощинский произвел ряд весьма существенных измерений, как на таких «клавишах», вырезанных в искусственном ледяном покрове — в ящиках 200 × 200 $см^2$ [21] так и в естественном ледяном покрове р. Луги, [18]. Главною целью первых опытов было выяснение, насколько ослабляется прочность ледяного покрова, если сделать в нем пропилы на определенную долю всей толщи льда, причем вместе с этим были произведены испытания на прочность брусков без пропила и с несквозными пропилами [21].

Не останавливаясь на результатах опытов над прочностью брусков и клавишей с несквозными пропилами, подтвердивших возможность применять к этим случаям формулы, получаемые теоретическим путем, остановимся подробнее на опытах Трощинского с «клавишами» в естественном ледяном покрове — опытах, являющихся первыми и пока единственными определениями прочности самого ледяного покрова.

Результаты этих опытов (параллельно с которыми производились определения предела пластичности образцов, вышиленных из отломанных клавишей) дает следующая таблица.

Таблица XXXIII

Результаты опытов Трощинского над разламыванием „клавишей" ледяного покрова и вырезанных из них образцов

Номер серии	Клавиши		Образцы		
	вверх	вниз	верхние	нижние	вертикальные
1	5,0	19,2	32,8	23,8	—
2	12,4	8,5	29,6	24,6*	—
3	7,6	—	20,4	14,6	—
4	4,0	10,6	8,6	8,7	—
5	5,2	18,3	16,5	17,0	14,1*
6	2,3	8,3	17,8	14,8	17,8*
7	10,1	19,1	15,4	13,6	14,3
8	10,4	14,3	41,6	43,0*	51,7*
1—8	7,1	14,0	22,6	19,7	24,5

Число разломанных клавишей в каждом случае было равно 5; число образцов каждого сорта — сумме чисел клавишей за исключением случаев, отмеченных звездочкой, где она была на 1—3 меньше.

Трощинский ломал клавиши как усилием, направленным вверх, так и усилием, направленным вниз, исходя из того соображения, что в первом случае сопротивление на разлом должно определяться почти исключительно прочностью нижних слоев, а во втором—верхних. Прочность в первом случае оказалась раза в 2 меньшей, чем во втором, что может быть объяснено тем обстоятельством, что нижние слои ледяного покрова в период испытаний (начатых тогда, когда толщина покрова стала убывать) были уже в стадии разрушения. С моей точки зрения, это разрушение должно было сказываться в значительном увеличении толщины жидких прослоек между ледяными зернами [1]). А так как при испытаниях образцов, вырезанных тоже из нижних слоев клавишей, — испытаниях, которые, как общее правило, производились при отрицательных температурах воздуха, содержимое этих прослоек почти целиком замерзало, то различий в прочности образцов, вырезанных как в горизонтальном направлении из верхних или из нижних слоев, так и в вертикальном направлении, практически не получалось, но прочность всех их оказалась больше, чем у клавишей, верхние слои которых состояли в это время из льда, полученного от таяния снежного покрова.

[1] См. конец Добавление II на стр. 510.

6. *К стр. 213; раздел Б.* К распределениям по децилям добавим следующие результаты обработки в этом направлении определений: 1) Абрамова [9] — предела пластичности на разрыв; 2) Басина [13] — на раздавливание; 3) его же [13] — на скалывание; 4) Трощинского [15] — на перегиб при опытах над разламыванием образцов, вынутых из ледяного покрова; 5) его же — на перегиб при опытах над разламыванием «клавишей» в самом ледяном покрове.

Таблица XXXIV

Распределение значений $K/\bar{K}$ по децилям по дополнительным данным (n — число отдельных результатов)

	Децили	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	($n=129$)	77	84	88	92	96	99	104	109	115	136
2	($n=187$)	44	62	74	85	92	99	109	126	139	170
3	($n=102$)	46	65	75	83	91	101	111	126	139	163
4	($n=183$)	48	66	80	88	97	104	111	118	131	158
5	($n=75$)	67	79	87	92	96	102	106	110	118	143

Обращаю внимание на меньшее рассеяние при испытаниях на разрыв и при испытаниях клавишей ледяного покрова.

7. *К стр. 213; раздел В.* К определениям предела пластичности при других деформациях кроме одностороннего сжатия и изгиба добавлю:

А. Выдержку из сводки Веделя [22]: «Сопротивление на разрыв по данным германских инженеров (*Engineering News*, **14**, 1885) 9,9 — 15,7 *кг/см*^{2}, а сопротивление на сдвиг (*Nature*, **1**, 1870) 5,3 — 8,4 *кг/см*^{2}».

Б. Результаты определений Басина [16] на скалывание параллельно поверхности замерзания 2,7 *кг/см*^{2} ($n = 111$) и перпендикулярно к ней 2,5 *кг/см*^{2} ($n = 76$).

В. Результаты подобных же определений Хэфели [23] $K = 9{,}6$ ($n = 11$).

Присоединение данных Б и В изменяет общее среднее с 5,8 на 4,0. Такое значительное уменьшение можно приписать тому, что определения Басина относились к периоду перед ледоходом.

8. *Общее заключение о дальнейших задачах изучения механических свойств льда.* Из предыдущих страниц видно, что вновь добавляемые определения пределов пластичности образцов льда, испытанных в лабораторных или полулабораторных условиях, не отражаются сколько-нибудь существенным образом ни на средних значениях этих пределов, ни на закономерностях их распределения по децилям (иначе говоря, на повторяемостях отклонений отдельных определений от средних). Вместе с тем эти же исследования показали, что получаемые результаты зависят от методики испытаний (в частности, от быстроты возрастания напряжения) и что пока недостаточно известна зависимость пределов пластичности

льда от температуры (весьма вероятно потому, что эта зависимость будет различной при различной быстроте возрастания напряжения), а также от солености и содержания воздуха.

С другой стороны, из опытов Трощинского ясно наметилось противоречие между результатами испытаний образцов, извлеченных из того или другого слоя ледяного покрова, и этих же слоев in situ — на месте. Хотя это, пока не устраненное опытным путем, противоречие и может найти себе приведенное выше теоретическое объяснение, но все же необходимо признать желательность дальнейших опытов в этом направлении с соблюдением таких предосторожностей, которые позволяли бы более уверенно сопоставлять результаты определений прочности «клавишей» и вырезанных из них образцов. Такими предосторожностями являются: 1) испытание образцов при температуре, какую имел соответствующий слой ледяного покрова; 2) соблюдение принципа подобия размеров образца и клавиша (как это уже было предусмотрено в опытах Трощинского); 3) испытания образцов и клавишей при примерно одинаковой быстроте возрастания напряжения.

Согласие между собой результатов определений пределов пластичности образцов льда различными авторами можно приписать более или менее стандартизованной методике испытаний и точно также можно считать сравнительно легко устранимым в ближайшем будущем противоречие между результатами испытаний ледяного покрова на месте и результатами испытаний образцов. Гораздо менее благополучно с практическим вопросом о том, насколько соответствуют результаты и тех, и других испытаний условиям, в которых работает ледяной покров, когда им пользуются как опорой (ледяные переправы, постройка сооружений на ледяном покрове, посадка самолетов на лед) или когда борются с его силовыми воздействиями (действие ледяного покрова на береговые и гидротехнические сооружения, сжатие судов ледяным покровом, работа ледоколов).

В ряде случаев можно наперед указать хотя бы ориентировочно отрезки времени и величину действующих напряжений, но даже при вполне достаточном знании тех средних значений предела пластичности и распределений повторяемости различных отклонений от этих средних, какие собраны выше, и будут вскоре известны с удовлетворительной для практических целей точностью, пока нельзя сколько-нибудь уверенно переносить результаты таких определений на другие режимы силовых воздействий тел на лед или льда на тела.

Таким образом, намечаются на ближайший период времени два основных направления изучения механических свойств льда, как переменного во времени (вследствие изменения состава и толщины жидких прослоек) материала ледяного покрова:

I—изучение сжатий, прогибов и прочности ледяного покрова на месте; II — лабораторное изучение пластической стадии (от предела упругости до предела пластичности) льда, т. е. поведения его при

различных деформационных и силовых режимах и при различных температурах, что требует, конечно, предварительных измерений предела упругости и упругих постоянных для различных типов деформации.

Механические свойства льда однозначно зависят от его строения в широком смысле слова (размеры и форма кристаллических отдельностей и ориентировка их осей; толщина, состав и распределение соленых прослоек; объем и распределение включений воздуха). А так как, с одной стороны, даже два соседних образца из одного и того же слоя ледяного покрова зачастую различаются заметно между собою и, с другой стороны, всякий опыт над каким-нибудь образцом льда в пластическом его состоянии дает при повторении этого опыта иные результаты вследствие происшедших при первом опыте необратимых изменений строения образца, то весьма существенным облегчением исследований над пластической стадией льда было бы освоение методов искусственного — серийного, если не массового — приготовления образцов льда любого наперед заданного строения, — в частности строения, сходного со строением образца, вынутого из ледяного покрова в определенный момент времени, в определенном месте, на определенном горизонте покрова.

Если такая методика будет разработана и освоена, то после исчерпывающего исследования закономерностей пластических деформаций для образцов льда различного строения и параллельного изучения изменений строения ледяного покрова в зависимости от гидрометеорологических условий его образования, станет и легче, и обоснованнее проектирование сооружений для использования льда или для борьбы со льдом с достаточной для практических целей точностью и без преувеличения запаса прочности. Повидимому, для этого будет вполне достаточно знания толщины ледяного покрова и распределения по всей толще температуры и строения льда (методика таких испытаний может быть сделана достаточно простою) — и не невозможно, что для этой цели можно будет обходиться обычными (или несколько расширенными по программе) гидрометеорологическими наблюдениями.

Литература к добавлениям

1. В. В. Протанский, *Лесное хозяйство и лесоэксплоатация*, № 12, 4—8 (1936).
2. М. М. Корунов, *Исследование сопротивления движению саней по снежно-ледяным дорогам* (рукопись в редакции Урал. научно-исследоват. лесопромышл. инст.).
3. М. М. Корунов, *Труды Урал. научно-иссл. лесопром. инст.*, 4, стр. 108 (1931).
4. С. А. Сыромятников, В. И. Левин и Н. В. Новосельцов, *Стахановские резервы транспортных баз*, стр. 85, Архангельск, 1936.
5. Н. А. Павлов, *Предварительные опыты по выяснению зависимости сопротивления движению лыж от их поверхности и от состояния снежного покрова* (рукопись в ред. Трудов Инст. физ. культ. им. Лесгафта).
6. См. гл. I [46].

7. Б. П. Вейнберг, *Плотность и теплоемкость льда близ температуры плавления* (приг. к печ., 1939).
8—10. См. гл. II [194—196].
11. См. гл. II [197].
12. См. гл. III [119].
13. Н. А. Цытович, *Исследование влияния ледяных прослоек на деформации мерзлых грунтов при сжатии* (приг. к печ., 1939).
14. См. гл. I [2].
15. В. Л. Цуриков, *Некоторые данные о связи прочности морского льда с его полостностью* (приг. к печ., 1938).
16. М. М. Басин, *Испытания сопротивления ледяного покрова р. Свири сжатию, срезу и излому в период таянья весною 1934* (рукопись—в Институте Гидротехники, 1937).
17. И. П. Трощинский, *Опыты над прочностью ледяного покрова р. Луги на месте* (приг. к печ., 1939).
18. И. П. Трощинский, *О прочности брусков льда с прорезанными канавками* (приг. к печ. 1939).
19. И. П. Трощинский, *Опытные определения сопротивления ледяных образцов* (приг. к печ. 1939).
20. Б. П. Вейнберг, *Метеорология и гидрология*, **2**, № 11—12, 89 (1936).
21. И. П. Трощинский, *Исследование прочности ледяного покрова в зависимости от глубины прорезанных во льде канавок* (приг. к печ., 1938).
22. См. гл. III [101].
23. R. Haefeli, *Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik, Geologie der Schweiz, — Geotechn. Serie — Hydrologie*, Lief. 3, 61—243, 1939 (диссертация на степень доктора технических наук; заключает результаты многочисленных и тщательно поставленных лабораторных и полевых опытов над механическими свойствами снега и теорию длительного действия сил на снежный покров)

АЛФАВИТНЫЙ СПИСОК АВТОРОВ

(указаны как страницы, где упоминаются фамилии авторов, так и страницы, на которых имеются указания на их работы)

Аббе (Abbe) 321, 332, 338
Абе (Abe) 242—244, 251, 258
Абельс (Abels) 241, 242, 250, 251, 254, 258
Абих 353
Абрамов 227, 511, 517
Агассиц (Agassiz) 442, 444
Адамс (Adams) 157, 169, 276, 284
Аливерти (Aliverti) 455
Аллен-Аллен (Allen-Allen) 226, 280
Альтберг В. К. 361, 370
Альтберг В. Я. 6, 54, 83, 90, 145, 148—150, 169, 262, 336, 338, 358, 361, 362, 364—370
Амундсен (Amundsen) 432, 433
Андреев 201, 202
Антюс (Antews) 491, 495
Аншелес 391
Араго (Arago) 361
Арнольд-Алябьев 6, 122, 165, 167, 170, 202, 204, 209, 226, 227, 371, 374, 375, 377, 387, 389, 390, 391, 392
Аррениус (Arrhenius) 494, 495
Арцтовский (Arctowsky) 343, 344
Арцыбашев 160, 161, 169
Ауфзесс (Aufsess) 218
Ауэрбах (Auerbach) 22, 90
Ашкинасс (Aschkinass) 218

Бабине (Babinet) 345
Бальч (Balch) 336
Барендрехт (Barendrecht) 281, 284
Барнес У. Х. (W. H. Barnes) 110, 167
Барнес Х. Т. (H. T. Barnes) 47, 48, 72, 90, 92, 98, 105, 111—112, 114, 119, 127, 132, 139, 154, 162, 166—170, 205, 209, 225, 227, 238, 361, 364, 365, 369, 370, 395, 400—409

Барраль (Barral) 310
Бартоли (Bartoli) 105
Бартоломэ (Bartholomé) 103, 166
Баспн 227, 401—409, 511, 514, 517
Бахметьев 143, 152, 169
Бауманн (Baumann) 231, 238
Башин (Baschin) 431
Беван (Bevan) 181, 182, 225, 512, 517
Бедан (Bedan) 278
Бедфорд (Bedford) 224, 227
Бек (Beck) 492
Беленкин 91
Белль (Bell) 205, 206
Бентлей (Bentley) 149, 259, 260, 261, 267, 268, 269, 270, 273, 274, 277, 279, 280, 281, 282, 283, 300, 302, 307, 308, 320, 321, 328, 331, 333, 334
Берггрен (Berggren) 223, 390
Бердслей (Berdsley) 225
Берегов 391
Бержерон (Bergeron) 314, 316, 321, 337, 347, 369
Берналь (Bernal) 231—235, 238
Бернштейн (Bernstein) 130, 131
Бернулли (Bernoulli) 107, 108
Бессонов 122, 168, 204, 208—210, 212, 226, 334
Бианкони (Bianconi) 195, 225
Бибер (Biber) 304
Биксио (Bixio) 310
Блэкк (Black) 111, 167, 438, 440
Блюмке (Blumcke) 74, 90, 442, 444, 455, 457
Бобков 259
Богоявленский 107, 113, 166
Боде (Bode) 220, 226
Бойлль (Boylle) 122, 170
Бойль Р. (R. Boyle) 244
Бойль Р. У. (R. W. Boyle) 181
Болдырев 263, 283
Бон (Bon) 365
Бонштедт 332, 338
Боргман 90
Борт (Bort) 127
Боровик-Романова 151, 152, 169
Боттомлей (Bottomley) 76, 77, 89, 458
Браун (Brown) 206, 210, 353, 369
Браун (Browne) 336, 338
Бреннеке (Brennecke) 126, 168
Бриджмен (Bridgman) 101, 102, 103, 114, 115, 122, 129, 134, 166, 481
Бриско (Brisco) 167
Броккамп (Brockamp) 181, 190, 225
Броунов 90
Бруевич 167
Бруннер (Brunner) 126—128, 168, 217, 226
Брунс 204, 226, 227
Брюкнер (Brückner) 492
Брюстер (Brewster) 265, 283
Брэгг (Bragg) 171, 228, 230, 234, 238
Бувье (Bouvier) 216, 226
Бугер (Bouguer) 343, 344, 439
Буйвид 222
Бунзен (Bunsen) 111—113, 162, 167
Бурке 373, 391
Буссиньо (Boussignoult) 138, 169
Бутлеров 37
Буюкос (Bouyoucos) 461
Быдин 206, 207, 209, 213, 226, 361, 364, 365, 370, 401, 402, 409
Быков 312, 313, 466
Бэн (Behn) 112, 113, 167, 216, 226
Бюрхер (Bürger) 39, 69, 90, 158, 169
Бюхнер (Büchner) 142, 152, 153, 159, 160, 169

Вайпонд (Vipond) 132, 168
Валлеран (Wallerant) 281, 284
Вальдбауер (Waldbauer) 110, 114, 167
Ван-Дизен (Van Diesen) 226
Вангофен (Van Hofen) 390
Варбург (Warburg) 248
Варта (Wartha) 113
Васенко 205, 209, 210, 226
Вебер (Weber) 90, 96, 97, 166
Вегенер (Wegener) 122, 154, 168, 200, 225, 227, 241, 252, 304, 313, 315, 327, 328, 337, 338, 349, 369, 417, 439, 494, 495
Ведель (Vedel) 203, 213, 227
Вейднер (Weidner) 130
Вейнберг Б. П. 4—9, 13, 21, 28, 37, 39, 56, 74, 77, 83, 85, 90; 91, 122, 140, 148, 153, 155, 167—170, 171, 180, 183, 186, 188, 190, 192, 193, 201, 203, 210, 212, 213, 224—227, 239, 240, 258, 259, 265, 268, 284, 285, 289, 297, 302, 309, 313, 314, 329, 338, 342, 344—347, 351, 352, 354, 356, 362, 368, 369, 385, 392, 439, 440, 446, 453, 455, 458, 459, 475, 478, 489, 501, 510
Вейнберг В. Б. 163, 170, 496, 498
Вейнберг К. Б. 163, 164, 167, 170, 496, 498
Вейнгеров 220, 226
Вейпрехт (Weyprecht) 373, 380, 391, 405—407, 409
Вернадский 16, 17, 90, 262
Вестман (Westman) 242, 258, 264, 273, 275, 283, 318, 319, 433, 440
Вестон (Weston) 112
Вильд (Wild) 250

Вильке (Wilcke) 111, 167
Винокуров 142, 144, 145, 169
Винокурова 142
Винсент (Vincent) 112, 127, 167
Виссер (Visser) 345, 346
Витман 200, 202, 206, 209
Власов 160, 169
Воллосович 467, 489
Волькенбах (Wolkenbach) 426, 427
Вольдштедт (Woldstedt) 495
Воротилов 386
Врангель 466
Вуд (Wood) 195, 225, 345
Вэнер (Waehner) 355, 369
Вюльнер (Wüllner) 37

Гадолин (Gadolin) 107, 108, 111, 166, 312, 313
Гальцов 91
Гасселът (Gasselt) 37
Гезехус 352, 369
Гейсслер (Geissler) 122, 127, 168
Гейтель (Geitel) 217, 226
Гельмгольц (Helmholtz) 430, 432, 440
Гемфрис см. Хёмфрис
Гери (Ghuery) 241, 258
Гершель (Herschel) 316
Гесс (Hans Hess) см. Хесс
Гесс (Hermann-Heinrich Hess) 111
Гзовский (Gzowsky) 203, 206
Гиббс (Gibbs) 56
Глебов 487
Глешер (Glaisher) 264, 283
Глинка 486, 490
Гобер (Gaubert) 278, 284
Головин 487
Головков 6, 259, 264, 282, 283—285, 291—294
Гомилевский 258, 430, 440
Горленко 6, 9, 239, 410
Горовиц-Власова 224
Гофф 256—258
Гран (Gran) 390
Гриммингер (Grimminger) 350, 369
Гринберг 224
Гросс (Gross) 238, 279
Грот (Groth) 262, 264, 283
Гуттенберг (Guttenberg) 459
Гэй-Люссак (Gay-Lussac) 138, 169, 364
Давид 241, 258
Дайнс (Dines) 324, 338
Дальтон (Dalton) 30
Дамиен (Damien) 43
Дана (Dana) 263, 283
Даньшин 292
Дарту де Мэран см. Мэран
Датский 465
Дебай (Debay) 235, 238
Дево (Devaux) 252, 259
Деи (Dei) 101, 166
Декарт (Descartes) 340
Дела Провостэ см. Провостэ
Дела Рив (De la Rive) 160, 161, 163, 169, 371
Делльманн (Dellmann) 216, 226
Де Марки (De Marchi) 453, 459
Деннисон (Dennison) 228—230, 238
Департ (Depart) 322, 338
Депре (Despretz) 130, 138, 152, 168, 169
Дерюгин 227
Десэн (Desains) 111, 167
Дефант (Defant) 243—245, 258
Деффэ (Deffet) 102—103, 134, 106
Джаксон (Jackson) 109, 167
Джедд (Judd) 159, 160, 169
Джемс (James) 187, 224
Джерри (Gerry) 100, 166
Джиок (Giauque) 110, 114, 167
Джон (John) 228, 238
Джонсон (Johnson) 216, 226
Диккинсон (Dickinson) 97, 98, 107, 109—111, 114, 115, 166, 167
Диссельхорст (Diesselhorst) 168
Дитеричи (Dieterici) 96, 112, 113, 167
Дмоховский 439 440
Добровольский (Dobrowolsky) 3, 6—9, 15, 16, 18, 19, 21, 24, 26, 47, 48, 92, 106, 135, 136, 139, 166, 227, 239, 259, 261, 262, 263, 264, 266, 272, 273, 279, 283, 285, 288, 294, 300—302, 304, 306—310, 313, 315—321, 324, 326, 327, 328, 330, 335, 336, 337, 348, 349, 351, 355, 365, 369, 370, 385, 419, 425, 426, 428, 439, 478, 490
Догель 41, 90
Домов 510
Дрейер (Dreyer) 159, 160, 169
Дреуш (Dreush) 218
Дригальский (Drygalski) 126, 168, 431
Друккер (Drucker) 166
Дудецкий 347, 352, 353, 369, 475, 478
Дьюар (Dewar) 102, 105—108, 127, 134, 166, 168
Дэвик (Devik) 367, 369, 370, 396—398, 399, 402, 404, 409
Дэвис (Davis) 157, 169
Дюфур (Dufour) 138, 140, 143, 144, 146, 151, 152, 169, 356, 368, 369

Егорова 222, 224

Жемчугов 54, 90, 150, 151, 163
Жернез (Gernez) 152, 169
Жигмонди (Zsigmondi) 439

Жирмунский (Jirmounski) 492
Жук 347, 369

Закржевский (Zakrzewski) 112, 113, 127, 167
Зелигман (Seligman) 85, 90, 240—242, 258, 322, 323, 331, 338, 412, 414, 416—420, 439
Зильберман 150, 151, 163
Зонке (Sohncke) 217, 226
Зубов 118, 126, 167, 404, 409, 504

Иванов 155, 265, 492
Извеков 299, 308, 313
Имено (Imeno) 166
Ингерсолль (Ingersoll) 70, 90, 252, 258
Иогансон 383, 477, 478, 490
Ионсен (Iohnsen) 274, 284
Иост (Iost) 312, 313
Исаченко 222, 224, 227
Ишивара (Ishivara) 217, 226

Кадлец 388
Каванский 6, 171, 222, 223, 227
Кайнетт (Kynett) 311, 313
Калитин 218, 226
Калландер (Callendar) 97
Карман (Karman) 423
Карпов 312, 313
Касснер (Kassner) 312, 313, 347, 369
Катанский 206, 210, 226
Кёлер (Köhler) 154, 169, 305, 318
Кельвин см. Томсон
Кенногтт (Kenngott) 265, 283
Кеплер (Kepler) 262, 264, 283
Кёпп (Koepp) 252, 258
Керэнен (Keränen) 251, 258
Кибиц (Kiebiz) 216, 226
Кивер (Kiever) 364
Кидд (Kidd) 213, 226, 453
Кивс (Keith) 221, 224
Кинг (King) 72, 167
Кисслинг (Kissling) 304
Клапейрон (Clapeyron) 25, 97, 134
Клаузиус (Clausius) 25, 96, 134
Клокке (Klokke) 265, 266, 283
Клузиус (Clusius) 103, 166
Клунников 463
Клэрк (Clarke) 112
Кобелль (Kobell) 265, 283
Кокс (Cox) 123, 168
Колеман (Coleman) 495
Колчак 373, 391, 405, 409
Комаров 259
Конгро (Kongro) 166
Конради 224
Конп (Kopp) 122
Коппен (Köppen) 495
Кореф (Koref) 107, 167
Коржавин 200, 202, 204, 209, 210, 212, 225
Корш (Korsch) 444
Корниш (Cornish) 432, 437, 440
Корнфельд 87
Корсаков (Korsakow) 262, 273, 283
Корунов 496—498, 510
Кох (Koch) 126, 168, 176, 177, 181—185, 200, 210, 213, 225, 227, 241, 417, 439
Кохс (Kochs) 144, 152, 169
Кочин 299, 308, 313
Краммер (Crammer) 451, 459
Крейгер (Kreuger) 184, 204, 210
Кросс (Cross) 170, 510
Кроуфорд (Crouford) 107
Крэри (Crary) 181, 184, 225
Крюммель (Krümmel) 126, 168, 381
Кузнецов 39, 91, 171, 224
Кук (Cook) 98, 105, 111, 119
Кундт (Kundt) 248
Купен (Coupin) 312, 313
Курада (Kurada) 252, 254, 256, 258
Кюри (Curie) 278, 304

Лавуазье (Lavoisier) 111, 167
Лагалли (Lagally) 457, 459
Лагерхейм (Lagerheim) 390
Лазарев 465
Лактионов 125, 126, 168
Ландольт (Landolt) 130, 131
Лаплас (Laplace) 111, 167
Ларссон (Larsson) 114, 127, 167, 168
Лауе (Laue) 171, 228
Лебедев А. Ф. 474, 489
Лебедев В. В. 404, 409
Левин 498, 517
Левинсон-Лессинг 290
Ледюк (Leduc) 104, 106, 112, 167
Лейдольт (Leydolt) 265, 266, 267, 275, 280, 283, 286
Леопольд (Leopold) 168
Лизеганг (Liesegang) 333
Лиис (Lees) 160, 161, 169
Лилиенталь (Liliental) 153, 154, 159, 160, 169
Линдеманн (Lindemann) 167
Линденер 220, 226
Линдфорс (Lindfors) 241, 258
Листов 124, 168
Ловиц (Lovitz) 343
Ломан (Lohman) 205
Ломанн (Lohmann) 336
Ломоносов 372, 373, 384, 391
Лонер (Lohuer) 311, 313
Лохтин 361, 370

Львов 482
Любославский 241
Людлов (Lüdlow) 203

Маас (Maass) 110, 114, 167
Макаров 126, 168, 205, 210, 226, 378
Маккавеев 55, 91, 366, 370
Маккей (Mackay) 205, 209
Мак-Коннель (Mac Connell) 185, 213, 225, 226, 342, 346, 453
Маклашин 122, 129, 168, 205, 207, 209, 210, 212, 227
Мак Леод (Mac Leod) 37
Мак Рэ (Mac Rae) 181, 182, 183, 225
Максвелл (Maxwell) 177—180, 191, 242
Мальмгрен (Malmgren) 116, 118, 124, 126, 160, 162, 163, 167, 391
Марвин (Marvin) 138, 166, 169, 279
Марин 171, 172, 224
Маринелли (Marinelli) 105
Мариотт (Mariotte) 244
Маршанд (Marchand) 126—128
Марютин 215, 226
Матсуяма (Matsuyama) 177, 184, 185, 225
Маурстад (Maurstad) 373, 391
Мего (Megot) 103, 122
Меербург (Meerburg) 77, 81, 82, 90
Мейер И. (J. Meyer) 147, 153
Мейер Л. (L. Meyer) 37
Мейер О. Е. (O. E. Meyer) 302
Мейер Р. (R. Meyer) 319, 338, 342—346
Мейерс (Meyers) 101, 170
Мейтнер (Meitner) 242
Мекке (Mecke) 231, 238
Меккер (Mecker) 212
Менделеев 369
Мёрфи (Murphy) 165, 170
Миддендорф 465
Миис (Mees) 206
Микельс (Michels) 133, 168
Миланкович (Milankowitsch) 494
Милликен (Millikan) 231, 238
Мирчинк 9, 491
Митчелль (Mitchell) 160, 161, 169
Мозелей (Moseley) 185, 195, 205, 213, 225
Мозер (Moser) 133, 134, 168
Молер (Mohler) 130, 131, 168
Молочников 419, 440
Молчанов 391, 511
Моргун 380
Мориц (Moritz) 127
Морозов 373
Мотес (Mothes) 181, 184, 190, 225
Моусон (Mawson) 324, 338
Муретов 357, 369
Муссон (Mousson) 106, 138, 169, 213, 225
Мушенброк (Muschenbrok) 126
Мюгге (Mügge) 175, 224, 274, 276, 283
Мюллер (Müller) 352, 369
Мэран (Dartous de Mairan) 122, 167

Назаров 212, 226
Накайя (Nakaya) 322, 323, 338
Нансен (Nansen) 223, 377, 390, 391
Нейманн (Neumann) 70, 160, 161, 109, 249, 258, 392
Нернст (Nernst) 107, 108, 110, 166, 167
Нечаева 224, 227
Нидердорфер (Niederdorfer) 252, 259
Николь (Nichols) 112, 119, 122, 127, 167
Новосельцов 498, 517
Нойес (Noyes) 167
Нордмейер (Nordmeyer) 107, 108, 166
Норденшельд А. Е. (A. E. Nordenskjöld) 223, 265, 272, 280, 283, 389, 390
Норденшельд Г. (G. Nordenskjöld) 262, 263, 264, 266, 272, 273, 277, 279, 283
Норденшельд О. (O. Nordenskjöld) 20
Носкова 227

Оболенский 342, 346
Образцов 86, 91
Овсянников 439
Ог (Haug) 492
Одэн (Odin) 452, 453, 456, 459
Окада (Okada) 242—244, 251, 252, 258, 400
Öкслин (Oechslin) 510
Ольтрамаре (Oltramare) 144, 153, 169
Омелянский 224, 227
Онгстрём (Ångström) 250, 252, 258, 397
Оплатка (Oplatka) 216, 226
Орешкин 465
Орнштейн (Ornstein) 77, 78, 90
Осборн (Osborne) 97, 98, 101, 107, 109, 110, 111, 114, 115, 166
Остащенко-Кудрявцев 126
Оттен 256—258

Павлов 241, 498, 499, 501, 517
Палибин 223, 227, 390, 391
Пархоменко 460, 489
Парфианович 160, 161, 169
Паульке (Paulcke) 412, 414, 415, 419, 439
Педдер 203, 210, 212, 226
Пенк 492, 495
Пернтер (Pernter) 346
Персон (Person) 105, 107, 108, 111, 166, 167

Першин 312, 313
Петерс (Peters) 336, 338
Петров 465
Петтерсон (Petterson) 37, 105, 114, 118, 122, 127, 128, 167, 168
Петцольд (Petzold) 126, 168
Пехович 155, 170
Пиктэ (Pictet) 144, 153, 169
Пилипенко 431
Пинегин 184, 188, 190, 203, 204, 209, 210, 213, 225, 226
Пирсон (Pearson) 167
Плайлер (Plyler) 218, 227
Плюккер (Plücker) 105, 122, 168
Поздняков 312, 313
Пономарев 465
Понтус (Pontus) 212
Попов 361, 370
Порецкий 390
Принц (Prinz) 266, 267, 272, 283, 286, 321, 331
Пристлей (Priestley) 264, 321, 322, 338, 376, 379, 389, 407
Притц (Prytz) 132, 168, 227
Провостэ (Provostaye) 111, 167
Проскуряков 155, 170
Протанский 496, 497, 516
Протопопов 90
Прохоров 332
Пуассон (Poisson) 6, 189, 250
Пульман 329
Пульфрих (Pulfrich) 131, 168, 217, 227
Пурсель (Purcel) 167
Пфафф В. (W. Pfaff) 147, 153, 170
Пфафф Ф. (F. Pfaff) 175, 210, 225, 227
Пьерр (Pierre) 130, 168

Райт (Wright) 264, 283, 321, 322, 324, 325, 338, 407, 409
Раман (Raman) 6, 234
Рейес (Reyes) 100, 166
Рейнольдс (Reinolds) 446
Реньо (Regnault) 104, 105, 107, 111, 166, 167, 239
Рентген (Röntgen) 276, 304
Реуш (Reusch) 182, 201, 225
Ризенфельд (Riesenfeld) 91
Рикке (Riecke) 106, 166
Риманн (Riemann) 90
Рингер (Ringer) 117
Ринне (Rinne) 238, 279, 284
Рихтер (Richter) 253, 256, 336, 338
Рич (Rich) 176, 210, 225
Ричардс (Richards) 129, 168, 189
Робисон (Robison) 311
Робич (Robitsch) 65, 90, 322, 338
Розе (Rose) 262
Розен 126, 168
Розенбуш (Rosenbusch) 290
Розенталь Д. (D. Rozenthal) 103, 122, 166
Розенталь З. (Z. Rosenthal) 205
Ройен (Royen) 193, 225
Романович (Romanowicz) 206, 213, 226
Роммелер (Rommeler) 224
Рорер (Rohrer) 262, 283, 319, 320, 338
Росс (Ross) 279
Россетти (Rossetti) 130, 168
Россманн (Rossmann) 419, 440
Рот (Roth) 112, 113, 119, 122, 167
Рубенчик-Петрова 224
Рудовиц 167
Русанов 163, 170
Рябушинский (Riabouchinsky) 425, 428, 429, 439
Рябчиков 163, 170

Саатчян 85, 90, 246, 253—256, 268
Саймон (Symon) 258
Саммет (Sammet) 114, 167
Сарапкин 122, 126, 168
Саратовкин 39, 91
Сатке (Satke) 247, 258
Свердруп (Sverdrup) 351
Сегель 186, 225
Селяков 237, 238
Семенов 333
Семеров 427
Сергеев 204, 210, 225
Сигсон 264, 269—271, 283, 334
Сидней-Юнг (Sydney Young) 37
Сидоренко 312, 313
Сидоров 347, 352, 353
Сиклей (Sickley) 170, 510, 517
Скоресби (Scoresby) 264, 283, 373, 391
Смис Л. Б. (L. B. Smith) 100, 109, 111—113, 166
Смис Э. У. (A. W. Smith) 108, 167
Смолуховский (Smoluchowski) 247, 249, 258
Сноу (Snow) 267
Сойер (Sawyer) 127, 129
Соколов И. А. 176, 184, 225
Соколов Н. А. 429, 440
Сомильяна (Somigliana) 454, 455, 457, 459
Сорби (Sorby) 169
Сорн (Thorne) 181, 184
Софронов 361, 370, 399, 409
Спейерс (Speyers) 129, 168, 189
Спраул (Sproule) 181, 184
Срезневский 430
Стакле (Stakle) 391
Стаут (Stoutes) 110, 114
Сташевский 465

Стефан (Stefan) 70, 71, 90
Стокс (Stokes) 81
Стон (Stone) 419, 439
Странео (Straneo) 160, 161, 169
Страччиати (Stracciati) 105
Струве (Struve) 128, 168
Стюарт (Stewart) 236—238
Стэнструп (Steenstrup) 227
Сузуки (Suzuki) 77, 78, 90
Сукачев 476
Сумгин 9, 14, 20, 90, 138, 139, 226, 241, 258, 460, 461, 476, 477, 489, 490
Сырников 361, 370
Сыромятников 498, 510

Тамманн (Tammann) 28, 101, 102, 106, 134, 136, 137, 142, 148, 152, 153, 159, 160, 166, 169, 196, 197, 225, 281, 481
Тамура (Tamura) 70, 90, 392
Тан (Tahn) 113
Таннер (Tanner) 224
Тарр (Tarr) 176, 210, 225
Твининг (Twining) 130, 168
Тебер (Taber) 476, 478, 489
Тизен (Thiesen) 130, 131, 135, 168
Тиммерман (Timmermans) 102, 103, 122, 134, 166
Тимонов 370
Тиндалль (Tyndall) 83, 90, 156, 267, 272, 275, 285, 442
Тиррель 285, 290
Тиссандье (Tissandier) 310, 325
Тихомиров 81, 339
Толмачев 288, 489
Толль 489
Толстихин 14, 16, 17, 90, 285, 294
Томас Дж. Л. (J. L. Thomas) 133, 168
Томас П. (P. Tomas) 216, 226
Томсон Дж. Дж. (J. J. Thomson) 303
Томсон У. (W. Thomson) 25, 26, 31, 100, 300—303, 475, 476, 478
Траберт (Trabert) 328, 338, 355, 369
Траубридж (Trowbridge) 182, 183, 225
Траутвайн (Troutwine) 203
Троутон (Trouton) 162, 170
Трошин 262, 283, 336, 388
Трощинский 210, 226, 227, 514, 517
Тумлирц (Tumlirz) 158, 160, 169
Тухшнайд 227
Тюри (Thury) 336, 338

Уайт (White) 130, 168
Уард (Ward) 241
Уильсон (Wilson) 303
Уитман (Whitman) 88, 91
Уолтон (Walton) 159, 160, 169
Уошбэрн (Washburn) 96, 100, 101, 135, 166
Успенский 160, 167, 169
Уэрри (Wherry) 264, 283

Фабиан (Fabian) 175, 182, 213, 225
Фаренгейт (Fahrenheit) 136, 169
Федоров 264
Федченко 447
Фельтен (Velten) 113
Ферсман 332, 338
Фёрстер (Förster) 69—90, 158, 163, 169
Фик (Fick) 507
Филиппи (Philippi) 433, 440
Финлейсон (Finlayson) 205, 213, 225
Финстервальдер (Finsterwalder) 442, 447, 451, 455, 458, 459
Флеров 262, 283
Флюгель (Flügel) 352, 369
Фонтенелль (Fontenell) 220
Форбс (Forbes) 160, 161, 163, 169, 442
Форер 226
Фомин 91
Форт (Fort) 126, 168
Фоулер (Fowler) 231—235
Франкенхейм (Frankenheim) 182
Френкель (Fränkel) 222, 227
Фритш (Fritsch) 319, 390
Фрицман 22, 90, 123, 166, 167, 238
Фрумкин (Frumkin) 31, 90
Фрюлинг (Früling) 183, 206, 210, 213, 225
Фукс 31, 135, 169
Фуллериан (Fullerian) 168
Фурье (Fourier) 250
Фуссеро (Foussereau) 216, 226
Фут (Foote) 168
Футин 222
Футтерер (Futterer) 263, 265, 280, 283
Хангенбах-Бишофф (Hagenbach-Bischoff) 267
Халльберг (Hallberg) 264, 268, 274, 275, 280, 283
Хамберг (Hamberg) 242, 258, 273, 280, 386, 391, 405, 407, 409, 434, 435, 437, 440, 444
Ханн (Hann) 435, 440
Ханнэй (Hanney) 37
Харпер (Harper) 111, 114, 167
Хартманн (Hartmann) 159, 160, 169, 282, 284
Хвольсон 101
Хевелий (Hevelius) 339, 343
Хейзе (Heuse) 96, 97, 99, 135, 166, 168
Хейм (Heim) 225, 227, 264, 283, 434, 440, 444
Хейнитц (Heinitz) 263, 492

Хейнрих (Heinrich) 122, 126, 127, 168, 270
Хёк (Hoek) 242, 418
Хекслэй (Huxley) 83
Хельманн (Hellmann) 264, 266, 283, 319
Хемпе (Hempe) 312, 313
Хемфрис (Hemphreys) 260, 309, 313, 346
Хендрикс (Hendrix) 279
Хеннинг (Henning) 97, 166
Херинг (Hering) 336, 338
Хесс (Hans Hess) 19, 74, 90, 104, 105, 119, 134, 166—167, 176, 183, 185, 186, 187, 192—198, 210, 225, 227, 267, 279, 284, 442—446, 455, 457—459
Хеттих (Hettich) 276, 284
Хинтц (Hintz) 272, 283
Хобсон (Hobson) 336, 338
Хогбом (Hogbom) 332
Хольборн (Holborn) 97, 166
Хонигманн (Honigmann) 206, 213, 226
Хргиан 67, 90, 91
Христиансен (Christiansen) 251
Хромов 306, 313
Хун (Huhn) 390
Хуттон (Hutton) 311, 313
Хьельстрём (Hjeltström) 250, 251, 258
Хюги (Hügi) 442

Цетерье (Coeterier) 133, 168
Цобель (Zobel) 70, 90
Цытович 14, 90, 206, 226, 227, 465, 471, 484, 485, 490, 510, 517
Цуриков 227, 404, 409, 511, 518

Чан (Chang) 91
Чемберлен (Chamberlain) 195, 225
Черниговский 252, 259
Черныш 140, 145, 169
Черч (Church) 439, 440
Чигрин 167
Чильман (Chilman) 223, 389
Чирвинский 283, 332, 333, 338
Чистяков 227

Шаллер (Shaller) 279
Шандриков 200, 202, 206, 209, 225
Шаппюи (Chappuis) 130, 131, 168
Шарко (Charcot) 351
Шваab (Schwaab) 355, 369
Швальбе (Schwalbe) 336, 338, 368, 370
Шведов 177—179, 191, 193
Швенк (Schwenk) 328, 338
Швецов 465
Шедд (Shedd) 264, 283, 321, 338
Шееле (Scheele) 276, 284
Шеель (Scheel) 96, 97, 99, 135, 166, 168
Шейков 206
Шейнманн 393, 409
Шекльтон (Shakleton) 338
Шентьес (Schoentjes) 160, 267, 283
Шенфлис (Schoenflies) 264
Шепелевский 8, 71, 85, 240, 246, 247, 252, 256, 258, 392, 393, 408
Шипчинский 438, 440
Шмельк (Schmelk) 222
Шмидт (Schmidt) 318, 338
Шостакович 465
Шоу (Shaw) 123, 168
Шрёдер (Schroeder) 142, 145, 169
Шрёттер (Schrötter) 132, 144, 168, 390
Штауб (Staub) 112
Штейнметц (Steinmetz) 284
Шубин 352, 369
Шукевич 320, 321, 338
Шулейкин 163, 167, 170, 238
Шуллер (Schuller) 113
Шумахер (Schumacher) 263

Экснер (Ekner) 318, 338
Эльстер (Elster) 217
Эмелеус (Emeleus) 167
Энгельн (Engeln) 87, 91, 195, 196, 206, 225
Эндрюс (Andrews) 168, 252, 258
Энно-Ролан (Hennau Roland) 103, 122, 166
Эрк (Erk) 160, 161, 169

Юан (Ewan) 218
Юинг (Ewing) 181, 184
Юлин (Juhlin) 166
Юнг С. (S. Joung) 170, 510, 517
Юнг Т. (Th. Joung) 181, 182, 185, 186, 188—190, 485, 512

Ягодовский 378
Якоб (Jakob) 160, 161, 163, 169, 170
Ямада Yamada) 252, 258
Яновский (Janowski) 222, 227
Яновский В. К. 465
Яновский Т. (Th. Janowski) 222, 227
Янсон (Jansson) 251, 252, 258